

Rafael Augusto de Mattos

**Feições de meso e grande escalas da Corrente do
Brasil ao largo do sudeste brasileiro**

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

2006

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao
largo do sudeste brasileiro**

Rafael Augusto de Mattos

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

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

“There are two ways to live: you can live as if nothing is a miracle; you can live as if everything is a miracle.”

Albert Einstein

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vii
Lista de Figuras	xvi
Lista de Tabelas	xvii
1 Introdução	1
1.1 A Corrente do Brasil: Seus Meandros, Vórtices e Recirculações	1
1.1.1 Meandros e Vórtices: As Feições de Meso-escala	1
1.1.2 Células de Recirculação: As Feições de Grande Escala	14
1.2 Objetivos	20
2 Conjunto de Dados	22
2.1 Preâmbulo	22
2.2 World Ocean Atlas 2001	24
2.3 Operação Oceano Sudeste I	26
2.3.1 Tratamento e Validação dos Dados Hidrográficos	28
3 Função de Corrente Geostrófica e sua Investigação	38
3.1 Preâmbulo	38
3.2 Estabelecendo um Nível de Referência	39
3.2.1 A Teoria Analítica das Curvas T - S e os Teoremas de Shtokman	40
3.2.2 Determinando a Interface ACAS-AIA	47

3.3	A Construção dos Campos	56
3.4	Apresentação e Discussão	61
4	O Cenário Quase-geostrófico	82
4.1	Preâmbulo	82
4.2	A Validação da Quase-geostrofia	84
4.3	Formulação do Modelo Quase-geostrófico	88
4.3.1	A Aproximação de $1^{1/2}$ -Camadas	88
4.3.2	Determinação dos Parâmetros de Estrutura Vertical	91
4.4	Os Campos Modelados e sua Exploração	94
4.4.1	Função de Corrente Geostrófica	94
4.4.2	Análise de Vorticidade	95
5	Considerações Finais	107
5.1	Sumário e Conclusões	107
5.2	Sugestões para Trabalhos Futuros	114
A	Modelo Quase-geostrófico de 2-camadas	116
	Referências Bibliográficas	120

Agradecimentos

É com satisfação que dirijo meus sinceros agradecimentos àquele que, não somente tornou possível a realização da pesquisa aqui dissertada, mas contribuiu de maneira singular em minha formação acadêmica, profissional e pessoal. Refiro-me a meu orientador e amigo Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira.

Agradecimentos são tecidos ao Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil que, através do Banco Nacional de Dados Oceanográficos, gentilmente cedeu os dados hidrográficos pertinentes à Operação Oceano Sudeste I, utilizados na presente pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (proc. 03/09689-0) pelo apoio financeiro creditado a esta pesquisa.

Os esforços científicos do Dr. Márcio Luiz Vianna foram fundamentais no âmbito de ampliar meu conhecimento à frente de novas descobertas. Este forneceu resultados, na ocasião ainda originais, que embasaram e enriqueceram os resultados apresentados neste trabalho. A ele enalteço e faço valer meus sinceros agradecimentos.

Obviamente não poderia deixar de agradecer àqueles que me agüentaram dias e mais dias, fosse nos momentos de descontração e boas risadas, fosse nas ocasiões de pressão e poucas risadas. Ou seja, a rapaziada com a qual convivi no Laboratório de Dinâmica Oceânica. E são eles: Alexandre, Ana Cláudia, André, Carol, Cayo, Diogo, Domingos, Fernando, Filipe, Juliana, Leandros Calado e Ponsoni, Paulos Henrique e Roberto, Rafael, Saulo, Simone, Sueli e Thiago.

São imensuráveis (e^x , $x \rightarrow +\infty$) meus agradecimentos para com minha querida atual namorada e futura esposa Carla. Sem seus momentos de dedicação exclusiva a minha pessoa, a realização desta pesquisa teria navegado por mares muito mais revoltos. Que nossas discussões científico-filosóficas, apesar de conflitantes em muitas ocasiões, perdurem.

Finalmente, a meus queridos pais Nanci e Nelson pelas irretribuíveis oportunidades de crescimento pessoal a mim sempre oferecidas, pelo carinho, pelo incentivo e pela paciência em muitos momentos. E que, apesar da compreensão quase nula sobre o conteúdo científico deste trabalho, sempre valorizaram minhas tentativas de comunicação. A meus familiares agradeço pelo estímulo e pela compreensão em algumas ocasiões importantes nas quais não pude comparecer.

Resumo

A Corrente do Brasil (CB) é formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial e flui para sul, ao longo da margem continental brasileira, até se separar desta no encontro com a Corrente das Malvinas. Esta descrição da CB carece de detalhes quanto à rica dinâmica por esta apresentada no sudeste brasileiro. Meandros e vórtices configuram sua intensa atividade de meso-escala cujas evidências observacionais, reportadas na literatura, são fartas. No espectro dos movimentos de grande escala, alguns poucos trabalhos trazem evidências acerca da existência das células de recirculação da CB, as quais subdividem o padrão da circulação do giro subtropical do Atlântico Sul. Neste âmbito, objetivamos a descrição destas feições oceanográficas a partir de observações quase-sinóticas do campo de massa entre 22°S and 28°30'S . Estas observações são oriundas da Operação Oceano Sudeste I da Marinha do Brasil. Nossa investigação passa por descrever as feições presentes nos campos de função de corrente geostrófica, construídos a partir do Método Dinâmico clássico e uso de interpolação ótima. Em sua construção, se fez necessária a estimativa de um nível de referência para a qual buscamos coadunar conceitos recentes sobre formação de massas de água centrais e princípios da termodinâmica clássica oriunda dos Teoremas de Shtokman. O valor estabelecido foi de 560 m. Os campos de função de corrente revelaram em todo domínio de estudo a assinatura de uma onda baroclínica de vorticidade associada à CB com comprimentos de aproximadamente 350-450 km. A porção sul da célula de recirculação norte da CB, evidenciando a assinatura da Contra-corrente Subtropical do Atlântico Sul, também pôde ser observada. No intuito de melhor compreender a natureza dinâmica destas feições, aproximamos o oceano a um modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas derivado das observações, que foi dinamicamente calibrado. Os campos modelados de função de corrente, vorticidade relativa, vortici-

dade de estiramento, variação de vorticidade planetária e vorticidade potencial revelaram que a onda de vorticidade capturada é tipicamente de meso-escala, ocupando o centro do espectro entre ondas curtas e longas. Já a estrutura da célula de recirculação tem por característica realmente a identidade de uma feição tipicamente de grande escala. Da sobreposição dos campos de função de corrente e vorticidade potencial, concluímos que a onda de meso-escala provavelmente se propagava para sul-sudoeste ao passo que a célula de recirculação se mostrou basicamente quase-estacionária.

Abstract

The Brazil Current (BC) originates from the southernmost branch of the South Equatorial Current bifurcation. It flows southward along the Brazilian continental margin until it converges with the Malvinas Current and separates from the coast. This BC description lacks details on its rich dynamics while flowing off the Brazilian southeast coast. Vigorous meanders and vortices are the signature of an intense meso-scale activity that are well reported in the literature. In the large scale component of the current system, some few works bring evidence out about the existence of two recirculation cells that subdivides the the South Atlantic Subtropical gyre in two smaller sub-gyres. In this regard, we aim to characterize these oceanographic (meso and large scale) features from quasi-synoptic hydrographic observations taken between 22°S and 28°30'S. These observations were conducted by the Brazilian Navy and is referred as Operação Oceano Sudeste I. We then described the features captured by the geostrophic streamfunction maps built from the classic dynamic method and using optimal interpolation. A reference level for the streamfunction maps was derived by combining recent concepts about central water mass formation and classical seawater thermodynamic principles from the Shtokman theorems. The inferred reference level chosen was 560 m. The streamfunction field revealed a baroclinic vorticity wave pattern associated with the BC with characteristic wavelengths of about 350-450 Km. The southern portion of the BC recirculation northern cell revealed the South Atlantic Subtropical Counter-current. In order to better understand the dynamics of these features, we employed a data-derived $1^{1/2}$ -layer quasi-geostrophic model that was dynamically calibrated. Modeled fields of $1^{1/2}$ -layer streamfunction, relative vorticity, stretching vorticity, planetary vorticity variation and potential vorticity maps were generated. Their analysis indicated that the waves were typically meso-scale features. They seemed to occupy

the central portion of the spectrum ranging from short to long vorticity waves. The recirculation cell confirmed typical large-scale characteristics with a dominant stretching vorticity component in the dynamical fields. A simple analysis that superposed the $1\frac{1}{2}$ -layer streamfunction and potential vorticity maps indicated that the wave pattern was probably propagating in the south-southwestward direction while the recirculation cell was basically quasi-stationary.

Lista de Figuras

- 1.1 Temperatura da superfície do mar (TSM-MODIS), em 18 de abril de 2005, referente à região da extensão da Corrente do Golfo. A assinatura da frente térmica evidencia o vigoroso padrão meandrante da corrente. Fonte: *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), cortesia Norman Kuring (MODIS Ocean Team) (editado). 2
- 1.2 Posições da isoterma de 15°C a 200 m de profundidade, em diferentes instantes, como indicadora da frente térmica da Corrente do Golfo nas porções de sua extensão. Os padrões ondulatórios associados aos meandros apresentam 200-400 km de comprimento [Hansen, 1970]. De acordo com Watts [1983]. 3
- 1.3 Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR) nas imediações da Confluência Brasil-Malvinas em 11 de outubro de 1984 [superior] e em 11 de fevereiro de 1985 [inferior]. Intervalo: de 3°C (azul escuro) a 28°C (vermelho escuro). As trajetórias de ± 20 dias [superior] e ± 10 dias [inferior] dos derivadores são destacadas em azul. De acordo com Olson *et al.* [1988] (editado). 4
- 1.4 Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 05 de abril de 2006, evidenciando a assinatura das ondas de instabilidade baroclínica associadas à Corrente do Golfo em imediações da Elevação de Charleston. Tais ondas foram descritas por Xue & Mellor [1993] em imagem de satélite similar. Fonte: *Coastal Ocean Observation Lab/Marine Remote Sensing Lab* - Universidade de Rutgers (editado). 5
- 1.5 Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 27 de junho de 1994, ao largo do sudeste brasileiro. As águas mais quentes, associadas à frente térmica da CB, evidenciam seu padrão meandrante. Fonte: cortesia João A. Lorenzetti (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE). 6

1.6	Assinatura em topografia dinâmica, relativa a 500 dbar, do vórtice anticiclônico detectado ao largo de Cabo Frio segundo <i>Signorini</i> [1978]. Vale notar a presença parcial de uma estrutura ciclônica logo a sudoeste do vórtice anticiclônico.	7
1.7	Esquematização da hipótese de <i>Campos et al.</i> [1995] para a ocorrência do meandramento da CB ao longo do sudeste brasileiro: [esquerdo] costa orientada meridionalmente não propicia a formação de meandros; [direito] mudança de inclinação de costa nos arredores de Cabo Frio propicia a ocorrência de meandros. O domínio apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma positiva (ao atingi-la, a corrente adquire vorticidade ciclônica) e outra negativa (ao atingi-la, a corrente adquire vorticidade anticiclônica). Adaptado de <i>Godoi</i> [2005].	9
1.8	Evolução temporal da dinâmica de meso-escala associada a CB descrita segundo elevação da superfície livre e velocidade horizontal em superfície: [esquerdo] experimento com batimetria realista; [direito] experimento com talude continental aproximado a uma parede vertical. De acordo com <i>Calado</i> [2001].	10
1.9	Função de corrente geostrófica (relativa a 480 dbar) na região do Embaiamento de São Paulo: [superior] representativa da CB à profundidade de 100 m; [inferior] representativa da CCI à profundidade de 700 m. Nota-se em ambos os domínios a assinatura meandrante das correntes demarcada pela presença de estruturas ciclônicas e anticiclônicas. De acordo com <i>Godoi</i> [2005].	12
1.10	Distribuições horizontais de vorticidade resultantes do modelo quase-geostrófico baroclínico: [superior esquerdo] vorticidade relativa; [superior direito] variação de vorticidade planetária; [inferior esquerdo] vorticidade de estiramento; [inferior direito] vorticidade potencial. De acordo com <i>Godoi</i> [2005].	13
1.11	Anomalia do geopotencial em superfície, dada em $m^2.s^{-2}$, relativa a 1000 dbar. A linha fina circundante aos continentes representa a isóbata de 400 m. As áreas rachuradas indicam a assinatura das células anticiclônicas associadas às recirculações das CCOs subdividindo os giros subtropicais próximo ao contorno oeste. De acordo com <i>Tsuchiya</i> [1985].	16

1.12	Topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul, e circulação geostrófica associada, obtida através de dados altimétricos da superfície do mar e dados geodésicos de alta precisão. É nítida a assinatura das duas células de recirculação associadas ao giro subtropical. De acordo com <i>Vianna & Menezes</i> [2005].	18
1.13	Campo vetorial de velocidades baroclínicas, a 50 m de profundidade, obtidas numericamente através de simulações diagnósticas do POM-3D. De acordo com <i>Chen</i> [2002].	19
2.1	Topografia de fundo da costa sudeste brasileira, destacadas as principais feições fisiográficas presentes na região. Base de dados ETOPO2 disponibilizada pelo <i>National Geophysical Data Center</i> (NGDC/NOAA).	23
2.2	Campos anuais em superfície da base climatológica WOA2001 [<i>Boyer et al.</i> , 2005]: [superior] temperatura; [inferior] salinidade.	25
2.3	Distribuição das estações hidrográficas realizadas durante a OCSE-I pela Marinha do Brasil, entre maio e julho de 2000. A numeração diz respeito às 12 radiais.	27
2.4	Seções de velocidade geostrófica da Radial 8 da OCSE-I obtidas a partir da estrutura termohalina, via Método Dinâmico: [superior] promediação de 10 em 10 m; [inferior] interpolação linear metro-a-metro. Velocidades negativas (cores quentes) indicam escoamentos para sul.	31
2.5	Diagrama <i>T-S</i> espalhado das estações hidrográficas da OCSE-I. As curvas em tons de azul são representativas das estações mais ao norte da região de estudo enquanto aquelas em tons de verde são representativas das estações mais ao sul. Isopicnais ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) são apresentadas como curvas paramétricas.	32
2.6	Diagramas- <i>TS</i> comparativos entre OCSE-I e climatologia: [superior] curvas <i>T-S</i> espalhadas. As curvas da OCSE-I (climatologia) geograficamente mais ao norte da região são graficadas em tons de azul (vermelho) e formam um degradê com as curvas mais ao sul graficadas em tons de verde (amarelo); [inferior] curvas <i>T-S</i> médias (contínuas) e envoltórias de espalhamento (tracejadas, correspondendo a \pm três desvios-padrões) da OCSE-I (azul) e da climatologia (vermelho).	34

2.7	Diagramas- $T-S$ comparativos entre OCSE-I e climatologia para o domínio das massas de água mais profundas presentes na região. As curvas da OCSE-I (climatologia) geograficamente mais ao norte da região são graficadas em tons de azul (vermelho) e formam um degradê com as curvas mais ao sul graficadas em tons de verde (amarelo).	37
3.1	Diagrama $T-S$ médio e desvio padrão ΔS da salinidade no leste do Mar de Coral em comparação às definições das massas de água do Oceano Pacífico Sul. Os pontos e linha escura indicam as propriedades nas regiões de formação que, com exceção da Água Superficial, encontram-se afastadas do Mar de Coral. Adaptado de <i>Tomczak & Godfrey</i> [1994].	43
3.2	Traçado das retas secantes de mistura (tracejadas) entre as massas de água ACAS, AIA, APAN e AAF em função da curva $T-S$ média (contínua) amostrada pela OCSE-I. Com exceção do índice termohalino da ACAS, aqueles da AIA e da APAN são determinados pelas intersecções das retas de mistura. . . .	44
3.3	Estrutura termohalina média amostrada pela OCSE-I: [superior esquerdo] perfil médio de temperatura potencial; [superior direito] perfil médio de salinidade; [inferior] curva $T-S$ média sobreposta ao Diagrama $T-S$ espalhado, onde as isolinhas de anomalia de densidade potencial [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] são apresentadas como curvas paramétricas.	48
3.4	Triângulo de mistura médio [superior] e profundidades das interfaces isopícnas ACAS-AIA e AIA-APAN [inferior]. As siglas ACASs e ACASi denotam os índices superior e inferior desta massa de água, respectivamente. Compondo o triângulo de mistura, temos a mediana principal (linha tracejada tênue) e as medianas secundárias (linhas tracejadas escuras).	51
3.5	Distribuição dos desvios de profundidade em torno do \mathcal{NR} : [esquerdo] considerando <i>um</i> único índice termohalino representativo da ACAS; [direito] considerando <i>dois</i> índices termohalinos representativos da ACAS. O desvio padrão é representado por δ	55

3.6	Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados da OCSE-I. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.3 (linha contínua), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 162,7 \text{ km} \approx 1,5^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,049$	58
3.7	Representação da grade para interpolação dos campos de ψ da OCSE-I [superior]. Mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por \mathcal{AO} : $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,049$. Intervalo dos contornos: 5 % [inferior].	60
3.8	Função de corrente geostrófica ψ a 20 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	62
3.9	Função de corrente geostrófica ψ a 50 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	63
3.10	Função de corrente geostrófica ψ a 100 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	64
3.11	Função de corrente geostrófica ψ a 200 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 200 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	65
3.12	Função de corrente geostrófica ψ a 300 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 300 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	66
3.13	Função de corrente geostrófica ψ a 400 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 400 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	67

3.14	Função de corrente geostrófica ψ a 500 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 500 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.	68
3.15	Campos de ψ a 100 m de profundidade (ou à equivalente superfície isobárica de 100 dbar) conforme elaborado por <i>Godoi</i> [2005] para o cruzeiro HM2 [superior] e aquele oriundo da OCSE-I para a mesma região representativa [inferior]. . .	70
3.16	Estimativa do comprimento de onda dominante demarcado pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas da onda de vorticidade associada a CB. Estas são melhor evidenciadas pelo campo de ψ a 100 m de profundidade.	72
3.17	Seções de velocidade geostrófica, referenciadas em 560 m de profundidade, pertinentes às Radiais 6 [superior] e 9 [inferior] da OCSE-I. O escoamento da CB é caracterizado pelas velocidades mais negativas (para sudoeste) próximas ao contorno. Para a Radial 6, estas atingem valores máximos de $-0,36 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e a CB transporta 10,2 Sv. Já para a Radial 9, suas velocidades máximas atingem $-0,20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e seu transporte é de 2,2 Sv. A distância expressa no eixo das abscissas é contada a partir da estação hidrográfica mais costeira.	74
3.18	Campos vetoriais de velocidades baroclínicas absolutas, modelado numericamente por <i>Chen</i> [2002] [superior], e de velocidades baroclínicas relativas ao $\mathcal{NR} = 560 \text{ m}$, obtido no presente estudo [inferior]. Ambos os campos são apresentados a 50 m de profundidade.	75
3.19	Anomalia do geopotencial em superfície, dada em $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$, relativa a 1000 dbar de acordo com <i>Tsuchiya</i> [1985]. A área delimitada em vermelho representa aquela ao largo do sudeste brasileiro amostrada pela OCSE-I. Fica evidente que a área delimitada contempla a assinatura parcial do flanco sul da célula de recirculação norte do Atlântico Sul, esta caracterizada pelo ramo da CB que se afasta do contorno e dá origem a CCST-AS.	76
3.20	Topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul, e circulação geostrófica associada, de acordo com <i>Vianna & Menezes</i> [2005]. Assim como sugerido por <i>Tsuchiya</i> [1985], o semelhante padrão da circulação baroclínica é evidenciado ao largo do sudeste brasileiro (área delimitada em vermelho).	77

3.21	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA2001, a 20 m de profundidade: [superior] primavera; [inferior] verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 600 m. A região branca próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado.	79
3.22	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA2001, a 20 m de profundidade: [superior] outono; [inferior] inverno. O \mathcal{NR} adotado é igual a 600 m. A região branca próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado.	80
4.1	Perfil médio de velocidade diretamente observada para a região ao largo de Cabo Frio. Dada a existência de uma única inversão do sinal ao longo da coluna d'água, fica evidente a dominância do primeiro modo baroclínico na estrutura vertical dos escoamentos da CB e da CCI. De acordo com <i>Fernandes</i> [2001].	83
4.2	Distribuições verticais de velocidade geostrófica [superior] e vorticidade relativa [inferior] da Radial 6 da OCSE-I. Os valores máximos de Ro são 0,05 para a CB e 0,04 para a CCST-AS.	85
4.3	Flutuações verticais da superfície isopical de $26,872 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (linha contínua) em torno de sua profundidade hidrostática média de 560 m (linha tracejada), observadas no plano vertical para algumas radiais da OCSE-I.	87
4.4	Representação esquemática da estrutura de densidade do modelo quase-geostrófico de 2-camadas. H_1, ρ_1 e H_2, ρ_2 são as espessuras de repouso e densidades das camadas superior e inferior, respectivamente. O sistema gira com velocidade angular $f/2$	89
4.5	Estrutura vertical média representativa do oceano ao largo do sudeste brasileiro, oriunda dos dados da OCSE-I: [esquerdo] perfis médios de densidade potencial (curva tracejada) e frequência de empuxo (curva contínua); [direito] primeiro modo baroclínico cujo raio de deformação é igual a 38,5 km.	93
4.6	Função de corrente geostrófica $\tilde{\psi}$ oriunda do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).	95

4.7	Vorticidade relativa [superior] e vorticidade de estiramento [inferior] oriundas do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).	97
4.8	Varição de vorticidade planetária [superior] e vorticidade potencial baroclínica, no plano β [inferior], oriundas do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).	98
4.9	Perfis horizontais de vorticidade relativa, vorticidade de estiramento, variação de vorticidade planetária e vorticidade potencial ao longo da Radial 5 da OCSE-I. Os diferentes domínios dinâmicos (I), (II) e (III) são evidenciados. A distância expressa no eixo das abscissas é contada a partir da isóbata de 120 m.	100
4.10	Vorticidade potencial baroclínica, no plano f , oriunda do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).	103
4.11	Superposição dos campos de função de corrente (linhas escuras) e de vorticidade potencial no plano f (linhas claras) no domínio das ondas de meso-escala. As anomalias negativas de vorticidade (vermelho) condizem com os vórtices ciclônicos e as positivas (azul) com os vórtices anticiclônicos. As setas auxiliam na identificação das regiões onde o campo de vorticidade potencial é advectado.	105
4.12	Superposição dos campos de função de corrente (linhas escuras) e de vorticidade potencial no plano β (linhas claras) no domínio da célula de recirculação da CB. As setas auxiliam na identificação das regiões onde as isolinhas são praticamente paralelas.	106
5.1	Resumo esquemático do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo do sudeste brasileiro, proveniente dos dados hidrográficos da OCSE-I. As ondas baroclínicas de vorticidade, tipicamente de meso-escala, são representadas pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas. O sinal mais robusto é aquele de grande escala da célula de recirculação norte da CB evidenciando a separação parcial desta do contorno para dar origem à CCST-AS.	113

Lista de Tabelas

3.1	ÍNDICES TERMOHALINOS ASSUMIDOS E ESTIMADOS	50
3.2	ÍNDICES TERMOHALINOS DETERMINADOS POR <i>Silva</i> [1995]	52
3.3	SUPERFÍCIES ISOPICNAIS E PROFUNDIDADES ASSOCIADAS	53
4.1	SALTOS ABSOLUTOS DE VORTICIDADE ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) DA RADIAL 5	101

Capítulo 1

Introdução

1.1 A Corrente do Brasil: Seus Meandros, Vórtices e Recirculações

As Correntes de Contorno Oeste (CCOs) são descritas na literatura como escoamentos intensos que fecham a circulação dos grandes giros oceânicos em sua borda oeste. No espectro dos movimentos de grande escala, cuja variabilidade temporal é da ordem de anos e/ou décadas, as CCOs podem ser pensadas como escoamentos de retorno do transporte de Sverdrup do interior das bacias oceânicas. Representando este escoamento junto à borda oeste do giro subtropical do Atlântico Sul, há a Corrente do Brasil (CB). Formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial, ao sul de 12°S, a CB bordeja as costas leste, sudeste e sul do Brasil [Silveira *et al.*, 2000b]. Em torno de 38°S, quando se encontra com a Corrente das Malvinas, há sua separação da costa sul-americana formando a Corrente do Atlântico Sul.

1.1.1 Meandros e Vórtices: As Feições de Meso-escala

A clássica e sucinta descrição da CB, acima discorrida, carece de detalhes quanto à rica dinâmica por esta apresentada enquanto flui ao longo da costa brasileira e quando dela se separa. Há de se destacar que, assim como é característico de outras CCOs do oceano mundial, tais como a Corrente do Golfo e a Corrente de Kuroshio, a CB exhibe intensa atividade de meso-escala. Entendemos aqui por atividade de meso-escala

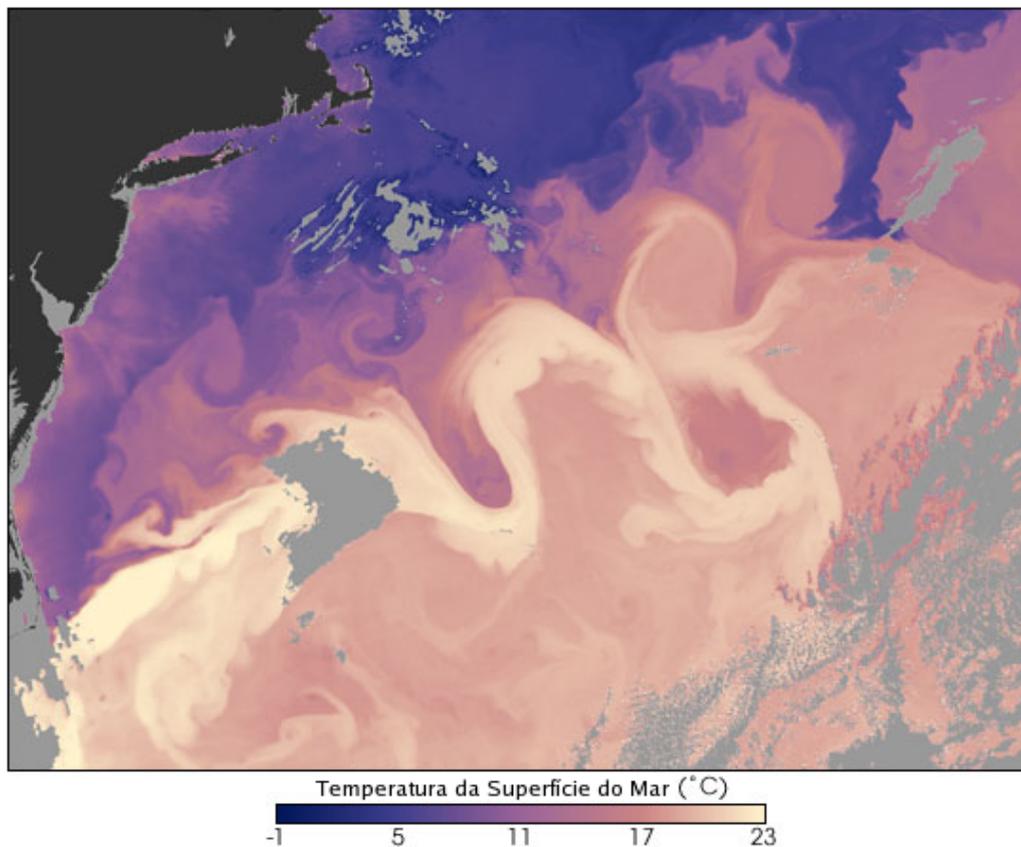


Figura 1.1: Temperatura da superfície do mar (TSM-MODIS), em 18 de abril de 2005, referente à região da extensão da Corrente do Golfo. A assinatura da frente térmica evidencia o vigoroso padrão meandrante da corrente. Fonte: *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, cortesia Norman Kuring (MODIS Ocean Team) (editado).

aquela vinculada à ocorrência de meandros e vórtices associados ao escoamento da CCO e cuja variabilidade temporal é da ordem de semanas e/ou meses e cuja escala espacial varia de dezenas a algumas centenas de quilômetros.

Referida como análoga dinâmica à CB no Atlântico Norte, a Corrente do Golfo é caracterizada por apresentar, principalmente na região referente a sua extensão, vigorosos meandros os quais, eventualmente, se destacam do eixo principal da corrente formando vórtices isolados [Richardson, 1983]. Devido ao acentuado gradiente térmico associado à frente da Corrente do Golfo nas porções de sua extensão, uma vez que esta separa a fria Água de Talude (*Slope Water*), ao norte, das águas mais quentes do Mar do Sargasso, ao sul, esses meandros são facilmente identificados em imagens de satélite de temperatura da superfície do mar (TSM), como ilustrado na Figura 1.1. Hansen [1970], utilizando a isoterma de 15°C a 200 m de profundidade como indicadora

da frente térmica da corrente, caracterizou os meandros como padrões ondulatórios quase-geostróficos de 200-400 km de comprimento se propagando para leste com velocidade de fase de $0,5-1,0 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 1.2).

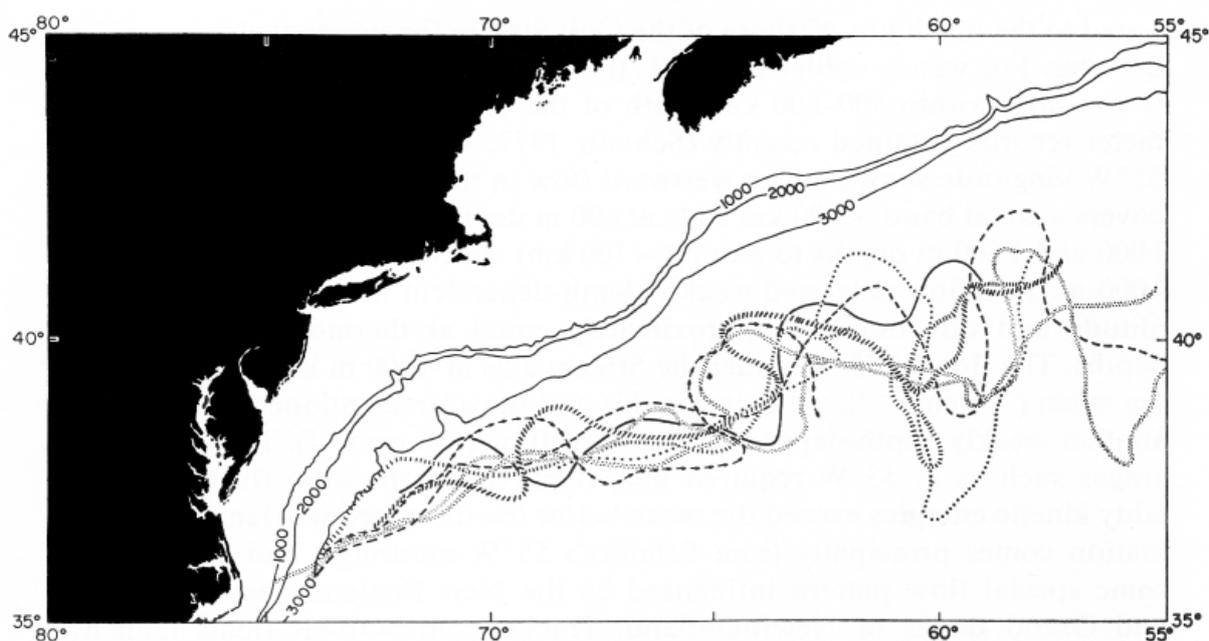


Figura 1.2: Posições da isoterma de 15°C a 200 m de profundidade, em diferentes instantes, como indicadora da frente térmica da Corrente do Golfo nas porções de sua extensão. Os padrões ondulatórios associados aos meandros apresentam 200-400 km de comprimento [Hansen, 1970]. De acordo com Watts [1983].

Focando em nosso objeto de estudo, isto é, na CB, apesar desta ser usualmente descrita na literatura como a mais fraca e rasa das CCOs subtropicais, a CB é conhecida por apresentar atividade de meso-escala de grande importância. Quando esta se separa da margem continental em torno de 38°S , devido à confluência de suas águas quentes com aquelas de origem subpolar da Corrente das Malvinas, evidencia intensa atividade vortical. Olson *et al.* [1988], examinando imagens de satélite de TSM e observações de derivadores (Fig. 1.3), encontraram meandros na região da extensão da CB com comprimentos de onda típicos de 400-500 km. Ainda, concluíram que o lóbulo principal da retroflexão da CB frequentemente se alonga para o sul e emite grandes vórtices anticiclônicos para o interior do giro subpolar. Gordon & Greengrove [1986] descreveram vórtices ciclônicos formados a partir de meandros ciclônicos subsequentes à leste do lóbulo, assim como Lentini *et al.* [2002] observaram a ocorrência também de vórtices anticiclônicos.

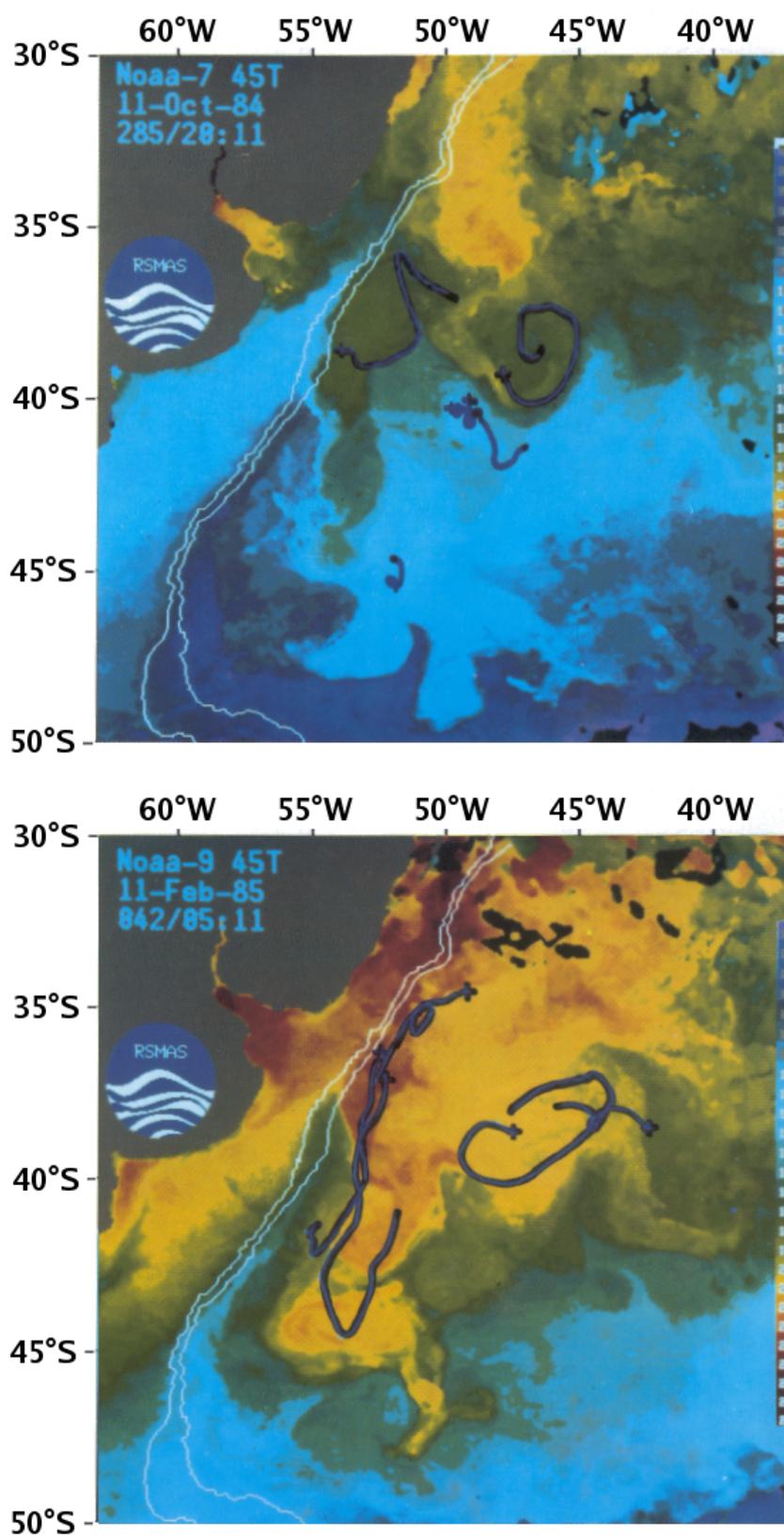


Figura 1.3: Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR) nas imediações da Confluência Brasil-Malvinas em 11 de outubro de 1984 [superior] e em 11 de fevereiro de 1985 [inferior]. Intervalo: de 3°C (azul escuro) a 28°C (vermelho escuro). As trajetórias de ± 20 dias [superior] e ± 10 dias [inferior] dos derivadores são destacadas em azul. De acordo com *Olson et al.* [1988] (editado).

Embora a atividade de meso-escala das CCOs sejam mais vigorosas nas imediações de sua separação da margem continental ou em suas extensões, meandros e vórtices podem ser formados enquanto estas ainda fluem adjacentes à quebra de plataforma continental. No caso da Corrente do Golfo, o sítio mais importante deste tipo de atividade se dá ao largo da Elevação de Charleston ($32^{\circ}44'N$). Como ilustrado na Figura 1.4, ondas de instabilidade baroclínica são constantemente observadas em suas imediações [Xue & Mellor, 1993]. Já no caso da CB, a atividade de meso-escala ao largo do sudeste brasileiro parece ter mais extensão meridional e vigor na ocorrência de meandros e formação de vórtices se comparada à Corrente do Golfo (Fig. 1.5).

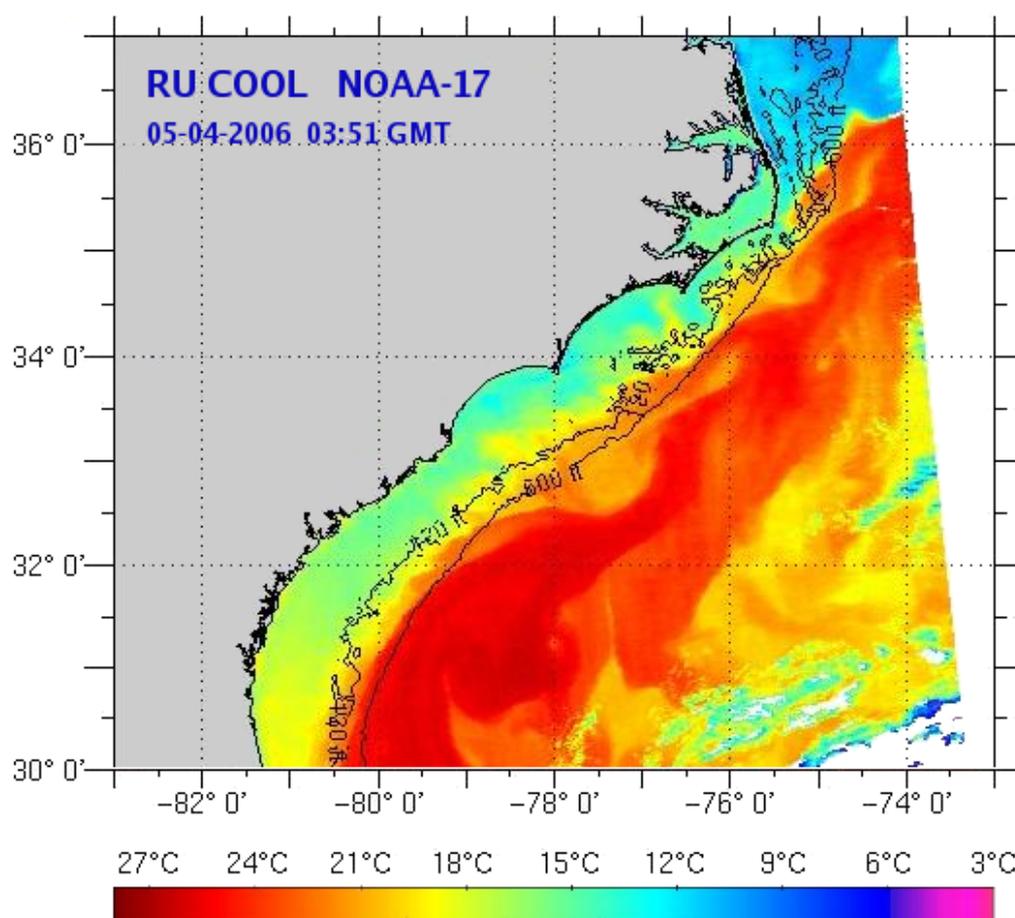


Figura 1.4: Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 05 de abril de 2006, evidenciando a assinatura das ondas de instabilidade baroclínica associadas à Corrente do Golfo em imediações da Elevação de Charleston. Tais ondas foram descritas por Xue & Mellor [1993] em imagem de satélite similar. Fonte: *Coastal Ocean Observation Lab/Marine Remote Sensing Lab* - Universidade de Rutgers (editado).

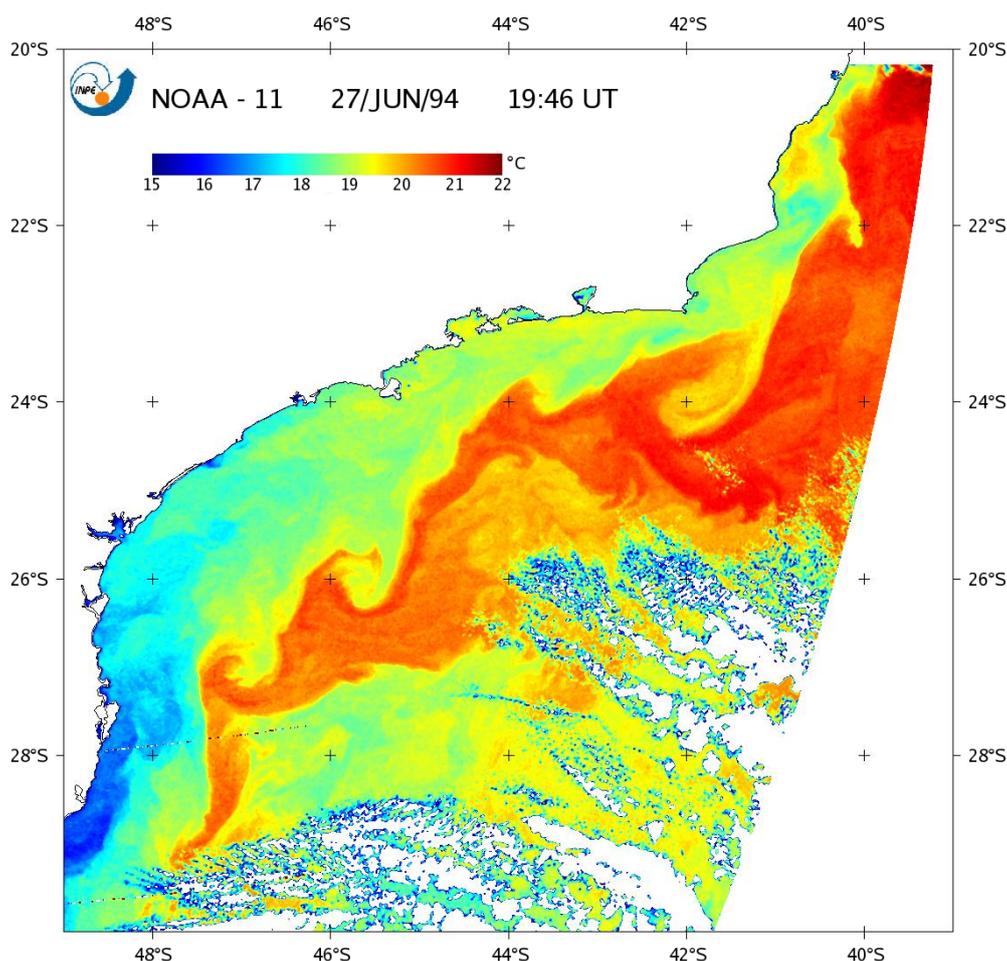


Figura 1.5: Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 27 de junho de 1994, ao largo do sudeste brasileiro. As águas mais quentes, associadas à frente térmica da CB, evidenciam seu padrão meandrante. Fonte: cortesia João A. Lorenzetti (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE).

São fartas as evidências observacionais acerca das feições de meso-escala da CB no sudeste brasileiro. Seguindo *Silveira et al.* [2000b], cujos esforços se voltaram a compilar o conhecimento adquirido sobre a CB até o referido momento, essas evidências originam-se com os esforços de *Mascarenhas et al.* [1971]. Os autores descreveram estruturas vorticiais baroclínicas, tanto ciclônicas como anticiclônicas, amostradas na região ao largo de Cabo Frio (23°S). Através de mapas de topografia dinâmica, relativa a 500 dbar, identificaram um padrão que em muito se assemelha a descrição clássica de uma onda de vorticidade superposta a um escoamento básico onde ciclones e anticiclones se sucedem [*Cushman-Roisin*, 1994]. Ainda, estes autores especularam que feições topográficas da região favoreceriam o meandramento e a formação de vórtices pela CB.

Signorini [1978] buscou ampliar o conhecimento acerca do tema. Em sua análise dos campos termohalinos amostrados entre o Cabo de São Tomé (22°S) e a Baía de Guanabara (23°S), o autor apontou a presença de um vórtice anticiclônico ligeiramente ao sul de Cabo Frio, detectado no mapa de topografia dinâmica, relativa a 500 dbar (Fig. 1.6). Localizado em águas cuja profundidade excede 1000 m, o vórtice apresenta extensão vertical de aproximadamente 500 m e horizontal de 100 km de raio. Apesar de não relatada pelo autor, é possível suspeitar da presença de uma estrutura ciclônica mais a sudoeste sucedendo o vórtice anticiclônico.

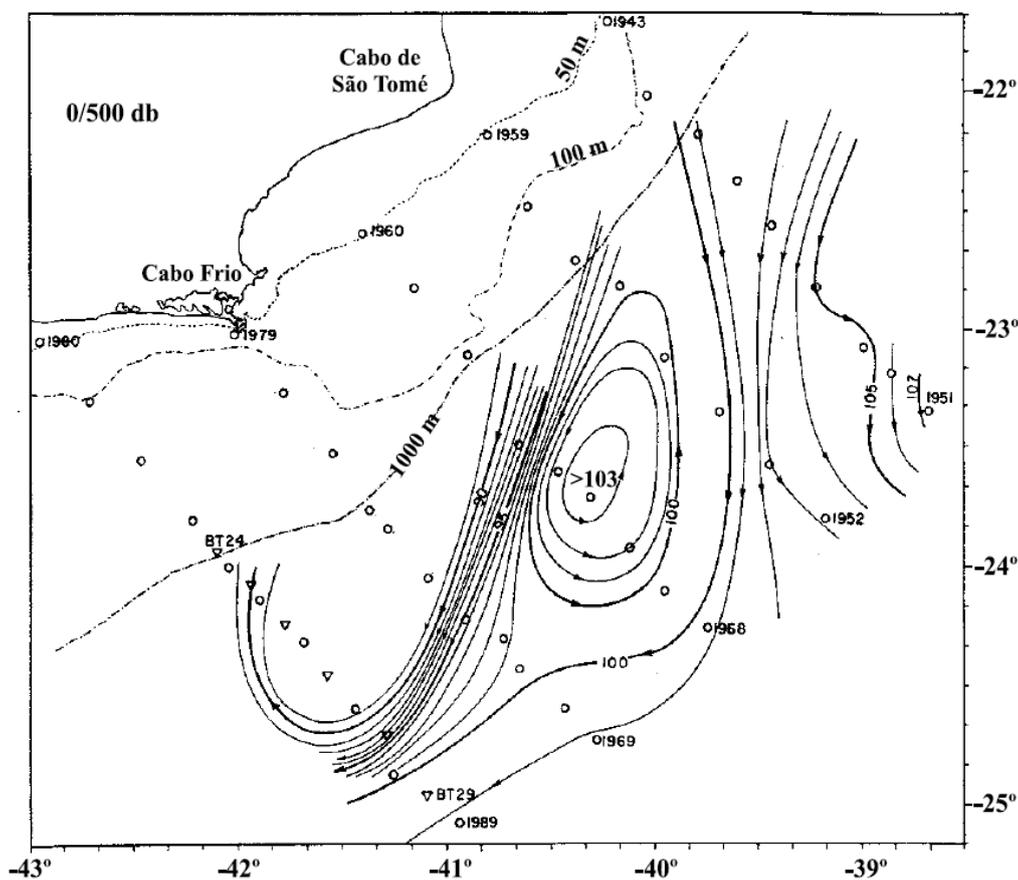


Figura 1.6: Assinatura em topografia dinâmica, relativa a 500 dbar, do vórtice anticiclônico detectado ao largo de Cabo Frio segundo *Signorini* [1978]. Vale notar a presença parcial de uma estrutura ciclônica logo a sudoeste do vórtice anticiclônico.

Uma vez que os meandros e vórtices da CB são observados em imagens de satélite de TSM, como demonstrado na Figura 1.5, *Garfield* [1990] dedicou seus esforços em caracterizar a propagação destes meandros para sul-sudoeste e, para tal, analisou cinco anos de imagens de satélite entre 19°-31°S de 1982 a 1987. Seus resultados revelaram

que a posição média da frente térmica, associada à borda costeira da CB, ocorre sobre a isóbata de 200 m. Na série de imagens analisadas, foram detectados vórtices emitidos do eixo da corrente nas proximidades de Cabo Frio e, posteriormente, reabsorvidos pela mesma. Dentre os meandros maiores observados, velocidades de propagação de $0,03-0,045 \text{ m.s}^{-1}$ foram determinadas.

Motivados pelo cenário observacional retratado, alguns pesquisadores voltaram-se a explorar as atividades de meso-escala da CB ao largo do sudeste brasileiro sob o ponto de vista de sua dinâmica. Um possível mecanismo responsável pela geração dos meandros associados ao escoamento da CB foi discutido por *Campos et al.* [1995]. Quando a costa brasileira muda de orientação (relativamente à direção norte-sul) em torno de Cabo Frio, o fluxo da CB antes centrado aproximadamente sobre a isóbata de 1000 m atinge, por inércia, regiões mais profundas do talude continental. Com o estiramento da coluna d'água, a CB adquire vorticidade relativa negativa (ciclônica) na tentativa de conservar vorticidade potencial. O ganho de vorticidade ciclônica guia a corrente em direção à plataforma continental. Novamente por inércia, a CB atinge profundidades aquém da isóbata de 1000 m, a coluna d'água se "achata" e esta adquire vorticidade relativa positiva (anticiclônica). A repetição deste processo ao longo do escoamento acarreta, portanto, na assinatura meandrante da CB, como uma onda de vorticidade topográfica barotrópica. A Figura 1.7 resume e ilustra a interpretação de *Campos et al.* [1995] acima discorrida.

Seguindo a vertente de pesquisa voltada à simulação numérica de processos oceânicos, podemos destacar alguns poucos trabalhos que se dedicaram a melhor compreender a dinâmica dos meandros da CB ao largo do sudeste brasileiro, tais como *Velhote* [1998], *Gonçalves* [2000] e *Calado* [2001]. Esse último buscou, através de simulações numéricas prognósticas com a versão tridimensional do *Princeton Ocean Model* (POM-3D) [*Blumberg & Mellor*, 1987], compreender o papel de mudança de orientação da costa e quebra de plataforma nas proximidades de Cabo Frio na geração e crescimento dos meandros baroclínicos da CB. *Calado* [2001] então conduziu simulações empregando configurações batimétricas distintas: ora realista, ora idealizada onde o talude continental fora aproximado a uma parede vertical que se estende até uma bacia abissal de 2000 m de profundidade. Este autor mostrou que os meandros gerados são

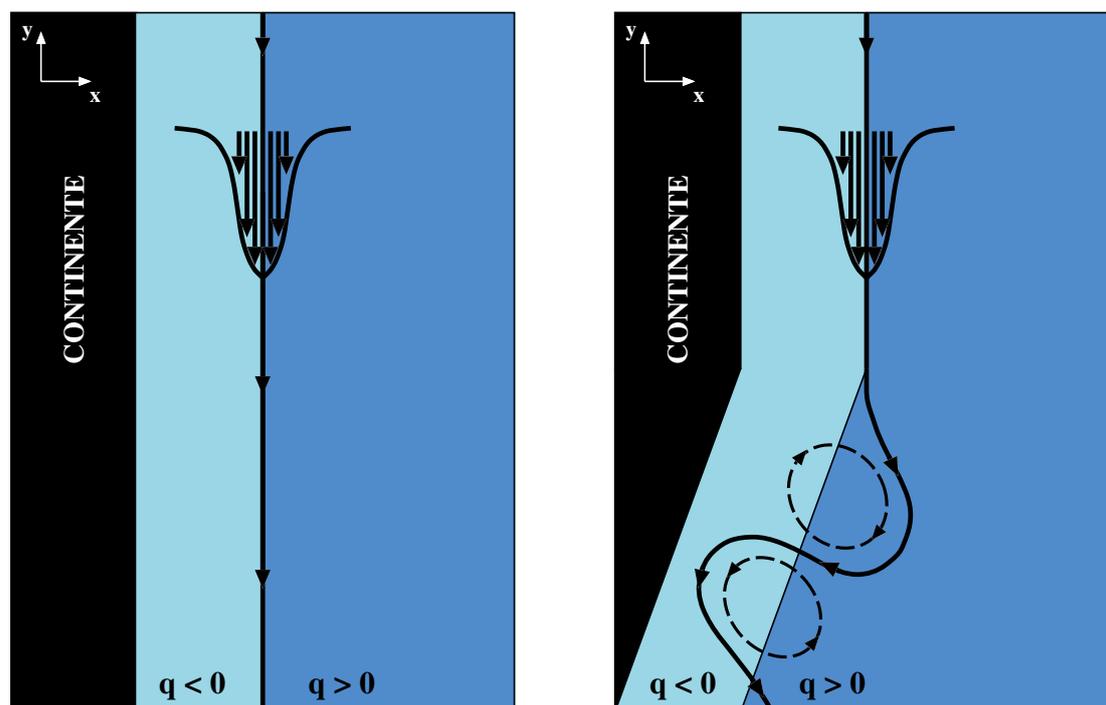


Figura 1.7: Esquematisação da hipótese de *Campos et al.* [1995] para a ocorrência do meandramento da CB ao longo do sudeste brasileiro: [esquerdo] costa orientada meridionalmente não propicia a formação de meandros; [direito] mudança de inclinação de costa nos arredores de Cabo Frio propicia a ocorrência de meandros. O domínio apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma positiva (ao atingi-la, a corrente adquire vorticidade ciclônica) e outra negativa (ao atingi-la, a corrente adquire vorticidade anticiclônica). Adaptado de *Godoi* [2005].

mais sensíveis à mudança de orientação da costa do que às mudanças de topografia (Fig. 1.8). Adicionalmente, os experimentos com topografia realista denotaram um padrão meandrante da CB que em várias ocasiões muito se assemelha aos observados em imagens de satélite. Já os experimentos idealizados, isto é, sem efeito topográfico na geração de vorticidade, não se furtaram em produzir meandros propagantes para sul-sudoeste e vórtices isolados ao largo de Cabo Frio.

No mais recente e, frisando, único estudo a utilizar dados observacionais (hidrográficos) na busca por elevar o conhecimento acerca da dinâmica dos meandros da CB, destacamos *Godoi* [2005]. Em seu esforço, investigou a dinâmica das ondas baroclínicas de vorticidade associadas ao escoamento da CB na porção central do Embaiamento de São Paulo ($23^{\circ}30' - 27^{\circ}S$). Também voltou sua atenção à dinâmica das ondas no domínio da corrente subjacente à CB denominada Corrente de Contorno Intermediária (CCI)

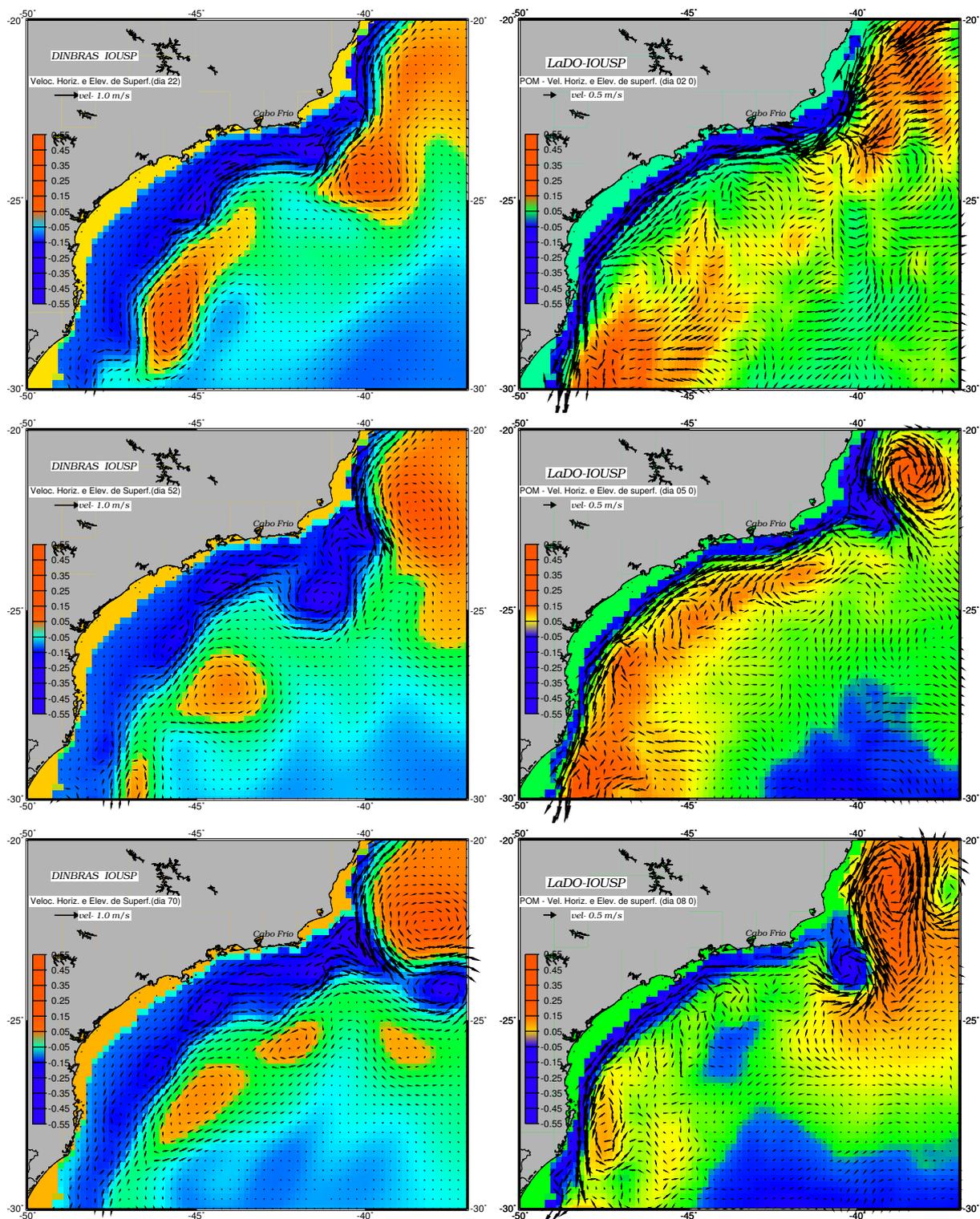


Figura 1.8: Evolução temporal da dinâmica de meso-escala associada a CB descrita segundo elevação da superfície livre e velocidade horizontal em superfície: [esquerdo] experimento com batimetria realista; [direito] experimento com talude continental aproximado a uma parede vertical. De acordo com Calado [2001].

[Böebel *et al.*, 1999]. Na área em questão, a CCI flui para norte-nordeste, junto ao talude continental, imediatamente abaixo da CB, ocupando aproximadamente profundidades de 500 a 1200 m [Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2000b].

Godoi [2005] constatou, a partir de mapas de função de corrente geostrófica (relativa a 480 dbar), evidências da presença de estruturas ciclônicas e anticiclônicas associadas tanto a meandros da CB como da CCI (Fig. 1.9). Da exploração destes mapas, verificou que a estrutura meandrente é dominada pelo primeiro modo dinâmico baroclínico tal que suas velocidades decaem monotonicamente com a profundidade, resultando em meandros cujos sinais são opostos para os domínios da CB e da CCI. Dado que sua área de estudo foi bastante limitada tanto em extensão ao largo da costa como na direção normal a esta, Godoi [2005] pôde apenas sugerir que as estruturas investigadas compõem uma onda com aproximadamente 200-300 km de comprimento.

Na tentativa de explorar a dinâmica por detrás dos padrões meandrentes encontrados e associados a ondas de vorticidade baroclínicas de primeiro modo, Godoi [2005] formulou um modelo quase-geostrófico de duas camadas e analisou os campos de vorticidade associados ao modo baroclínico (Fig. 1.10). Dentre os principais resultados, concluiu que as ondas são de meso-escala longas e propagantes, uma vez que os gradientes de vorticidade de estiramento são dominantes, porém aqueles de vorticidade relativa não podem ser desprezados. Na intenção de sintetizar seus principais resultados acerca da dinâmica das ondas, Godoi [2005] derivou uma relação de dispersão para estas baseando-se na teoria linear e na aplicação do método das perturbações:

$$\omega = \bar{v}k + \frac{k \frac{\partial \bar{q}}{\partial x}}{l^2 + k^2 + Rd_1^{-2}} \quad (1.1)$$

onde ω é a frequência angular da onda, \bar{v} e \bar{q} são, referentes ao fluxo básico, velocidade e vorticidade potencial baroclínicas paralelas ao eixo da corrente, respectivamente, Rd_1 é o primeiro raio de deformação baroclínico, e k e l são os números de onda paralelo e transversal ao eixo da corrente.

No cerne dos parágrafos até aqui percorridos, buscamos apresentar e concatenar o conhecimento científico já produzido por trabalhos pretéritos acerca do fenômeno de meandramento da CB ao largo do sudeste brasileiro. Exploramos desde trabalhos pioneiros, cujo empenho fundamentou-se em descrever e caracterizar esse fenômeno,

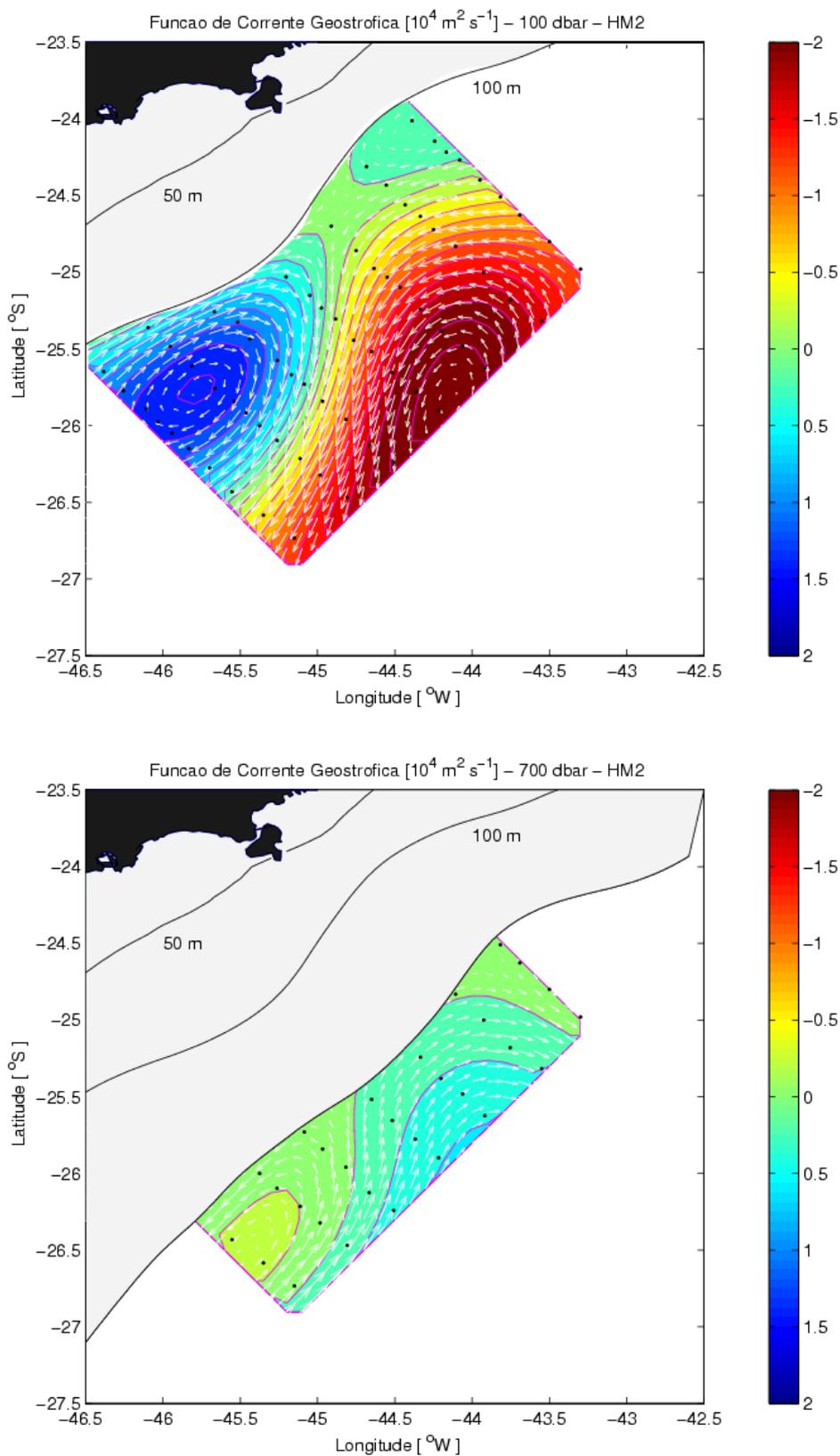


Figura 1.9: Função de corrente geostrófica (relativa a 480 dbar) na região do Embaiamento de São Paulo: [superior] representativa da CB à profundidade de 100 m; [inferior] representativa da CCI à profundidade de 700 m. Nota-se em ambos os domínios a assinatura meandrante das correntes demarcada pela presença de estruturas ciclônicas e anticiclônicas. De acordo com Godoi [2005].

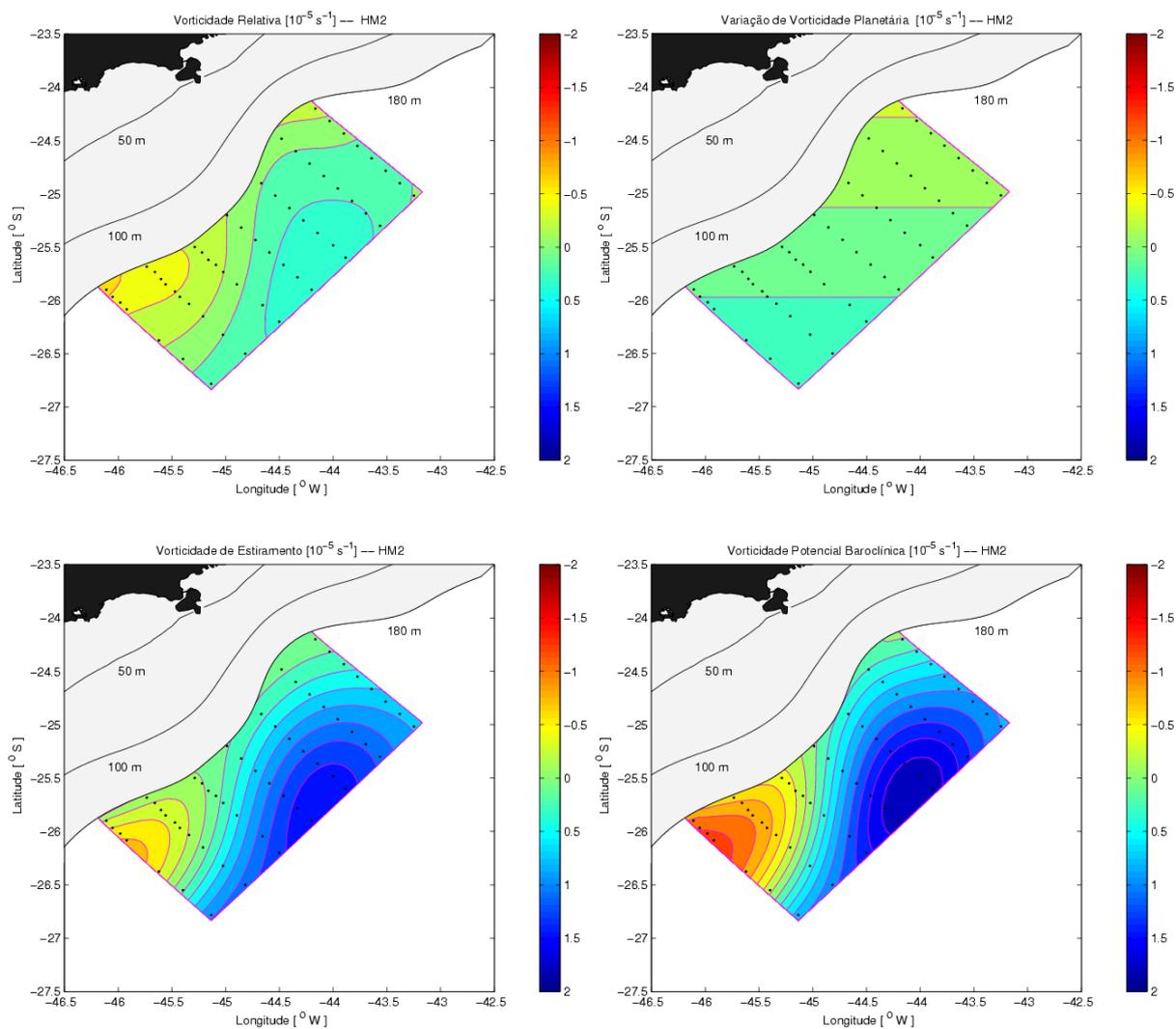


Figura 1.10: Distribuições horizontais de vorticidade resultantes do modelo quase-geostrófico baroclínico: [superior esquerdo] vorticidade relativa; [superior direito] variação de vorticidade planetária; [inferior esquerdo] vorticidade de estiramento; [inferior direito] vorticidade potencial. De acordo com *Godoi* [2005].

até aqueles cuja motivação originou-se da busca por melhor compreender a dinâmica associada aos meandros e vórtices da CB.

Os esforços de *Godoi* [2005] contemplaram um cenário dinâmico no qual as estruturas vorticiais baroclínicas investigadas e atreladas ao escoamento da CB se mostraram, a princípio, parte integrante de uma onda de vorticidade com aproximadamente 200-300 km de comprimento. Dizemos “a princípio” pois a área de estudo, localizada na porção central do Embaiamento de São Paulo, não permitiu resolver sequer um comprimento de onda por completo. A mera comparação visual entre as Figuras 1.5 e 1.9 permite-nos concluir que o padrão de meandramento é muito mais amplo em termos de comprimento. Adicionalmente, urge averiguar possíveis diferenças entre a dinâmica das ondas nas porções mais ao norte e mais ao sul da região ao largo do sudeste brasileiro.

1.1.2 Células de Recirculação: As Feições de Grande Escala

Feições oceanográficas de maior escala associadas a recirculações, de volume e de massa, das CCOs subtropicais explicam suas variações de transporte enquanto estas fluem em direção aos pólos desde seu sítio de origem em mais baixas latitudes. As células de recirculação que se projetam para o interior do giro subtropical podem ser interpretadas, ou denominadas, como “subgiros” oceânicos uma vez que estas integram e subdividem a célula maior de circulação, associada ao próprio giro subtropical, em duas células anticiclônicas menores próximas ao contorno oeste.

Evidências observacionais deste padrão da circulação baroclínica das grandes bacias oceânicas subtropicais, caracterizado por duas células anticiclônicas associadas às recirculações de suas respectivas CCOs, foram exploradas substancialmente para os domínios do Pacífico Norte [*Uda & Hasunuma, 1969; Hasunuma & Yoshida, 1978; Reid & Mantyla, 1978*] e do Atlântico Norte [*Reid, 1978; Tsuchiya, 1985*]. Utilizando-se da mesma analogia aplicada na seção anterior, focamos esta introdução essencialmente no conhecimento construído para o Oceano Atlântico.

Vários mapas de anomalia do geopotencial e/ou topografia dinâmica elaborados para o Atlântico Norte [*Reid et al., 1977; Stommel et al., 1978; Reid, 1978*], em profundi-

dades próximas à superfície, evidenciam o padrão da circulação baroclínica subtropical subdivida em duas células anticiclônicas próximas ao contorno oeste entre 30°-40°N e 20°-25°N. *Tsuchiya* [1985], motivado por tais evidências, compilou um vasto conjunto de observações da estrutura termohalina do Oceano Atlântico como um todo e construiu um mapa da anomalia do geopotencial em superfície, referenciada em 1000 dbar (Fig. 1.11).

Como apontado pelo autor, são evidentes as assinaturas das duas células componentes do giro subtropical do Atlântico Norte. Aquela mais ao norte (centrada em 35°N) se projeta para nordeste até proximidades de 60°W e é composta, em seu flanco norte, pela extensão da Corrente do Golfo fluindo para leste e, em seu flanco sul, pelo escoamento de retorno fluindo para oeste no Mar do Sargasso associado à realimentação da Corrente do Golfo. Já a célula sul (centrada em 22°30'N) se projeta para sudeste além de 60°W e é composta, em seu flanco norte, pela chamada Contra-corrente Subtropical do Atlântico Norte predominantemente fluindo zonalmente para leste em 25°N e, em seu flanco sul, pela contribuição parcial da Corrente Norte Equatorial e da Corrente das Antilhas fluindo para oeste. Ambas as células se conectam entre si ao longo do contorno oeste através do sistema de CCOs subtropicais de superfície que fluem adjacentes à margem continental desde o sul da Flórida (25°30'N) até imediações do Cabo Hatteras (35°15'N).

Apesar de *Tsuchiya* [1985] ter evidenciado em seu trabalho as células de recirculação associadas ao giro subtropical do Atlântico Norte, seus esforços se concentraram principalmente em destacar a ocorrência de padrão semelhante na circulação do Atlântico Sul. Corroborando com o mapa apresentado na Figura 1.11, é possível notar a presença de um giro subtropical bem demarcado com duas células anticiclônicas centradas em torno de 22°S e 32°S junto ao contorno oeste. Como destacado pelo autor, o mapa não evidencia uma banda de conexão entre as células, como no caso do Atlântico Norte, devido à escassez de dados próximo ao contorno, particularmente em regiões próximas da costa onde a pressão junto ao fundo não atinge o nível de referência de 1000 dbar. Conseqüentemente, o sistema de CCOs subtropicais em superfície, ou seja, a CB, não é resolvido satisfatoriamente. Apesar de não resolvida, é de se esperar que a CB seja responsável por conectar as células ao longo do contorno oeste.



Figura 1.11: Anomalia do geopotencial em superfície, dada em $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, relativa a 1000 dbar. A linha fina circundante aos continentes representa a isóbata de 400 m. As áreas rachuradas indicam a assinatura das células anticiclônicas associadas às recirculações das CCOs subdividindo os giros subtropicais próximo ao contorno oeste. De acordo com Tsuchiya [1985].

Analogamente, como descrito para o Atlântico Norte, a célula anticiclônica mais ao sul se projeta até proximidades de 30°W e é composta, em seu flanco sul, pelas extensões da CB e da Corrente das Malvinas (quando estas imediatamente se afastam da margem continental *Olson et al.* [1988]) fluindo para leste e, em seu flanco norte, por um escoamento de retorno fluindo para oeste que realimenta a CB junto ao contorno. Em particular, dedicamos maior atenção à descrição e interpretação da célula norte. Esta projeta-se além de 30°W e é composta, em seu flanco norte, pelo ramo sul da Corrente Sul Equatorial fluindo para oeste até alcançar a margem continental brasileira. Já em seu flanco sul, o escoamento predominantemente fluindo zonalmente para leste, em torno de 24°S , pode ser interpretado como aquele associado à Contra-corrente Subtropical do Atlântico Sul (adotamos a sigla CCST-AS para referenciá-la). Seu sítio de origem localiza-se junto ao contorno oeste em aproximados 26°S , ou seja, ao largo do sudeste brasileiro. A formação da CCST-AS advém de águas da CB que se afastam do continente e acabam por fluir, inicialmente, paralelamente à própria CB, porém em direção oposta (para nordeste), para mais à leste adquirem um padrão de escoamento aproximadamente zonal. Há de se destacar que a CCST-AS, apesar da nomenclatura, não está associada à Frente Subtropical do Atlântico Sul, uma vez que esta frente localiza-se entre 40° - 45°S [*Tomczak & Godfrey*, 1994]. Esta nomenclatura é herdada de sua análoga, e pioneira quanto ao seu descobrimento, a CCST do Pacífico Norte [*Yoshida & Kidokoro*, 1967a,b].

Em suma, as explorações de *Tsuchiya* [1985] sugerem que as duas células anticiclônicas associadas às recirculações da CB, junto ao contorno oeste, denotam feições de grande escala as quais assinam o padrão da circulação baroclínica do giro subtropical do Atlântico Sul. Esforços mais recentes, conduzidos no escopo da oceanografia por satélites, retomaram o tema motivados pelo meritório trabalho de *Tsuchiya* [1985]. Destes esforços, *Vianna & Menezes* [2005] elaboraram um mapa da topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul através da combinação de dados altimétricos da superfície do mar e dados geodésicos de alta precisão do campo gravitacional, estes oriundos do projeto GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) [*Tapley et al.*, 2004]. Este mapa, apresentado na Figura 1.12, exhibe o mesmo padrão investigado por *Tsuchiya* [1985] onde o giro subtropical encontra-se subdividido em duas células

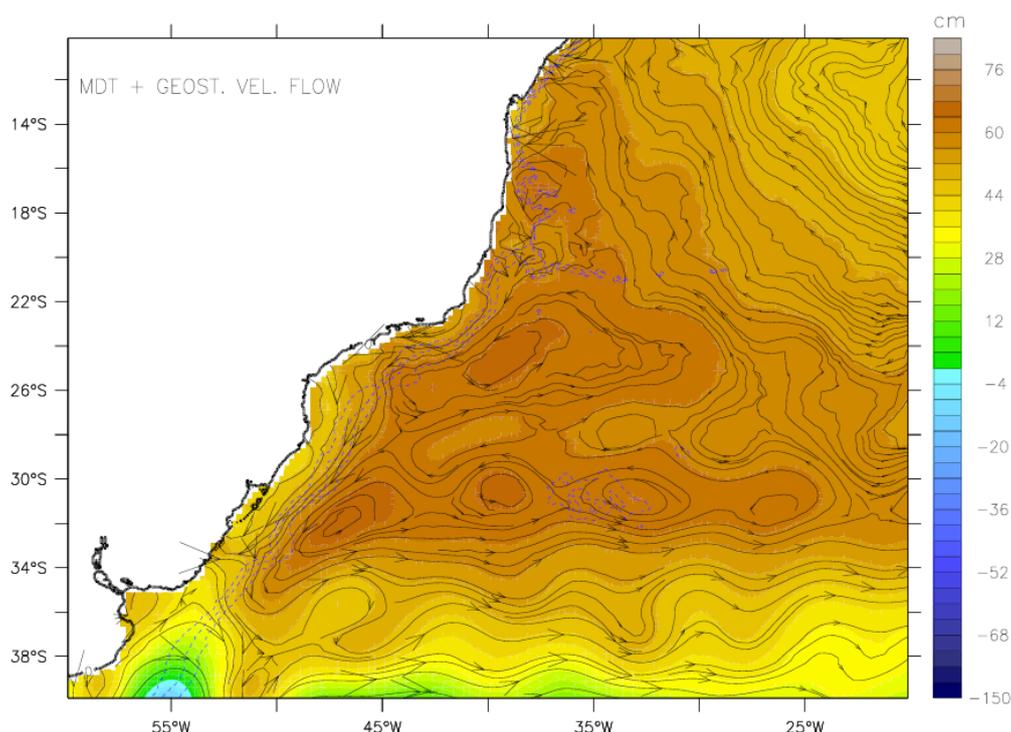


Figura 1.12: Topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul, e circulação geostrófica associada, obtida através de dados altimétricos da superfície do mar e dados geodésicos de alta precisão. É nítida a assinatura das duas células de recirculação associadas ao giro subtropical. De acordo com *Vianna & Menezes* [2005].

anticiclônicas de recirculação. Neste caso, fica evidente que ambas as células são conectadas ao longo do contorno oeste pelo escoamento da CB. Destacamos que, em torno de 27°S, há um ramo do escoamento da CB que se separa da margem continental caracterizando, portanto, a CCST-AS que compõe o flanco sul da célula norte.

Entretanto, não há na literatura verificação da ocorrência destas células por meio de análise de dados de velocidade *in situ* ou dados hidrográficos amostrados de forma quase-sinótica. Neste âmbito, tendo como propósito uma abordagem meramente descritiva, *Chen* [2002] investigou numericamente e caracterizou a circulação baroclínica no sudeste brasileiro. Assim como *Calado* [2001], este autor utilizou em suas simulações o POM-3D porém não analisou a evolução temporal das estruturas, objetivando somente a exploração do cenário “instantâneo” da circulação. Este cenário advém do campo termohalino amostrado quase-sinoticamente desde o Cabo de São Tomé até o Cabo de Santa Marta Grande (28°30’S), o qual também é investigado na presente dissertação e cuja descrição é dada no próximo capítulo. Portanto, é imprescindível a apresentação dos resultados pretéritos já obtidos e oriundos deste conjunto de dados.

Sobre os resultados de *Chen* [2002], estes evidenciaram a presença da CB em quase a totalidade da área estudada (Fig. 1.13). Ao sul de Cabo Frio, a CB apresentou um escoamento meandrante predominantemente centrado sobre a isóbata de 1000 m. Esse mesmo padrão pôde ser constatado até profundidades próximas de 400 m, porém cada vez menos demarcado devido ao enfraquecimento das correntes baroclínicas. Uma feição encontrada no campo de velocidades baroclínicas de *Chen* [2002], e não explorada pelo autor, é um robusto escoamento de retorno observado ao largo (pelo lado oceânico) da CB. Este se deve a uma parcial separação da CB em torno 27°S de pelo menos 60% de seu volume. Desta forma, o padrão vetorial apresentado pela Figura 1.13 pode representar o extremo sul da célula de recirculação norte do Atlântico Sul, dada sua corroboração com os cenários evidenciados pelos trabalhos anteriormente citados. A exploração deste cenário e a reanálise do respectivo conjunto de dados utilizado por *Chen* [2002] é necessária e deve ser conduzida também no aspecto da busca da quase-estacionaridade atribuída a tal padrão da circulação no sudeste brasileiro.

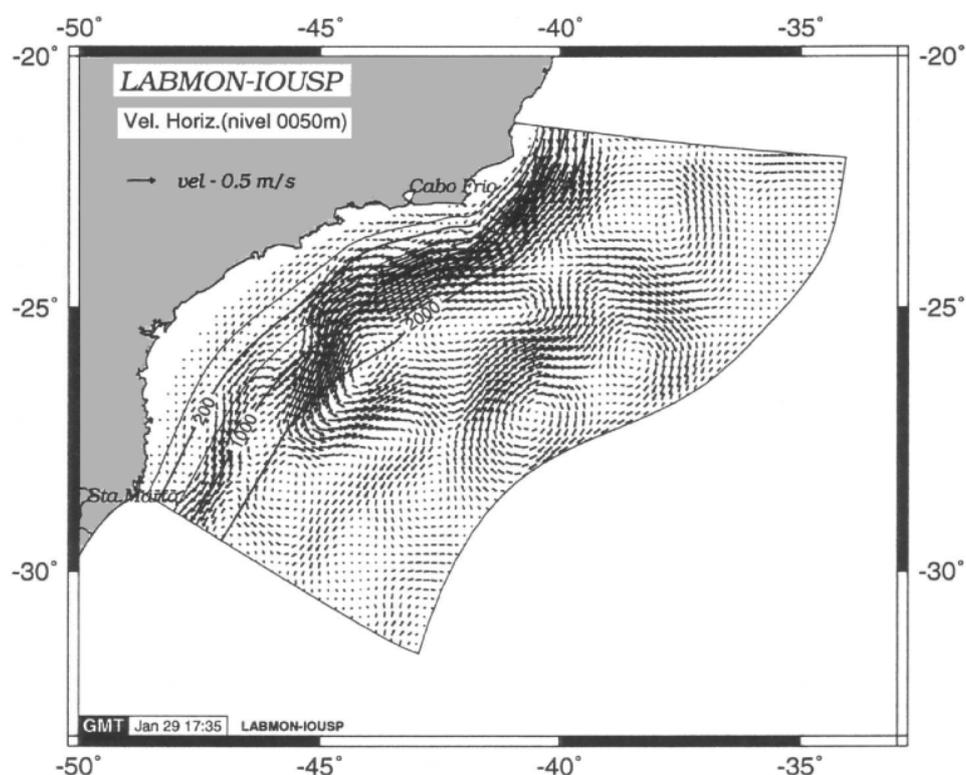


Figura 1.13: Campo vetorial de velocidades baroclínicas, a 50 m de profundidade, obtidas numericamente através de simulações diagnósticas do POM-3D. De acordo com *Chen* [2002].

1.2 Objetivos

Diante da revisão bibliográfica e da motivação apresentadas nas Seções 1.1.1 e 1.1.2, o objetivo central da presente dissertação é descrever as feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil, presentes no sudeste brasileiro, a partir de observações quase-sinóticas do campo de massa. Inferências acerca da dinâmica destas feições será conduzida por meio da construção de um modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, baseado unicamente na estrutura termohalina capturada pelos dados hidrográficos.

A fim de atender a esse objetivo central, traçamos alguns objetivos específicos:

- ✓ Avaliar a qualidade e, por conseguinte, validar o conjunto de dados hidrográficos selecionado para o estudo proposto;
- ✓ Identificar e descrever as principais estruturas ciclônicas e anticiclônicas de meso e grande escalas através da construção de mapas de função de corrente geostrófica, determinando para tanto um apropriado nível de referência;
- ✓ Caracterizar as ondas de vorticidade baroclínicas de meso-escala em termos de dinamicamente curtas ou longas, nas diferentes porções da área de estudo, através do mapeamento de função de corrente, vorticidades relativa, de estiramento e potencial do oceano aproximado por $1^{1/2}$ -camadas;
- ✓ Qualificar ou não como de grande escala a feição associada à célula de recirculação norte da CB analogamente como abordado para as ondas de meso-escala;
- ✓ Identificar se as feições de meso e grande escalas são propagantes ou estacionárias e avaliar o potencial crescimento em amplitude destas feições através da análise de diagramas de função de corrente vs. vorticidade potencial.

Uma vez traçados os objetivos, a busca por atingi-los passa por explorarmos um robusto conjunto de dados que nos permita resolver, adequadamente a nossos propósitos, a assinatura das feições de meso e grande escalas da CB no sudeste brasileiro. Este é o caso das observações hidrográficas da Operação Oceano Sudeste I, realizada pela Marinha do Brasil entre maio e julho de 2000, as quais se estendem desde as vizinhanças do Cabo de São Tomé até regiões mais ao sul do Cabo de Santa Marta Grande.

Estruturamos a presente dissertação de tal forma que, no Capítulo 2, o conjunto de dados adotado é detalhadamente descrito e avaliado, acompanhado de uma breve caracterização do conjunto climatológico utilizado auxiliarmente no decorrer do trabalho. Dedicamos o Capítulo 3 à construção dos campos de função de corrente geostrófica, em vários níveis verticais, e a descrição das principais estruturas observadas. A formulação do modelo quase-geostrófico é apresentada no Capítulo 4, juntamente com as análises dos campos de vorticidade e a caracterização da dinâmica regente das feições oceanográficas encontradas. Por fim, o Capítulo 5 sintetiza os principais resultados e propõe estudos futuros acerca do tema.

Capítulo 2

Conjunto de Dados

2.1 Preâmbulo

Face aos objetivos do presente trabalho, almejamos melhor compreender a dinâmica e ampliar o conhecimento acerca dos padrões de meso e grande escala da circulação baroclínica da CB nos domínios oceânicos pertinentes à costa sudeste brasileira. Antes da apresentação e descrição do conjunto de dados selecionado para o presente estudo, faz-se pertinente uma breve caracterização da região de interesse, breve visto que vários autores interessados nesta já descreveram-na em detalhes [Castro & Miranda, 1998; Chen, 2002; Godoi, 2005].

Entende-se aqui por costa sudeste brasileira aquela região compreendida entre 21°-28°30'S, basicamente entre os Cabo de São Tomé (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). Esta região é ilustrada na Figura 2.1, juntamente às principais feições fisiográficas. A costa orienta-se predominantemente de nordeste-sudoeste com exceção das imediações logo ao sul de Cabo Frio, onde esta se alinha de leste-oeste, e ao norte do Cabo de Santa Marta Grande, onde se alinha de norte-sul. Com exceção de algumas ilhas localizadas próximo à costa e no interior das baías, a topografia de fundo é em geral suave com isóbatas acompanhando paralelamente a linha de costa. A profundidade da quebra de plataforma varia entre 120-180 m.

Caracterizada a região de interesse, todo conhecimento aqui adquirido sobre a circulação baroclínica a ela pertinente, no que tange à ocorrência das feições de meso e grande escalas associadas ao escoamento da CB, originam-se predominantemente

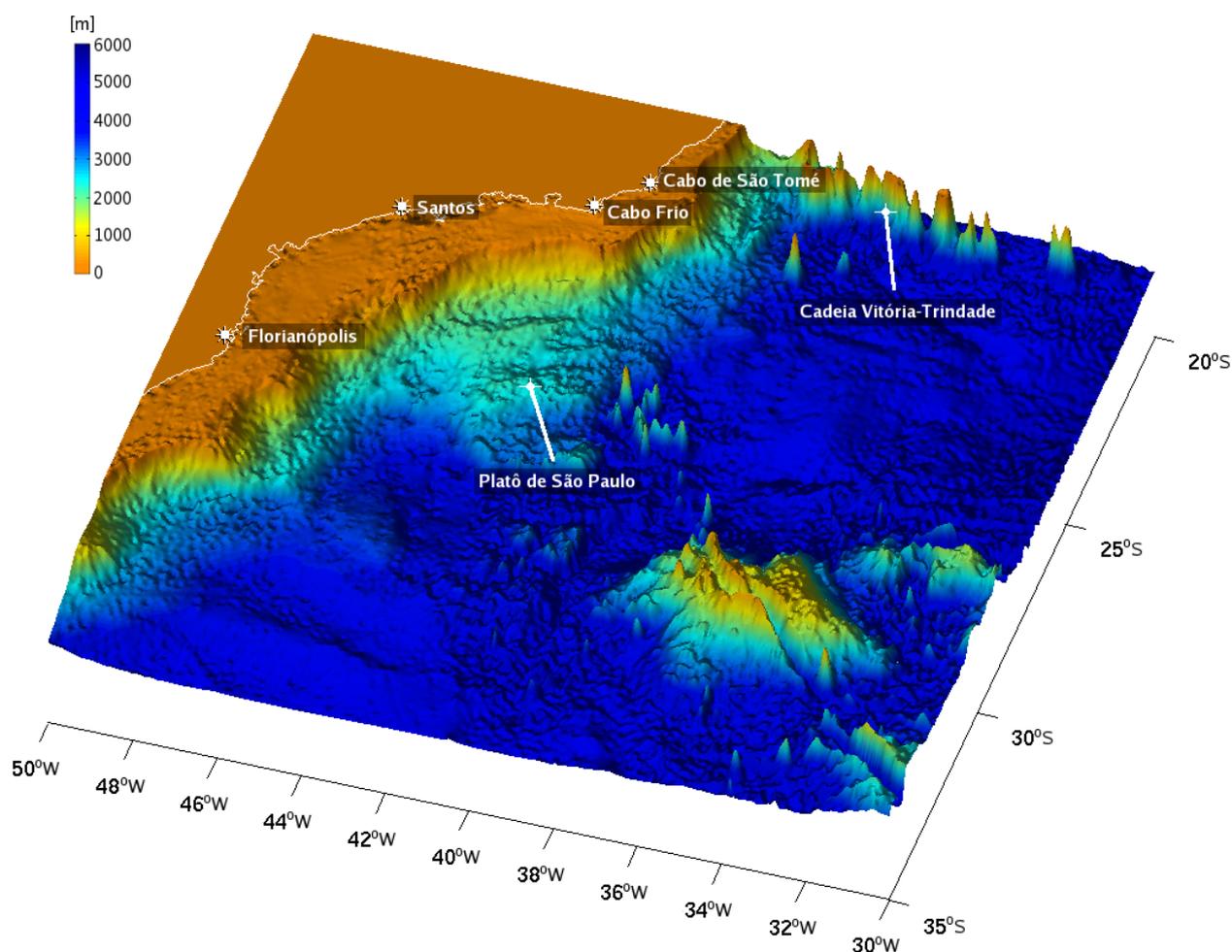


Figura 2.1: Topografia de fundo da costa sudeste brasileira, destacadas as principais feições fisiográficas presentes na região. Base de dados ETOPO2 disponibilizada pelo *National Geophysical Data Center* (NGDC/NOAA).

de duas bases de dados distintas. O cenário quase-sinótico da circulação na região é oriundo do conjunto de dados hidrográficos coletados durante a denominada *Operação Oceano Sudeste I* (OCSE-I) realizada pela Marinha do Brasil. Tal cenário é confrontado, ao longo deste trabalho, àquele climatológico para a mesma região de interesse e, para tanto, adotamos a recente climatologia *World Ocean Atlas 2001* (WOA2001) nestas ocasiões. Esta mesma climatologia também nos auxilia na avaliação da qualidade dos dados pertinentes à OCSE-I.

Descrições de ambas bases de dados são apresentadas nas seções seguintes deste capítulo. Uma abordagem sobre tratamento básico e averiguação da qualidade dos dados amostrados durante a OCSE-I faz-se necessária e também é apresentada.

2.2 World Ocean Atlas 2001

A base climatológica WOA2001 foi apresentada recentemente à comunidade científica através dos esforços de *Boyer et al.* [2005]. Suas origens são as mesmas de climatologias de temperatura e salinidade para os oceanos mundiais já consolidadas tais como aquelas apresentadas como parte do *Climatological Atlas of the World Ocean* [Levitus, 1982] e suas atualizações em 1994 e 1998.

Os campos médios climatológicos de temperatura e salinidade da WOA2001 para os períodos anual, sazonal e mensal (de resolução horizontal $0,25^\circ$, única quando comparada àquelas de 1° , citadas anteriormente) são calculados com base nos dados do *World Ocean Database 2001* utilizando técnicas de análise objetiva. WOA2001 *anual* e *sazonal* apresentam campos em profundidades padrões desde a superfície até 5500 m, ao passo que WOA2001 *mensal* atinge somente os primeiros 1500 m de profundidade. Entende-se pela climatologia sazonal períodos de três meses começando com o verão austral definido por janeiro, fevereiro e março.

A resolução de $0,25^\circ$ revela-se como uma melhoria diante daquela de 1° das demais climatologias. O aumento da resolução espacial permite que feições termohalinas de menor escala sejam resolvidas e que gradientes horizontais importantes em determinadas áreas sejam melhor preservados, resultando assim, em uma representação mais realista das características médias oceanográficas. Vale frisar que, neste trabalho, todo conhecimento a respeito da dinâmica da região em estudo decorre diretamente dos gradientes horizontais da estrutura termohalina. Quanto melhor representadas são as características médias, mais fidedignas são suas comparações com o cenário quase-sinótico capturado pela OCSE-I.

Portanto, adotamos a base climatológica WOA2001 no presente trabalho quando representativa do cenário oceanográfico médio da região de estudo. No decorrer deste documento, referências à palavra “climatologia” e suas variantes têm como base os campos da WOA2001. Quando pertinente a utilização de outra base climatológica, esta é identificada. A título de exemplo, a Figura 2.2 retrata os campos climatológicos anuais de temperatura (Fig. 2.2, superior) e salinidade (Fig. 2.2, inferior) em superfície para o oceano mundial.

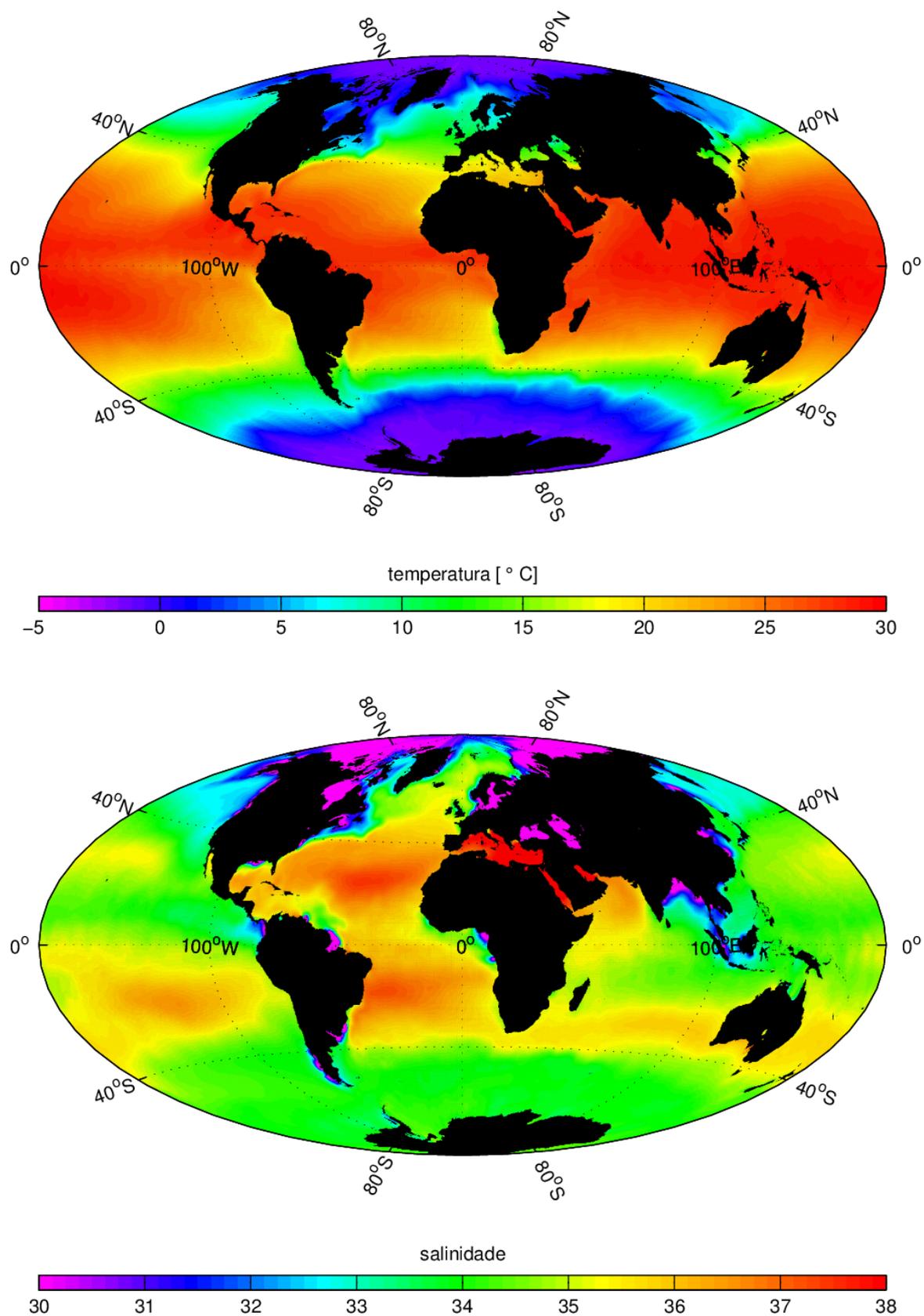


Figura 2.2: Campos anuais em superfície da base climatológica WOA2001 [Boyer *et al.*, 2005]: [superior] temperatura; [inferior] salinidade.

2.3 Operação Oceano Sudeste I

No escopo do *Plano de Coleta de Dados da Marinha do Brasil*, programa este voltado à obtenção de informações ambientais em áreas importantes ao comércio marítimo, à economia e à segurança nacional, a OCSE-I foi conduzida a bordo do N/Oc. Antares no período de 21 de maio de 2000 a 06 de julho de 2000. Os dados amostrados, e utilizados no presente trabalho, consistem de perfis de temperatura e salinidade, obtidos via CTD SeaBird SBE 9Plus, dispostos ao longo da costa sudeste brasileira num total de 162 estações hidrográficas. Estas estações, compondo 12 seções perpendiculares à costa (radiais) e ilustradas na Figura 2.3, encontram-se espaçadas a cada 15 m.n. sobre a plataforma continental, a cada 30 m.n. entre sua quebra e 240 m.n. da costa, e 60 m.n. deste limite até a distância aproximada de 360 m.n.

Como já mencionamos no Capítulo 1 deste documento, a utilização dos dados hidrográficos da OCSE-I não é de caráter inédito. *Chen [2002]* descreveu as estruturas termohalinas amostradas, caracterizando as massas de água presentes na região, e a diagnosticar os escoamentos geostroficados baroclínicos associados a tais estruturas, estes obtidos através de simulações numéricas. Apesar de seus resultados apontarem para uma descrição satisfatória da realidade quando comparados a trabalhos pretéritos, em nenhum momento o autor relata sobre a qualidade e/ou tratamento dos dados hidrográficos amostrados na OCSE-I.

Por este ser um ponto crucial para a realização de análises que derivam destes dados obtidos observacionalmente, exatamente o caso do presente trabalho, dedicamos parte deste à averiguação da qualidade dos dados hidrográficos da OCSE-I e, conseqüentemente, sua validação. Esta averiguação contempla a busca por problemas operacionais nos sensores acoplados ao CTD que possivelmente venham a afetar a exatidão dos dados. Junto ao procedimento de validação, um tratamento básico aplicado é apresentado. Tal tratamento tem por objetivo adequar os dados para fins de sua utilização na metodologia adotada nas demais etapas deste trabalho, a qual por sua vez, visa atender aos objetivos propostos.

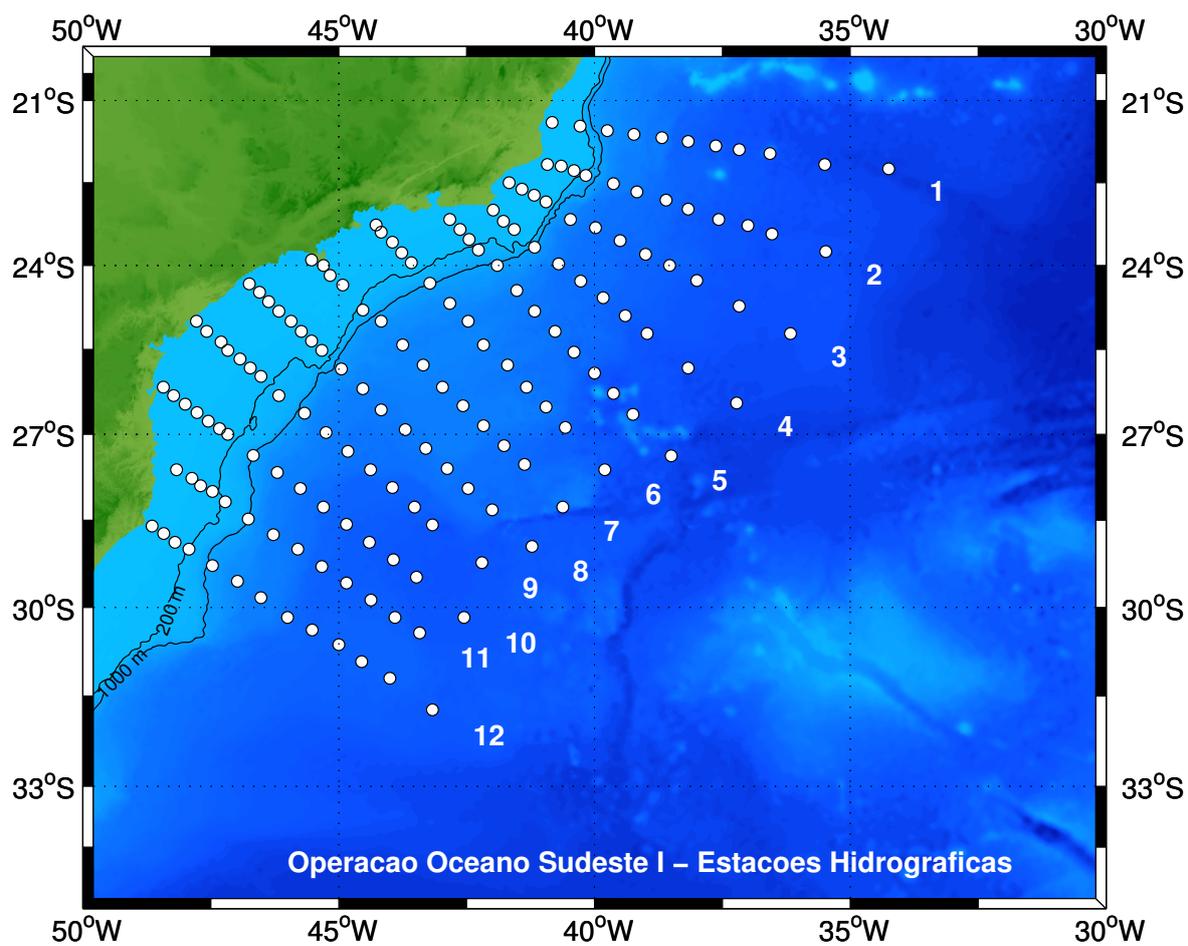


Figura 2.3: Distribuição das estações hidrográficas realizadas durante a OCSE-I pela Marinha do Brasil, entre maio e julho de 2000. A numeração diz respeito às 12 radiais.

2.3.1 Tratamento e Validação dos Dados Hidrográficos

Em muitas ocasiões, principalmente durante campanhas oceanográficas de longa duração como é o caso da OCSE-I, os sensores acoplados aos perfiladores CTD acabam por se descalibrarem ao longo da campanha ou, em casos mais extremos, quando a calibração é antiga e não realizada antes do uso do equipamento. Conseqüentemente, as observações das propriedades termohalinas não condizem com valores aceitáveis no que compete à exatidão ou até mesmo à precisão, havendo a possibilidade de apresentarem desvios consideráveis.

Geralmente, desvios nos valores de condutividade (que posteriormente são convertidos em salinidade [Fofonoff & Millard, 1983]) ocorrem com maior freqüência do que aqueles associados à temperatura, primeiramente devido à natureza do sensor e pelo fato da condutividade depender da própria temperatura. Em linhas gerais, os erros decorrentes destes desvios podem ser de caráter *sistemático*. Os erros sistemáticos afetam todo o conjunto de dados de uma mesma maneira, impactando em sua exatidão, e, na maioria dos casos, podem ser detectados e corrigidos. Logo, dedicamos esta seção ao estudo da ocorrência destes possíveis erros no conjunto de dados hidrográficos da OCSE-I.

Entretanto, anteriormente à averiguação da ocorrência de possíveis erros de caráter sistemático, abrimos um parênteses a respeito do tratamento básico aplicado aos dados da OCSE-I. É importante ressaltar que o tratamento descrito a seguir, realizado antes da avaliação dos erros sistemáticos, não altera o conjunto de dados de maneira a impactar em tais erros. É um procedimento passivo sob este ponto de vista e, adicionalmente, é de fundamental importância na metodologia adotada na avaliação destes erros.

O tratamento básico dos dados objetiva a obtenção de perfis termohalinos suaves e cujas propriedades estejam dispostas em intervalos regulares de profundidade ao longo da coluna d'água. Entende-se por "suave" aquele perfil cuja variação vertical de temperatura e salinidade é aproximadamente contínua e caracterizada por uma variação vertical de densidade potencial gravitacionalmente estável. Basicamente, são dois os procedimentos: *média em caixa* e *alisamento por janela móvel*.

A média em caixa consiste na promediação dos dados dentro de um intervalo pré-determinado de profundidade. A extensão vertical da "caixa" pode variar de acordo

com o interesse. Ao fim do processo, os perfis apresentam valores de temperatura e salinidade equi-espaçados verticalmente e, como consequência da promediação, gradientes verticais de maior frequência são atenuados. Já o alisamento por janela móvel consiste em um processo mais eficiente de suavização no intuito de atenuar aqueles gradientes ainda não atenuados pela média em caixa e cujas escalas espaciais não estão associadas aos processos dinâmicos de meso e grande-escalas estudados neste trabalho. Esta suavização visa essencialmente a “continuidade” (do ponto de vista matemático) da propriedade física e, de acordo com interesses do presente estudo, de sua primeira e segunda derivadas verticais.

Quando aplicada a um ponto do perfil, a janela atribui a este ponto um novo valor da propriedade que é resultado de uma média ponderada da mesma no ponto em questão com seus valores nos pontos vizinhos. A janela pode variar em largura (número de pontos) e tipo (pesos na média ponderada). Por exemplo, aplicando uma janela de n pontos a um valor de temperatura T , associado ao ponto i do perfil, o novo valor da temperatura neste ponto \bar{T}_i é dado por:

$$\bar{T}_i = \sum_{j=i-d}^{i+d} \phi_j T_j, \quad (2.1)$$

onde $d = (n - 1)/2$ e ϕ_j é o peso normalizado associado ao j -ésimo ponto do perfil. Note que n é ímpar de modo a centralizar o ponto i na janela. A atribuição do termo “móvel” à janela ressalta a aplicação desta para cada ponto do perfil, desde a superfície até a profundidade máxima perfilada.

Na aplicação do tratamento básico acima descrito aos dados da OCSE-I, a média em caixa traz algumas considerações importantes. Os perfis termohalinos fornecidos gentilmente pela Marinha do Brasil apresentam valores espaçados verticalmente de maneira irregular. Estes ora apresentam várias amostragens na espessura de 1 m de coluna d’água (predominantemente nas primeiras centenas de metros), ora apresentam uma única amostragem numa espessura representativa de 10 m (já em maiores profundidades). Portanto, levantamos a seguinte questão: *é mais conveniente para o presente estudo a aplicação de uma promediação vertical de 10 m de largura ou uma simples interpolação linear das propriedades em espaçamentos regulares de 1 m?*

Como exemplo, a Figura 2.4 traz as seções de velocidade geostrófica relativa da Radial 8 da OCSE-I obtidas, via Método Dinâmico [Sandström & Helland-Hansen, 1903], a partir da promediação (Fig. 2.4, superior) e da interpolação (Fig. 2.4, inferior) do campo termohalino. À título de informação, o nível de referência é adotado em 560 m de profundidade conforme justificativa apresentada mais adiante na Seção 3.2. Uma análise comparativa dos campos não revela diferenças significativas quanto às estruturas e magnitudes. Portanto, visando preservar, se for o caso, a estrutura dos gradientes mais intensos e vigorosos próximos à superfície, optamos pela simples interpolação linear das propriedades, obtendo como produto final perfis termohalinos equi-espaçados verticalmente metro-a-metro.

Relatadas as considerações à respeito do equi-espacamento vertical dos perfis de temperatura e salinidade, um breve comentário sobre a aplicação da janela móvel se faz pertinente antes da retomada da análise dos erros sistemáticos. A escolha da largura da janela móvel deve ser tal que os gradientes verticais não correlacionados à dinâmica estudada sejam suavizados e aqueles relevantes sejam preservados. Satisfazendo tais condições, aplicamos aos perfis equi-espaçados uma janela móvel de 21 pontos do tipo *Hanning*. A janela *Hanning* é da categoria de privilégio da medida central, na qual o peso atribuído à observação na profundidade de interesse é maior do que aqueles das observações em profundidades circunvizinhas. Esta variação dos pesos é dada por uma função suave que se assemelha a uma distribuição gaussiana, preservando a continuidade do perfil suavizado.

Finalmente, como último ponto abordado nesta seção, retomamos a análise sobre a possível ocorrência de erros sistemáticos nos dados da OCSE-I. Dispondo somente de dados hidrográficos perfilados via CTD, já submetidos ao tratamento básico, recorreremos às análises clássicas da relação temperatura(T)-salinidade(S) nos oceanos, introduzidas desde *Defant* [1936] e *Wüst* [1936] envolvendo o chamado Diagrama T - S e métodos para determinação de parâmetros de mistura das curvas T - S e identificação das massas de água.

Seguindo os esforços de *Mamayev* [1975], no que diz respeito ao estudo das massas de água no oceano mundial, erros de caráter sistemático podem ser diagnosticados por intermédio do espalhamento das curvas T - S sobre o Diagrama T - S . De antemão, a

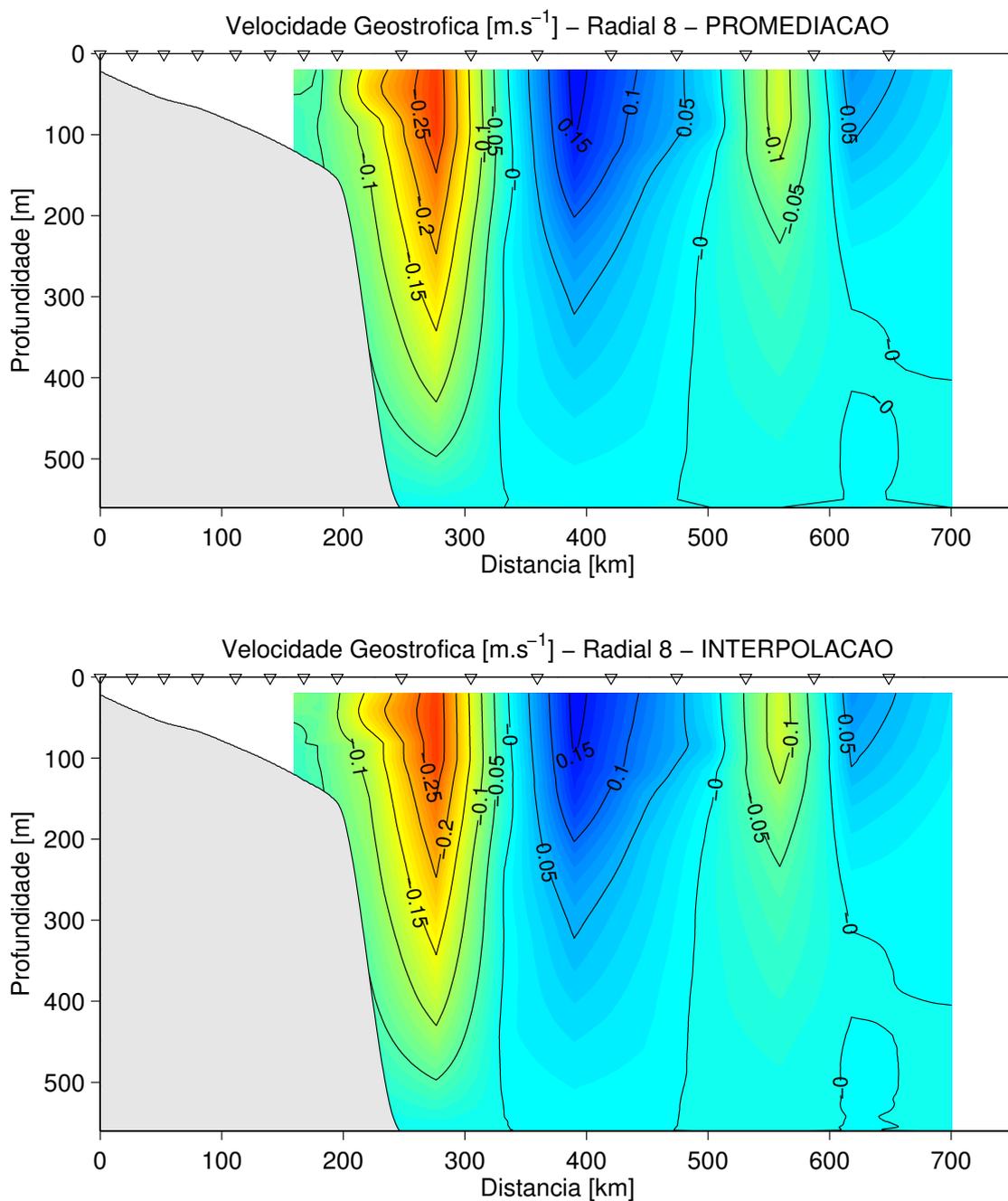


Figura 2.4: Seções de velocidade geostrofica da Radial 8 da OCSE-I obtidas a partir da estrutura termohalina, via Método Dinâmico: [superior] promediação de 10 em 10 m; [inferior] interpolação linear metro-a-metro. Velocidades negativas (cores quentes) indicam escoamentos para sul.

Figura 2.5 apresenta o diagrama espalhado das estações da OCSE-I. Através da assinatura das curvas, é possível identificar qualitativamente as massas de água presentes na região de estudo: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo (AAF) [Mémery *et al.*, 2000]. A fim de verificarmos como as curvas se espalham sobre o diagrama em função da posição geográfica onde estas foram amostradas, as curvas das estações hidrográficas mais ao norte da região são graficadas em tons de azul e conforme migra-se para o sul, estas vão adquirindo tons de verde.

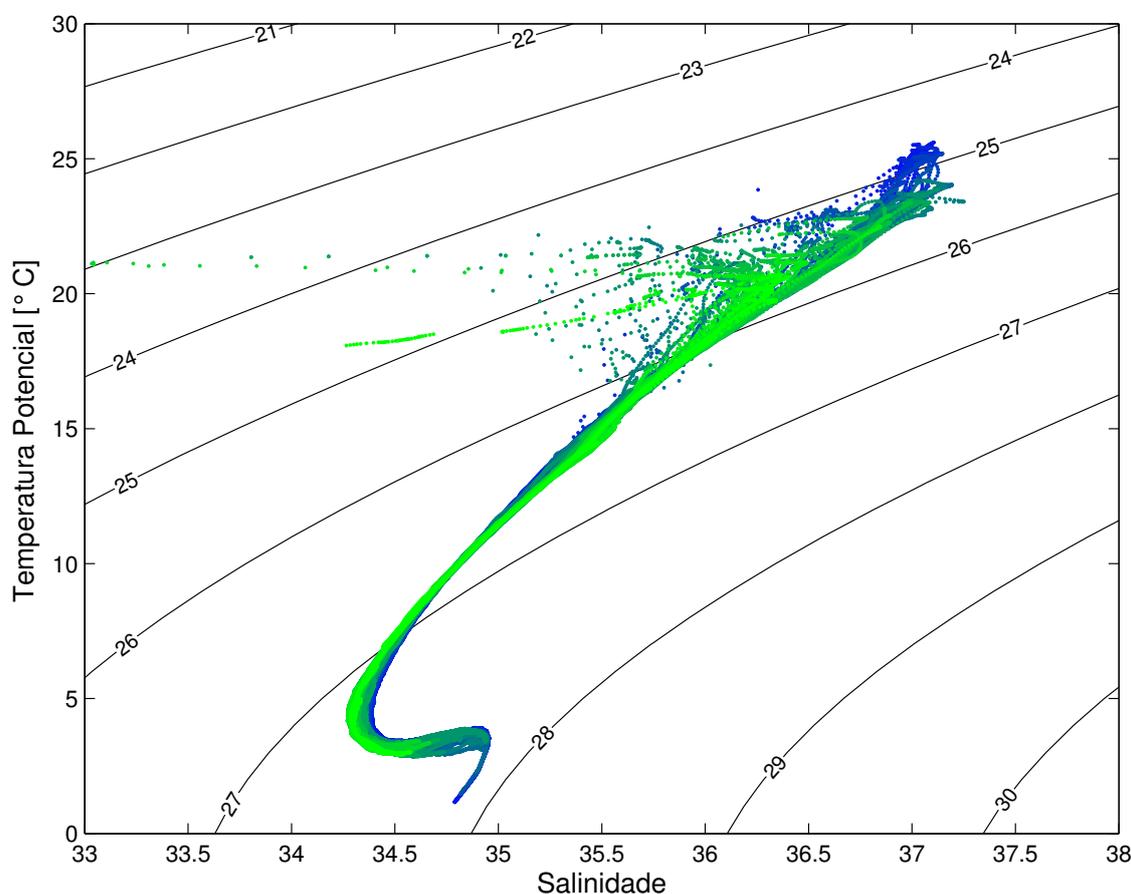


Figura 2.5: Diagrama T - S espalhado das estações hidrográficas da OCSE-I. As curvas em tons de azul são representativas das estações mais ao norte da região de estudo enquanto aquelas em tons de verde são representativas das estações mais ao sul. Isopicnais ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) são apresentadas como curvas paramétricas.

Buscamos estudar dois típicos desvios de caráter sistemático candidatos a estarem presentes nos dados da OCSE-I com base na configuração das curvas apresentada pelo diagrama da Figura 2.5. Ambos desvios fundamentam-se no argumento mencionado

no início do segundo parágrafo desta seção sobre a presença mais freqüente de desvios nos dados de salinidade, fruto da descalibração do sensor, do que de temperatura.

O primeiro desvio, denominado aqui “*offset constante*”, ocorre devido a uma deriva (ou descalibração) abrupta do sensor de condutividade. Este desvio resulta em um incremento de valor constante na salinidade (positivo ou negativo) que afeta todas as curvas T - S na mesma proporção. Estas são, então, deslocadas igualmente ao longo da abscissa do Diagrama T - S . Já o segundo desvio, denominado “*offset progressivo*”, ocorre devido a uma deriva contínua do sensor. Resulta em um incremento cujo valor evolui no tempo (linearmente ou não) conforme as estações hidrográficas vão sendo realizadas. Neste caso, as curvas T - S apresentam um espalhamento gradual ao longo da abscissa.

Devido à longa escala temporal de variabilidade das características termohalinas das massas de água, a identificação de ambos os desvios descritos acima depende da averiguação das assinaturas das massas de água capturadas quase-sinoticamente pelos dados da OCSE-I. Assim, em profundidades onde temperatura e salinidade podem ser consideradas aproximadamente conservativas, as assinaturas nos dados presentes deve se aproximar dos padrões T - S climatológicos, uma vez que a climatologia é assumida como o cenário médio mais próximo à realidade.

É possível inferir a ocorrência de um “*offset constante*” comparando a posição da curva T - S média da OCSE-I com sua análoga climatológica sobre plano T - S . Estas curvas são apresentadas na Figura 2.6 (inferior) para um domínio onde seguramente T e S aproximadamente se conservam e $S = S(T)$. Caso ocorra o desvio em questão, as curvas médias apresentarão uma defasagem ao longo da abscissa significando que, de maneira geral, os dados amostrados pela OCSE-I se desviam do valor verdadeiro por um incremento ΔS constante. Na construção da curva climatológica, consideramos os perfis termohalinos médios anuais nas localidades geográficas mais próximas das estações da OCSE-I.

Visualmente, nota-se na Figura 2.6 (inferior) que as curvas T - S médias são praticamente coincidentes. A fim de quantificar o quão coincidentes são, calculamos uma figura de mérito estatístico, dada pela *raiz do erro médio quadrático* normalizado, ex-

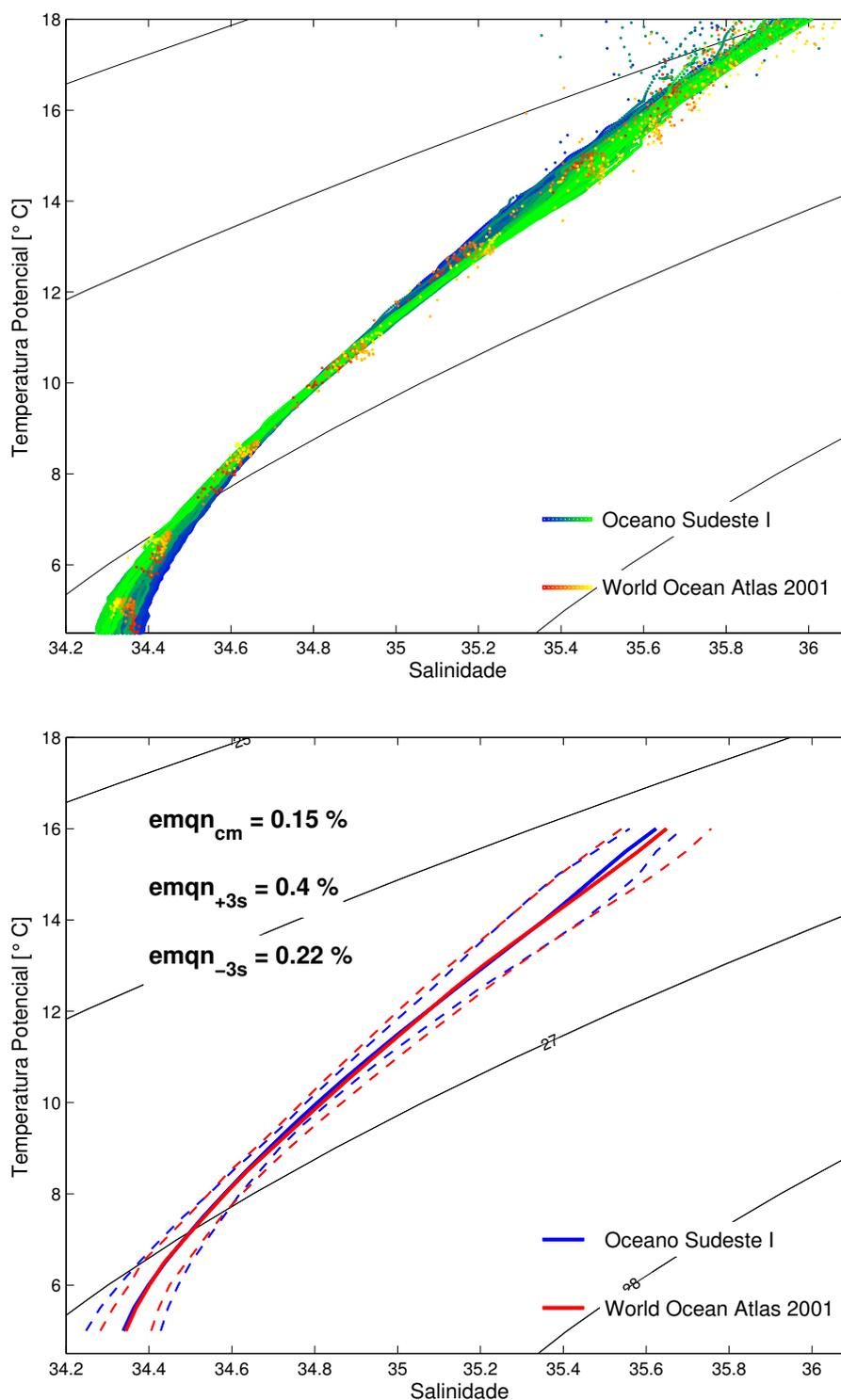


Figura 2.6: Diagramas- $T-S$ comparativos entre OCSE-I e climatologia: [superior] curvas $T-S$ espalhadas. As curvas da OCSE-I (climatologia) geograficamente mais ao norte da região são graficadas em tons de azul (vermelho) e formam um degradê com as curvas mais ao sul graficadas em tons de verde (amarelo); [inferior] curvas $T-S$ médias (contínuas) e envoltórias de espalhamento (tracejadas, correspondendo a \pm três desvios-padrões) da OCSE-I (azul) e da climatologia (vermelho).

pressa, em percentagem, por:

$$emqn = \sqrt{\frac{\sum_i [S_O(T_i) - S_W(T_i)]^2}{\sum_i [S_W(T_i)]^2}} \times 100, \quad (2.2)$$

onde S_O e S_W são as salinidades da curva média da OCSE-I e da climatologia, respectivamente, em valores comuns de T_i ao longo das curvas. O valor de $emqn_{cm} = 0,15\%$ sugere o quão as curvas se diferenciam entre si. Portanto, é fácil supor que desvios sistemáticos caracterizados por uma deriva abrupta do sensor de condutividade, ou seja, “offset constante”, não promovem discrepâncias significativas nos dados da OCSE-I.

Já no caso do “offset progressivo”, é possível inferir sua ocorrência analisando se o grau de espalhamento das curvas $T-S$ da OCSE-I, com relação a sua curva média, é próximo daquele das curvas $T-S$ climatológicas, este com relação à curva média climatológica. Devido à natureza quase-conservativa das massas de água abaixo da camada de mistura, quanto mais próximas são as estações hidrográficas, praticamente coincidentes são suas curvas $T-S$ sobre o diagrama. Porém, isto não é verdade quando estações encontram-se consideravelmente distantes entre si, como ocorre na OCSE-I. Neste caso, as curvas se espalham sobre o Diagrama $T-S$ como resultado natural dos processos físicos de mistura vertical. Estes ocorrem no decorrer da circulação das massas de água, desde sua região de origem em superfície até regiões mais distantes onde estas atingem seu equilíbrio gravitacional na coluna d’água. Diante deste quadro, esperamos que as curvas $T-S$ da OCSE-I, assim como as da climatologia, apresentem um espalhamento natural como resultado da mistura vertical entre as massas presentes na região.

Portanto, nos questionamos: *o espalhamento das curvas $T-S$ da OCSE-I é fruto natural dos processos físicos de mistura vertical entre as massas de água, e condiz com aquele climatológico, ou decorre de um “offset progressivo” ocasionado por uma deriva contínua do sensor de condutividade?* Na Figura 2.6 (superior) são graficadas as curvas $T-S$ climatológicas sobrepostas às da OCSE-I. Seguimos o mesmo critério na plotagem tal que as curvas correspondentes às estações mais ao norte da região são graficadas em tons de vermelho e conforme migra-se para o sul, as curvas vão adquirindo tons de amarelo.

Qualitativamente, já é possível notar a concordância no espalhamento das curvas sugerindo que a resposta para a questão formulada no início deste parágrafo tendência à primeira hipótese. Ou seja, o espalhamento ditado pelas curvas da OCSE-I parecem originar-se dos processos de mistura vertical das massas de água e não de uma possível deriva do sensor de condutividade. Assumindo novamente que $S = S(T)$, determinamos o desvio-padrão (s) da salinidade em torno de seu valor médio para valores selecionados de T e construímos uma envoltória (correspondente a $\pm 3s$) em torno da curva T - S média, tanto para a OCSE-I quanto para a climatologia, caracterizando quantitativamente o grau do espalhamento (Fig. 2.6, inferior). Nota-se que na maior parte do domínio graficado, as envoltórias mostram-se razoavelmente próximas. Aplicamos o mesmo teste estatístico (Eq. 2.2) para ambos os lados da envoltória a fim de quantificarmos seus graus de diferença, obtendo como resultado $emqn_{+3s} = 0,4\%$ e $emqn_{-3s} = 0,22\%$. Portanto, assim como para o estudo do “offset constante”, podemos concluir que, dado o grau de semelhança entre os espalhamentos das curvas da OCSE-I e das climatológicas, é provável que tal espalhamento seja consequência natural de processos de mistura entre as massas de água da região de estudo e não da presença de um desvio sistemático caracterizado por uma deriva abrupta do sensor de condutividade, ou seja, “offset progressivo”.

Vale frisar que os resultados e conclusões acerca do estudo dos erros sistemáticos, considerando um domínio limitado no plano T - S onde $S = S(T)$, não é restrito aos dados de temperatura e salinidade pertencentes a tal domínio. A escolha deste visa facilitar a aplicação da parte quantitativa do método adotado. Observando a Figura 2.7, a qual apresenta o Diagrama T - S espalhado do domínio das massas de água mais profundas, chegamos às mesmas conclusões qualitativas anteriormente relatadas.

Sumarizando, frente ao estudo da qualidade dos dados hidrográficos da OCSE-I aqui conduzido, acreditamos que tais dados estão aptos a nos propiciar uma avaliação de qualidade acerca da análise dinâmica das feições oceanográficas baroclínicas associadas à CB ao largo do sudeste brasileiro. É de conhecimento que durante a OCSE-I, juntamente com a amostragem via CTD dos campos de temperatura e salinidade, foram coletadas amostras controle discretas de água do mar com garrafas Niskin a fim de se determinar suas salinidades laboratorialmente e, posteriormente, aferir possíveis deri-

vas do sensor de condutividade do CTD. Nosso acesso aos dados desta natureza ocorreu somente em etapas tardias da realização deste trabalho. No entanto, eles enaltecem a confiabilidade nos dados estudados visto que descartam a ocorrência de qualquer deriva de salinidade significativa. O desenvolvimento da metodologia aqui empregada se fez necessário visando não impactar no cronograma traçado para a realização desta dissertação. Optamos por apresentá-lo neste documento no intuito de caracterizá-lo como um método complementar de análise de dados perfilados via CTD, em regiões oceânicas, na ausência de dados de controle.

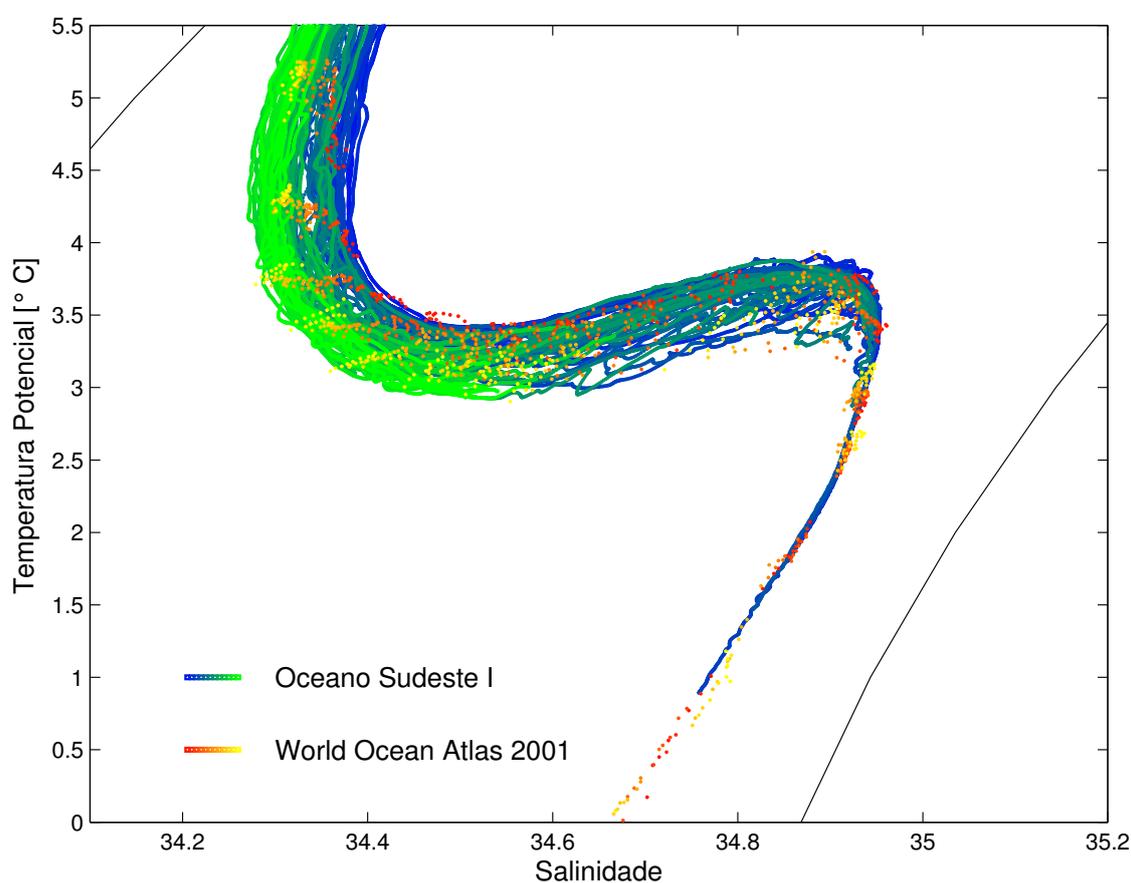


Figura 2.7: Diagramas-*TS* comparativos entre OCSE-I e climatologia para o domínio das massas de água mais profundas presentes na região. As curvas da OCSE-I (climatologia) geograficamente mais ao norte da região são graficadas em tons de azul (vermelho) e formam um degradê com as curvas mais ao sul graficadas em tons de verde (amarelo).

Capítulo 3

Função de Corrente Geostrófica e sua Investigação

3.1 Preâmbulo

A investigação da dinâmica dos meandros e vórtices da CB, bem como das feições de recirculação associadas, a partir de dados hidrográficos, passa por conhecermos e explorarmos previamente as principais estruturas capturadas por tal conjunto de dados. Logo, uma inspeção criteriosa dos campos horizontais de função de corrente geostrófica, em vários níveis verticais, é crucial e subsidia-nos quanto ao conhecimento da estrutura horizontal e vertical destas feições.

De acordo com *Pond & Pickard* [1983], quando utilizando dados hidrográficos, a determinação da função de corrente geostrófica baroclínica ψ , em um nível isobárico arbitrário p desejado, passa pela integração vertical da anomalia do volume específico δ_α desde um nível isobárico p_0 até o nível arbitrário desejado. Ou seja:

$$\psi = \frac{1}{f_0} \int_{p_0}^p \delta_\alpha dp, \quad (3.1)$$

onde f_0 é o valor médio do parâmetro de Coriolis na região de estudo. O nível isobárico p_0 é conhecido como *nível de referência* (\mathcal{NR}) e geralmente está associado ao nível onde as velocidades baroclínicas se aproximam de um valor nulo. Por este motivo, p_0 é também conhecido como *nível de movimento nulo*.

Da Equação 3.1, podemos apontar algumas limitações inerentes ao método quando da obtenção de ψ . Pelo fato de algumas estações hidrográficas não atingirem o \mathcal{NR} , a determinação de ψ fica comprometida nestas estações pois inexitem valores de δ_α entre o nível máximo atingido e o \mathcal{NR} adotado. Com a finalidade de não excluí-las, utilizamos uma técnica de extrapolação que deriva daquela aplicada por *Montgomery* [1941]. Este autor estima os valores de δ_α que as águas mais rasas teriam simplesmente estendendo, em direção à costa, as isopicnais daquelas mais profundas, ao largo, mantendo sua inclinação. Isto é, a técnica preserva o gradiente horizontal do campo de massa, imediatamente ao largo, para calcular este campo em águas mais rasas.

Tendo em mente que quanto mais nos aproximamos da costa, menos a dinâmica baroclínica é satisfatoriamente reproduzida conforme a Equação 3.1, adaptamos a técnica de *Montgomery* [1941]. Esta adaptação consiste em não mais preservar o gradiente horizontal do campo de massa ao extrapolá-lo em direção à costa, mas sim relaxar a inclinação das isopicnais a uma taxa suficiente para desintensificar o campo de velocidade geostrófica já nas imediações da plataforma continental.

Uma vez que a determinação de ψ passa por adotarmos um valor representativo do \mathcal{NR} , este deve ser tal que melhor reproduza o campo de velocidades baroclínicas absolutas ao largo do sudeste brasileiro, já que ψ segundo a Equação 3.1 refere-se às velocidades baroclínicas relativas (ao \mathcal{NR}) e não absolutas. Logo, é nítida a importância deste parâmetro diante do estudo aqui proposto. Tão logo, acreditamos na conveniência de dedicarmos uma seção desta dissertação em prol de sua determinação.

3.2 Estabelecendo um Nível de Referência

A escolha de um \mathcal{NR} para o sistema de correntes ao largo do sudeste brasileiro já foi abordada por outros pesquisadores. Por exemplo, *Signorini* [1978] utilizou arbitrariamente a superfície isobárica de 500 dbar como representativa do \mathcal{NR} para as imediações da margem continental em torno de Cabo Frio. Já *Gonçalves* [1993] optou por utilizar 750 dbar baseando-se na reprodução de valores de transporte de volume da AIA descritos na literatura para a porção central do Embaiamento de São Paulo. *Godoi* [2005], utilizando argumentos dinâmicos, baseados na estrutura de velocidades

baroclínicas absolutas, e termodinâmicos, fundamentados na distribuição vertical das massas de água, chegou a um valor de 480 dbar na mesma região investigada por Gonçalves [1993].

Como podemos notar, não há um único critério estabelecido na literatura para a determinação de um nível vertical candidato a representar o \mathcal{NR} no sudeste brasileiro. Escassas são as evidências de qual destes critérios resulta em um \mathcal{NR} que melhor reproduz a estrutura de velocidades baroclínicas absolutas para a região. Contudo, a profundidade (ou o nível isobárico) da superfície isopicnal representativa da interface entre as massas de água ACAS e AIA é comumente empregada como candidata [Freitas, 2003; Godoi et al., 2000; Godoi, 2005]. A justificativa para tal é que, junto ao contorno oeste, esta profundidade em muito se assemelha àquela limítrofe entre os escoamentos baroclínicos da CB, para sul-sudoeste nas primeiras centenas de metros da coluna d'água, e a da CCI, para norte-nordeste imediatamente abaixo da CB [Silveira et al., 2000b].

Logo, optamos nesta dissertação por adotar este critério, buscando determinar, a partir dos dados amostrados pela OCSE-I, a profundidade média da superfície isopicnal associada à interface ACAS-AIA. Para tanto, recorreremos aos princípios da termodinâmica da água do mar tal que esta profundidade pode ser estimada através da aplicação dos chamados *Teoremas de Shtokman*. Estes teoremas compõem a *Teoria Analítica das curvas T-S*, cujas premissas estão fundamentadas nas concepções clássicas da análise de massas de água. Uma breve revisão sobre alguns conceitos básicos sobre massas de água e uma descrição sobre o método são discorridas na próxima seção. Sua aplicação e, finalmente, a determinação do \mathcal{NR} são apresentadas seqüencialmente.

3.2.1 A Teoria Analítica das Curvas $T-S$ e os Teoremas de Shtokman

Como ponto de partida, algumas poucas definições qualitativas tornam-se convenientes diante das discussões futuras. De acordo com Tomczak [1999], uma *massa de água* é definida como um corpo de água de histórico comum de formação, tendo suas origens em uma região particular do oceano. Assim, entendemos por *região de formação* de uma massa de água como uma parte do oceano mundial onde esta assimila suas propriedades características. Esta definição de massa de água somente se aplica abaixo da

camada de mistura de tal forma que a massa de água adquire suas propriedades em sua região de formação e perde contato com a atmosfera conforme se afastam desta. Massas de água do oceano superior, as quais estão permanentemente em contato com a atmosfera, não podem ser definidas da mesma maneira, como é o caso da AT.

A existência das massas de água vem sendo notificada a tempos em oceanografia e técnicas de análise envolvendo sua origem, espalhamento e mistura têm sido desenvolvidas por décadas. Desde as descrições contempladas nos trabalhos clássicos de Defant [1936], Wüst [1936] e Sverdrup et al. [1942], a análise de massas de água, nas últimas duas décadas, tem ganho novo impulso dentro da ciência oceanográfica graças ao crescimento do saber a respeito do papel dos oceanos nas mudanças e variabilidades climáticas. Seu cerne é a quantificação das razões de formação e mistura, volumes totais e tempo de vida das massas de água. Isto requer definições quantitativas das massas de água e métodos de análise. Portanto, consideremos um espaço de n dimensões definido por n propriedades da água. Geralmente, temperatura e salinidade são sempre consideradas tal que a dimensão mínima deste espaço é $n = 2$. Este espaço é conhecido como *Diagrama Temperatura-Salinidade (T-S)*, introduzido em 1916 por Helland-Hansen. Contudo, podemos incluir outros parâmetros tais como oxigênio, nutrientes, entre outros traçadores [Tomczak, 1981], mas iremos nos reter a temperatura e salinidade pois são estes os parâmetros pertinentes ao presente estudo.

Nesta abordagem, um *tipo de água* é dito como um ponto sobre o Diagrama *T-S* cuja concepção é puramente matemática e não ocupa qualquer volume no espaço físico. Se um tipo de água coincide com as propriedades termohalinas de uma massa de água em sua região de formação, então este é chamado de *índice termohalino*. As condições ocorrentes na região de formação apresentam uma variabilidade temporal, a qual é resultado de diferentes condições atmosféricas de um ano para outro, e é possível que nenhuma partícula de água tenha exatamente as propriedades descritas pelos índices. Portanto, uma massa de água pode ser definida matematicamente sobre o Diagrama *T-S* como uma combinação de seu índice termohalino e um desvio padrão associado.

De acordo com Mamayev [1975], o caso mais comum da mistura de massas de água, sob as condições reais dos oceanos mundiais, é a mistura entre duas, três ou quatro massas de água superpostas. Em particular, ACAS, AIA, APAN e AAF são identifica-

das na região de estudo conforme já mencionado na Seção 2.3.1, com base no Diagrama T - S espalhado da OCSE-I (Fig. 2.5). A base para o estudo da mistura vertical das massas de águas sobre o Diagrama T - S é conhecida como *Teoria Analítica das curvas T - S* . O processo de mistura define um sub-espço de mistura no Diagrama T - S cuja evolução é ditada pela solução geral, via integral de *Poisson*, das equações de conservação de calor e sal em suas formas simplificadas. Para coeficientes cinemáticos turbulentos de condutividade térmica e de difusão de sal *constantes e iguais*, a mistura é caracterizada no Diagrama T - S como uma linha entre dois índices termohalinos (para mistura entre duas massas de água) ou como um triângulo (para mistura entre três massas de água). Para coeficientes *diferentes e não constantes*, a mistura é dada não mais por linhas bem comportadas mas por curvas. Esta é uma das limitações intrínsecas à teoria, uma vez que esta trata como constantes os respectivos coeficientes. Outra limitação é considerar o oceano infinitamente profundo. *Mamayev* [1975] aponta que, para um oceano semi-infinito ou finito, são introduzidas correções na análise das curvas T - S reais. Entretanto, a teoria para um oceano de profundidade infinita continua a sustentar a base da análise dessas curvas e mostra-se como uma primeira e favorável aproximação.

É possível, à princípio, identificar uma massa de água e determinar sua contribuição relativa à nova mistura resultante do processo pois esta retém suas propriedades, em particular, temperatura potencial e salinidade, quando deixam sua região de formação. A Figura 3.1 é um exemplo de Diagrama T - S de uma dada região oceânica e ilustra como dados observacionais podem ser usados para identificar massas de água sob mistura. Podemos notar que as propriedades das massas de água intermediárias e profundas não apresentam-se com seus valores de T e S originais; suas propriedades são modificadas por mistura com águas acima e abaixo, e suas presenças são indicadas pelos extremos de temperatura e salinidade nas vizinhanças de seus respectivos índices termohalinos.

Após revisar alguns conceitos básicos sobre massas de água e apresentar como essas são analisadas sob o ponto de vista da Teoria Analítica das curvas T - S , podemos finalmente voltar nossa atenção aos chamados *Teoremas de Shtokman* [Shtokman, 1943]. Estes estabelecem como evoluem geometricamente os pares (S,T) , sobre o Diagrama T - S , sob a ação dos processos de mistura vertical de duas, três ou quatro massas de

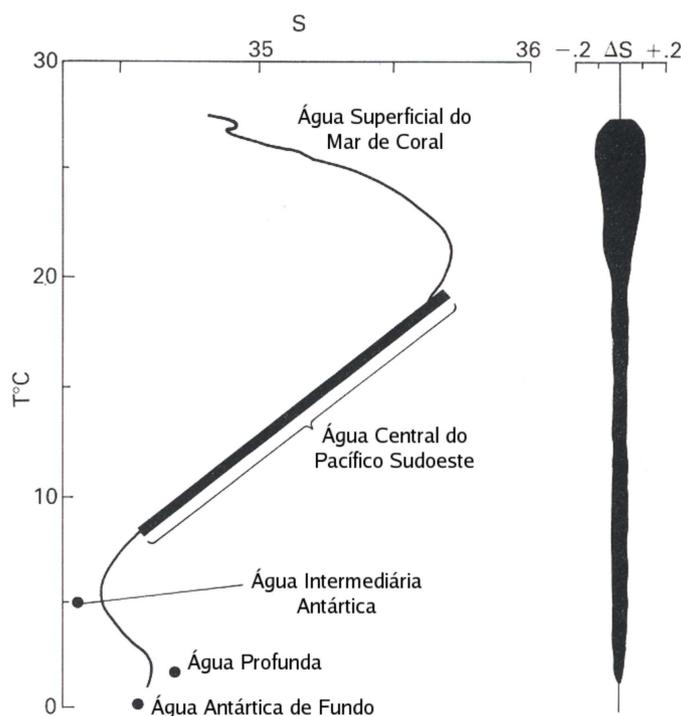


Figura 3.1: Diagrama T - S médio e desvio padrão ΔS da salinidade no leste do Mar de Coral em comparação às definições das massas de água do Oceano Pacífico Sul. Os pontos e linha escura indicam as propriedades nas regiões de formação que, com exceção da Água Superficial, encontram-se afastadas do Mar de Coral. Adaptado de Tomczak & Godfrey [1994].

água. Recordando, são identificadas na região de estudo ACAS, AIA, APAN e AAF. As profundidades de interface e correspondentes superfícies isopicnais entre ACAS-AIA e AIA-APAN podem ser estimadas através dos dados hidrográficos da OCSE-I pela *geometria do triângulo de mistura*. Portanto, esses teoremas são adotados como ferramenta na busca pela interface ACAS-AIA e, conseqüentemente, na determinação do \mathcal{NR} .

Entendemos pelo triângulo de mistura, aqui caracterizado, aquele formado pelas retas de mistura entre ACAS-AIA e AIA-APAN, ligando seus índices termohalinos. Ou seja, os índices termohalinos são os pontos de intersecção das retas de mistura e vértices do triângulo. Estes podem ser estimados através do seguinte teorema:

Teorema 1 “A estimativa dos índices termohalinos é feita traçando retas aproximadamente tangentes aos trechos da curva T - S . A intersecção dessas tangentes, na região dos pontos de extremo, determina os índices termohalinos das massas de água.”

O termo “aproximadamente tangentes” discorrido no teorema acima é fruto das limitações apresentadas anteriormente sobre a Teoria Analítica das curvas T - S . Como

as massas de água, no oceano real, se misturam através de curvas e não de retas, as retas tangentes passam a ser secantes que visam aproximar as curvas de mistura para uma forma retilínea. A Figura 3.2 ilustra o traçado das retas secantes de mistura em função da curva $T-S$ média amostrada pela OCSE-I. A intersecção das retas de mistura ACAS-AIA e AIA-APAN determina o índice termohalino da AIA ao passo que a intersecção entre AIA-APAN e APAN-AAF determina o índice da APAN. A determinação do índice termohalino da ACAS recebe maior atenção e seus detalhes são relatados posteriormente no texto.

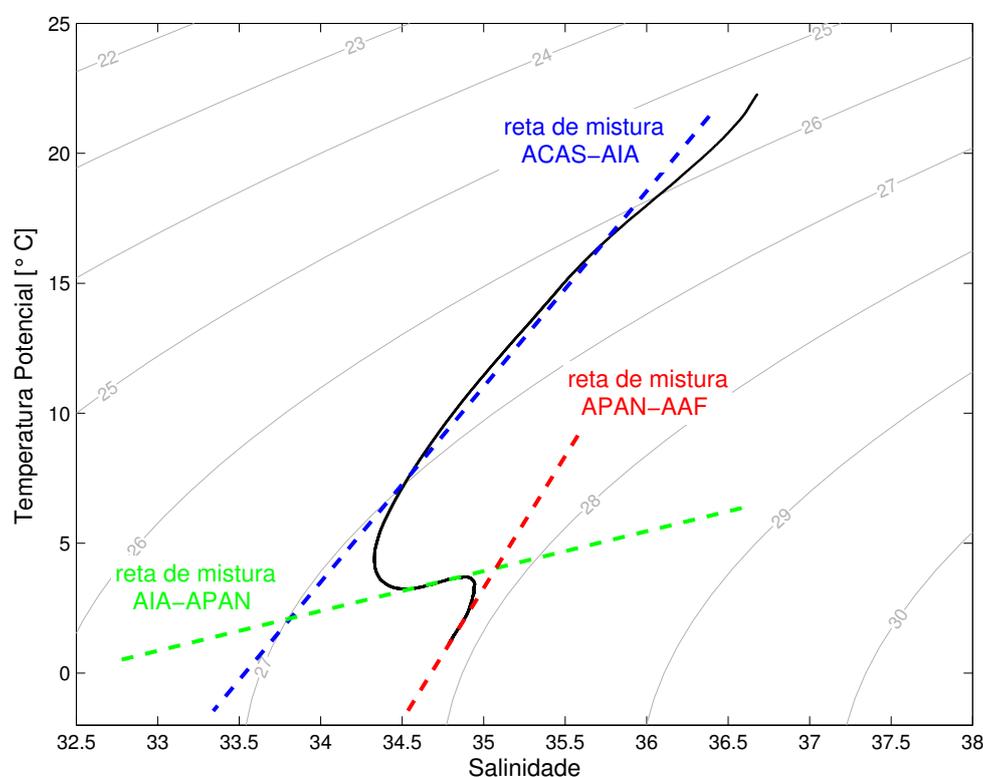


Figura 3.2: Traçado das retas secantes de mistura (tracejadas) entre as massas de água ACAS, AIA, APAN e AAF em função da curva $T-S$ média (contínua) amostrada pela OCSE-I. Com exceção do índice termohalino da ACAS, aqueles da AIA e da APAN são determinados pelas intersecções das retas de mistura.

A estimativa das interfaces ACAS-AIA e AIA-APAN, que definem 50% de mistura entre as massas de água em questão, são inferidas pelo seguinte conjunto de teoremas:

Teorema 2 “Para a determinação das fronteiras e porcentagens de mistura das massas de água em diferentes profundidades, um triângulo de mistura é traçado tendo os índices termohalinos como vértices.”

Teorema 3 “A mediana principal do triângulo, traçada do vértice correspondente à Água Intermediária até a metade do lado oposto, lado este chamado de base do triângulo, intercepta a curva $T-S$ no ponto onde o parâmetro z caracteriza a profundidade do núcleo da Água Intermediária. Os pares $T-S$ correspondentes a este núcleo evoluem ao longo da mediana principal.”

Teorema 4 “As medianas secundárias do triângulo de mistura, traçadas desde a metade do lado correspondente à base do triângulo até os outros dois lados, interceptam a curva $T-S$ nos pontos onde o parâmetro z caracteriza a profundidade das interfaces entre a Água Intermediária e suas adjacentes. A parte da curva contida entre as medianas secundárias do triângulo corresponde à porção da Água Intermediária.”

Em suma, a determinação da profundidade média da interface ACAS-AIA passa por traçarmos o triângulo de mistura sobre a curva $T-S$ média, oriunda dos dados hidrográficos da OCSE-I, determinando os índices termohalinos das massas de água envolvidas através do Teorema 1, e por fim, aplicar os Teoremas 2, 3 e 4 para determinarmos as profundidades das interfaces. Fica evidente o grau de subjetividade atrelado ao traçado das retas secantes. Para tanto, procuramos desenvolver neste trabalho uma metodologia que nos permita, se não objetivar o método, reduzir seu grau de subjetividade. Logo, propomos que, não somente um, mas uma população de triângulos de mistura seja traçada de tal maneira que possamos construir uma estatística por traz do mesmo. Dessa forma, esperamos como resultado um triângulo de mistura médio, índices termohalinos médios e, conseqüentemente, uma estimativa média da profundidade da interface ACAS-AIA. Todos estes parâmetros médios, associados a seus respectivos desvios padrões, tornam a estimativa do \mathcal{NR} mais consistente do ponto de vista estatístico. Cabe salientar que estes desvios padrões não são correlacionados com a natureza da variabilidade do processo de formação das massas de água, mas sim, e somente, com a subjetividade no traçado do triângulo de mistura.

Antes de apresentarmos os resultados oriundos da metodologia acima descrita, atentamos somente para mais um tópico que merece uma atenção especial: o *índice termohalino da ACAS*. Alguns trabalhos que também utilizaram os Teoremas de Shtokman para determinar \mathcal{NR} , como por exemplo Godoi [2005] e Freitas [2003], simplesmente impõem um índice termohalino para a ACAS e não o determinam. Isso porque

a ACAS encontra-se em processo de mistura com a AT imediatamente acima e esta, por se tratar de uma massa de água da camada de mistura, tem suas características determinada por outros métodos que não sejam por estes teoremas. A razão é que os fundamentos teóricos para sua aplicação se baseiam na hipótese de que a temperatura e a salinidade sejam propriedades conservativas, no interior do oceano. Portanto, trocas de calor e sal com a atmosfera não podem ser incluídas. Diversos outros métodos são sugeridos para determinar tal índice da ACAS. Dentre eles, o par $T-S$ correspondente à base da camada de mistura pode ser adotado [Miranda, 1985]. Godoi [2005] sugere o método dos máximos gradientes de densidade potencial.

O fato de impor, ou determinar, um índice para a ACAS não é o problema em questão. Segundo conceitos mais recentes [Tomczak, 1999], algumas massas de água, notavelmente aquelas formadas por convecção, são caracterizadas pela distribuição notadamente uniforme no Diagrama $T-S$ e são suficientemente representadas por somente um único índice termohalino e seu desvio padrão associado. Outras massas de água, notavelmente aquelas prevalentes na termoclina permanente, acolhem um amplo intervalo nos valores de T e S e são caracterizadas por toda uma curva no Diagrama $T-S$ que, em termos de profundidade, se estende do topo até a base da termoclina permanente. É o caso das várias Águas Centrais dos três oceanos tropicais e subtropicais, incluindo obviamente a ACAS. Em situações práticas, como é o caso da utilização dos Teoremas de Shtokman, é possível aproximar esta curva por uma relação funcional matemática que requer somente poucos pontos para defini-la. Se a relação é linear, dois índices termohalinos (um representativo da porção superior da massa de água e outro de sua porção inferior) e um conjunto de desvios padrões são suficientes para definir a massa de água. Tomemos como exemplo a Figura 3.1 anteriormente apresentada, na qual a Água Central do Pacífico Sudoeste é caracterizada por um segmento de reta.

Diante desta caracterização linear no plano $T-S$ das Águas Centrais, há uma indeterminação direta na aplicação dos clássicos Teoremas de Shtokman. Como aplicá-los se não mais a ACAS é caracterizada por um único índice termohalino? Sugerimos que, na construção do lado do triângulo que caracteriza a mistura entre ACAS e AIA, consideremos este lado coincidente com o segmento de reta que aproxima a ACAS por uma

relação linear no Diagrama $T-S$. Ou seja, a linha de mistura entre ACAS e AIA, que classicamente uniria seus índices termohalinos, agora une o índice da AIA com aquele superior da ACAS, passando obrigatoriamente pelo índice inferior da mesma. Isto é sugerido apenas como um artifício matemático, sobre o Diagrama $T-S$, para coadunar o atual conceito descritivo das Águas Centrais e os princípios clássicos dos Teoremas de Shtokman. Uma vantagem é que, no traçado dos diversos triângulos de mistura para obtenção de um médio, um dos lados do triângulo permanece fixo de tal maneira que o grau de subjetividade no traçado das retas secantes é reduzido. Detalhes a respeito são apresentados na seção seguinte.

3.2.2 Determinando a Interface ACAS-AIA

Dada a importância em determinarmos de maneira consistente um \mathcal{NR} , buscamos nos Teoremas de Shtokman um método para estimarmos a profundidade média da interface ACAS-AIA, esta sugerida pela literatura como uma primeira aproximação para a escolha de um \mathcal{NR} ao largo do sudeste brasileiro.

Previamente à aplicação dos Teoremas de Shtokman, determinamos os perfis médios característicos da estrutura de temperatura e salindade da região, amostrados pelos dados hidrográficos da OCSE-I. Estes são apresentados na Figura 3.3 juntamente com a curva $T-S$ média. Como tais teoremas são válidos somente nas regiões oceânicas, selecionamos amostragens que pudessem representar as massas de água dessa região, isto é, os perfis médios foram determinados somente pela promediação dos perfis das estações hidrográficas atingindo profundidades iguais ou superiores a 500 m. Vale ressaltar que, apesar dos perfis médios apresentarem valores até profundidades próximas a 4000 m, são somente algumas poucas estações que atingem esta profundidade, as quais foram realizadas exclusivamente a contento de uma futura análise de massas de água. A grande maioria dos perfis oceânicos atingem, no máximo, 1500 m.

Como retratado na seção anterior, os teoremas também não se aplicam às massas de água em contato com a atmosfera pois estas não conservam suas propriedades termohalinas. Estas, por sua vez, localizam-se nas porções da coluna d'água associadas à camada de mistura, ou seja, logo acima da termoclina sazonal. Utilizamos o critério do gradiente de $0,5^{\circ}\text{C}$ para determinar a profundidade média da base da camada de

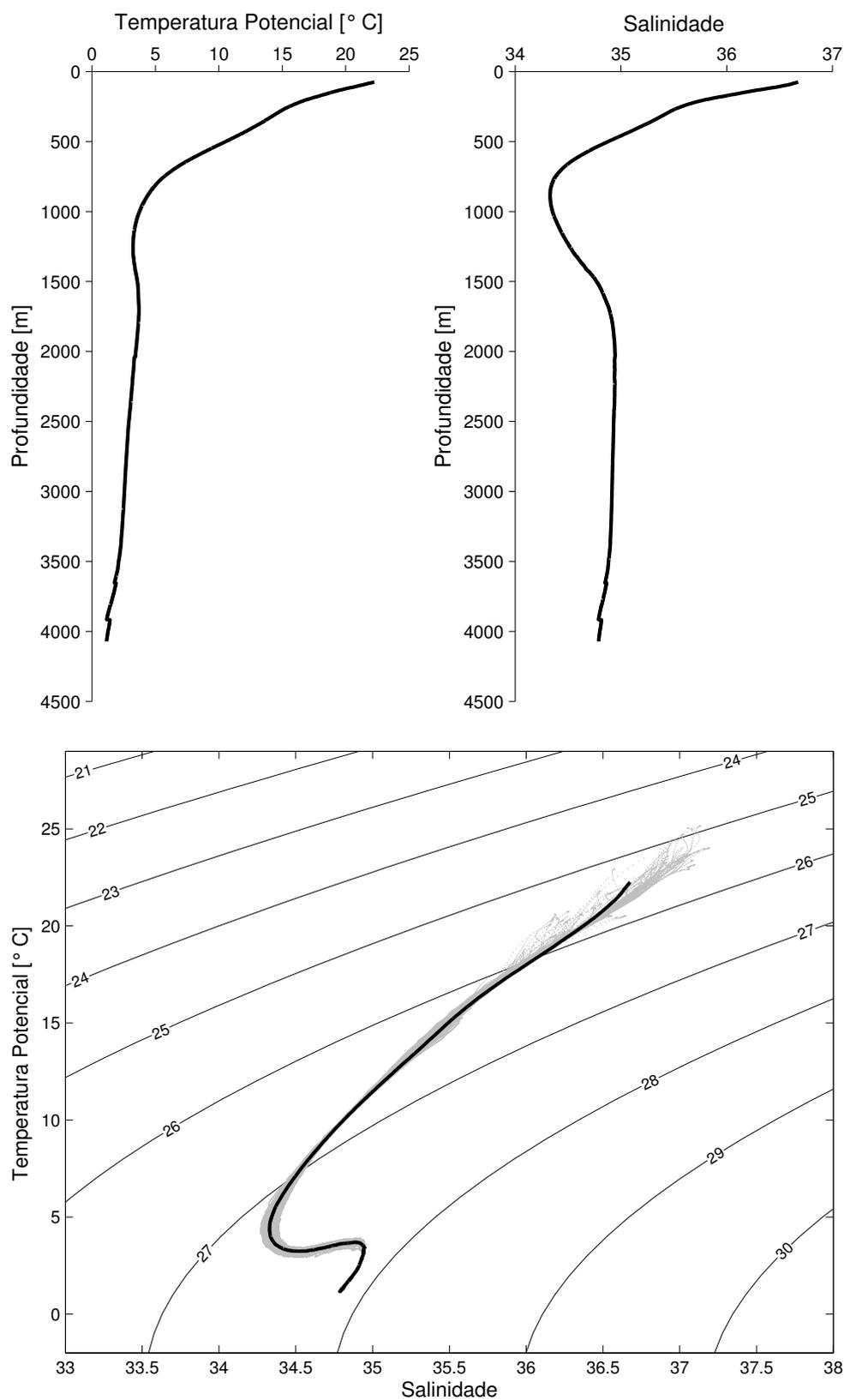


Figura 3.3: Estrutura termohalina média amostrada pela OCSE-I: [superior esquerdo] perfil médio de temperatura potencial; [superior direito] perfil médio de salinidade; [inferior] curva T - S média sobreposta ao Diagrama T - S espalhado, onde as isolinhas de anomalia de densidade potencial [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] são apresentadas como curvas paramétricas.

mistura da OCSE-I e, dessa maneira, desprezarmos a coluna d'água acima desta profundidade. De acordo com *Tomczak & Godfrey* [1994], esse critério estima a profundidade em que a temperatura excede em $0,5^{\circ}\text{C}$ o seu valor de superfície. O valor obtido, conforme os perfis médios apresentados na Figura 3.3, foi de 75 m.

Antes de aplicarmos os Teoremas de Shtokman para construção do triângulo de mistura face à curva T - S média da OCSE-I (Fig. 3.3, inferior), atentamos à determinação dos índices superior e inferior representativos da ACAS. De acordo com *Tomczak* [1999], a Água Central é formada por subducção na Convergência Subtropical (entende-se por subducção o processo de formação de massa de água através de uma combinação da ação do vento e resfriamento da superfície do oceano). Esta região é caracterizada pelo rotacional negativo da tensão de cisalhamento do vento e, portanto, convergência na camada de Ekman superficial. Tal convergência produz, via bombeamento de Ekman somado ao resfriamento, um transporte das águas da camada de mistura de superfície para camadas mais profundas do oceano. Como esta água não é mais densa que aquela subjacente, esta é então injetada nas camadas intermediárias, seguindo a superfície isopicnal de sua própria densidade e, assim, abastecendo a termoclina permanente. Sua formação varia de intensidade sazonalmente, principalmente devido ao estabelecimento da termoclina sazonal.

Como resultado deste processo de formação, a Água Central é caracterizada por uma curva T - S que reflete a variação meridional da temperatura e salinidade na base da camada de mistura da Convergência Subtropical [*Sprintall & Tomczak*, 1993]. Ou seja, é de se esperar que perfis horizontais da camada de mistura de inverno na região da Convergência Subtropical aproximem-se de perfis verticais da termoclina permanente em regiões vizinhas.

Diante do processo acima descrito, *Poole & Tomczak* [1999], em seu trabalho a respeito da chamada *Análise Multiparamétrica Ótima (Optimum Multiparameter Analysis)* da estrutura das massas de água na termoclina do Oceano Atlântico, determinaram índices termohalinos inferior e superior para as Águas Centrais do Atlântico Norte (ACAN) e Sul (ACAS). Através do detalhado compêndio sobre massas de água de *Emery & Meincke* [1986] e dos resultados de *Sprintall & Tomczak* [1993], estes autores identificaram a extensão horizontal da Convergência Subtropical, a qual foi usada

como ponto de partida na definição de tais índices. Através de Diagramas $T-S$ espalhados desta região, foram aproximadas relações lineares para as Águas Centrais e, conseqüentemente, determinados os índices termohalinos limítrofes destas relações. Os autores mostram que, para a porção oeste do Atlântico Sul (região esta que engloba o conjunto de dados utilizado neste projeto), os índices $T-S$ inferior e superior da ACAS são $6,55^{\circ}\text{C}-34,40$ e $16,27^{\circ}\text{C}-35,6$, respectivamente.

Os próprios autores enfatizam que há um certo grau de subjetividade envolvido na delimitação da região associada à Convergência Subtropical e que a definição de tais índices representa um compromisso entre fatores que competem. De um lado, a região delimitada deve ser minimizada para restringir a influência de outras massas de água. De outro, esta deve ser ampla o suficiente para que seja abrangido o intervalo completo de valores típicos das massas de água e para que seja representada a verdadeira variabilidade ambiental da região de formação.

Adotando os índices termohalinos da ACAS segundo *Poole & Tomczak* [1999], procedemos a análise das massas de água através da geometria do triângulo de mistura. Foram ao todo traçados 100 triângulos sobre a curva $T-S$ média da OCSE-I a partir das premissas dos Teoremas de Shtokman. O triângulo médio é apresentado na Figura 3.4 (superior), assim como os índices termohalinos determinados para AIA e APAN. Estes valores são constantes da Tabela 3.1, com seus respectivos desvios padrões (δ).

Tabela 3.1: ÍNDICES TERMOHALINOS ASSUMIDOS E ESTIMADOS

	ACASs	ACASi	AIA	APAN
Temperatura $^{\circ}\text{C}$ ($\pm\delta$)	16,27*	6,55*	$2,10 \pm 0,11$	$4,05 \pm 0,05$
Salinidade ($\pm\delta$)	35,69*	34,40*	$33,81 \pm 0,02$	$35,07 \pm 0,01$

*De acordo com *Poole & Tomczak* [1999]. Os autores não apresentam valores de desvio padrão δ .

É de se esperar que a utilização pioneira de dois índices termohalinos para representar a ACAS e sua adaptação prática para aplicação dos Teoremas de Shtokman resulte em algumas diferenças quando comparados os índices termohalinos da AIA e da APAN, aqui determinados, com aqueles já estimados por outros trabalhos também para o sudeste brasileiro. Adicionalmente, estas diferenças podem ocorrer dado o di-

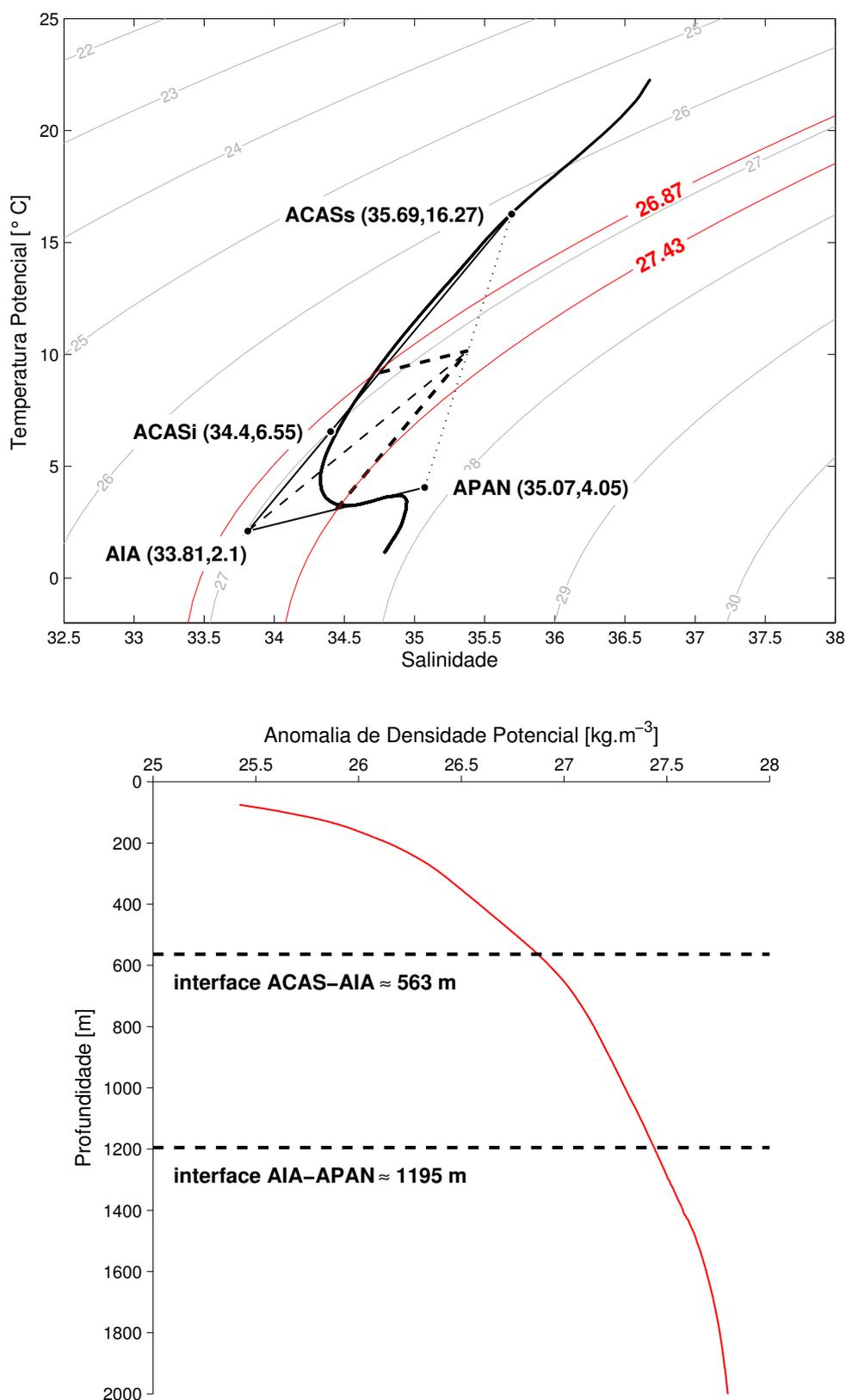


Figura 3.4: Triângulo de mistura médio [superior] e profundidades das interfaces isopicnais ACAS-AIA e AIA-APAN [inferior]. As siglas ACASs e ACASi denotam os índices superior e inferior desta massa de água, respectivamente. Compondo o triângulo de mistura, temos a mediana principal (linha tracejada tênue) e as medianas secundárias (linhas tracejadas escuras).

ferente grau de mistura ocorrida entre determinadas massas de água no interior do oceano. *Silva* [1995], analisando as massas de água através de outro conjunto de dados amostrados em uma sub-região àquela estudada nesta dissertação, determinou tais índices fixando um único par T - S representativo da ACAS, cujo valor foi **20,00°C-36,41**. A autora conteve-se a construir somente um triângulo de mistura. A Tabela 3.2 traz os resultados obtidos por *Silva* [1995].

Tabela 3.2: ÍNDICES TERMOHALINOS DETERMINADOS POR *Silva* [1995]

	AIA	APAN
Temperatura °C	2,50	4,00
Salinidade	33,57	35,00

Há uma boa concordância com relação ao índice da APAN, fato este que não se repete para a AIA. Mesmo assumindo um intervalo de confiança de três desvios padrões, o índice de *Silva* [1995] não corrobora com aquele determinado no presente trabalho. Podemos apontar algumas possíveis razões para tal discrepância: (I) a construção de um único triângulo de mistura não fornece qualquer figura de mérito estatístico que avalie sua precisão; (II) o uso de uma curva T - S média torna o traçado do triângulo mais restrito, o que não ocorre ao traçá-lo sobre o Diagrama T - S espalhado, como feito por *Silva* [1995]. Esta autora ainda considerou um único par T - S representativo da ACAS. Estes dois procedimentos implicam em uma maior liberdade no traçado do triângulo. Enfatizamos que o objetivo primário desta investigação é inferirmos um nível que delimita os escoamentos baroclínicos da CB e da CCI (\mathcal{NR}), ou seja, a profundidade correspondente à interface ACAS-AIA. Portanto, busquemos validar o método sugerido comparando o \mathcal{NR} determinado deste estudo com aqueles obtidos por trabalhos pretéritos.

As interfaces ACAS-AIA e AIA-APAN são obtidas pelo traçado das medianas secundárias sobre cada triângulo de mistura construído. A Figura 3.4 (superior) retrata as medianas médias obtidas sobre o triângulo médio. Estas medianas cruzam a curva T - S em pontos para os quais existe uma superfície isopicnal associada. Estas superfícies encontram-se em uma determinada profundidade média que denota o nível das in-

terfaces entre as massas de água. O perfil médio da anomalia de densidade potencial da OCSE-I é apresentado na Figura 3.4 (inferior) juntamente com as profundidades correspondentes às interfaces. Estas, por sua vez, são resumidas na Tabela 3.3.

Tabela 3.3: SUPERFÍCIES ISOPICNAIS E PROFUNDIDADES ASSOCIADAS

Interface	Isopicnal [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] ($\pm\delta$)	Profundidade [m] ($\pm\delta$)
ACAS-AIA	$26,872 \pm 0,005$	563 ± 3
AIA-APAN	$27,438 \pm 0,006$	1195 ± 8

Chegamos, portanto, a um valor para o \mathcal{NR} correspondente a **563 m**, associado à superfície isopicnal de **26,872 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$** , representativa da interface ACAS-AIA. Alguns trabalhos clássicos para o Oceano Atlântico Sul [Mamayev, 1975; Reid, 1989] tratam a interface ACAS-AIA caracterizada, em média, pela isopicnal de $26,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. A correspondente profundidade, no perfil de anomalia de densidade da Figura 3.4 (inferior), encontra-se em aproximadamente 520 m. Godoi [2005], seguindo uma metodologia semelhante à Silva [1995] para os mesmos dados analisados por esta autora, sugere a isopicnal de $26,79 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, cuja profundidade correspondente é 515 m. Empregando uma abordagem distinta daquela voltada à análise de massas de água, Chen [2002], analisando o mesmo conjunto de dados do presente trabalho (OCSE-I), compara seções de velocidade relativa geostrofica, sob aplicação do Método Dinâmico clássico [Sandström & Helland-Hansen, 1903], com seções correspondentes de velocidades baroclínicas absolutas, numericamente modeladas. Este autor utiliza um \mathcal{NR} igual a 600 m e conclui, por intermédio de comparação de transporte de volume das correntes, que este \mathcal{NR} reproduz satisfatoriamente as correntes baroclínicas da região.

Portanto, podemos concluir que a profundidade aproximada de **560 m** é uma escolha representativa razoável do *nível de referência* médio do sistema de correntes ao largo do sudeste brasileiro. Este, por sua vez, está associado à superfície isopicnal de **26,872 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$** entre ACAS e AIA e é adotado na construção dos campos horizontais de função de corrente geostrofica.

Como última observação desta seção, apresentamos anteriormente um artifício metodológico buscando minimizar a subjetividade do traçado do triângulo de mistura e,

consequentemente, dos seus parâmetros resultantes. Para tanto, uma população de triângulos foi construída a fim de proporcionar uma figura de mérito estatístico representada pelos valores médios dos parâmetros e seus respectivos desvios padrões. Dentro deste mesmo intento, nossa tentativa de vincular o atual conceito descritivo das Águas Centrais e os princípios clássicos do Teoremas de Shtokman, representando a ACAS por dois índices termohalinos sobre o Diagrama $T-S$, traz a vantagem de reduzir a subjetividade no traçado das retas secantes do triângulo de mistura. Consideramos, para tanto, o lado do triângulo que caracteriza a mistura entre ACAS e AIA coincidente com o segmento de reta que aproxima a ACAS por uma relação linear no Diagrama $T-S$.

Como resultado, obtivemos um desvio padrão $\delta = 3$ m para o \mathcal{NR} adotado. A Figura 3.5 (direito) constata este valor através da distribuição dos desvios de profundidade em torno do \mathcal{NR} para os 100 triângulos de mistura construídos. Quando consideramos somente um único índice para a ACAS, como vários trabalhos anteriormente citados o fazem, não mais existem lados fixos no traçado do triângulo de mistura. Logo, os desvios de profundidade em torno do \mathcal{NR} mostram-se mais dispersos, acarretando em um valor menos preciso para o mesmo (Fig. 3.5, esquerdo). Neste caso, o desvio padrão obtido é igual a $\delta = 4,7$ m.

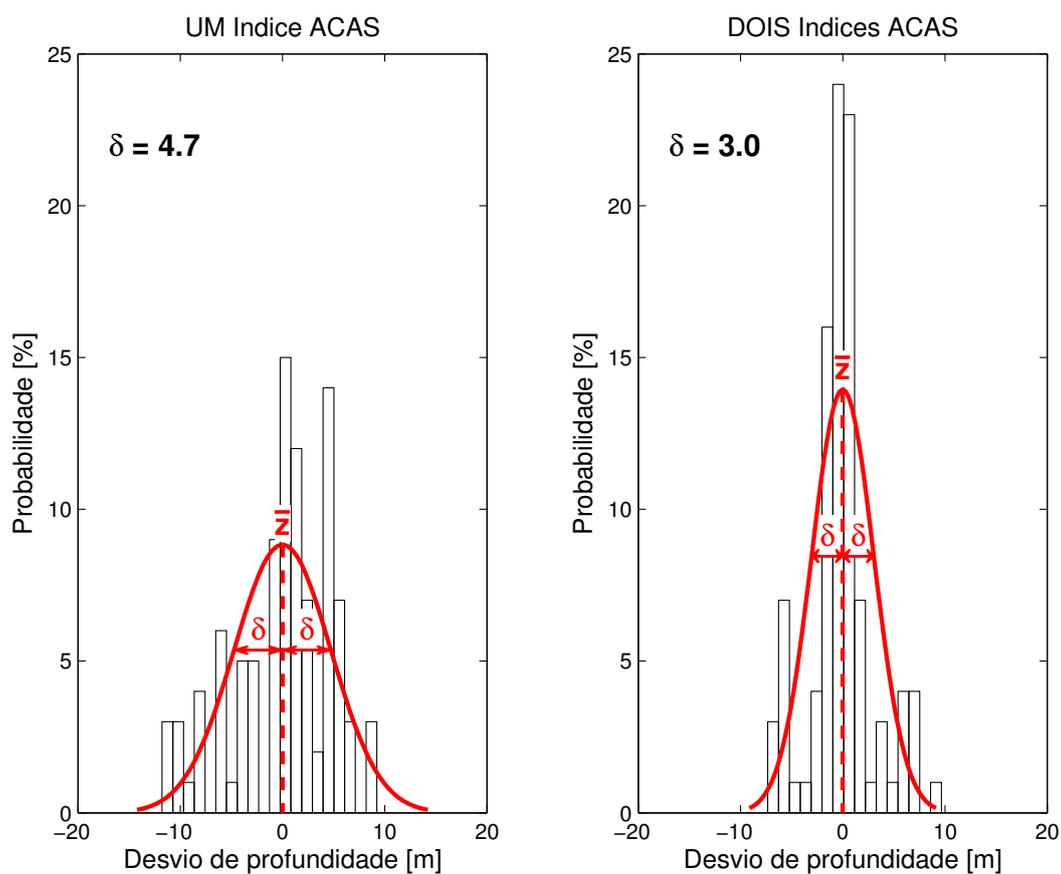


Figura 3.5: Distribuição dos desvios de profundidade em torno do \mathcal{NR} : [esquerdo] considerando *um* único índice termohalino representativo da ACAS; [direito] considerando *dois* índices termohalinos representativos da ACAS. O desvio padrão é representado por δ .

3.3 A Construção dos Campos

Na seção anterior, trouxemos uma discussão detalhada a respeito da determinação do \mathcal{NR} e chegamos ao valor de 560 m. Tecemos uma releitura sobre a Teoria Analítica das curvas T - S em vista de criar um vínculo entre metodologias clássicas e conceitos mais recentes sobre as massas de água e suas análises. Porém, antes de apresentarmos e discutirmos os campos de função de corrente geostrofica, é importante esclarecermos algumas técnicas utilizadas em sua construção e, para tal, dedicamos esta seção.

Na construção dos campos horizontais de ψ , utilizamos uma técnica de interpolação comumente referida na literatura como *Análise Objetiva* (\mathcal{AO}). De acordo com *Bretherton et al.* [1976], ela é baseada num resultado estatístico padrão - o Teorema de Gauss-Markov. Este teorema fornece uma expressão para a estimativa de erros mínimos quadráticos de variáveis físicas (temperatura, salinidade, velocidade, função de corrente, vorticidade, etc), sendo a estatística do campo estimada na forma de espectro espaço-temporal. Mapas de erros são obtidos através de estimativas do erro médio quadrático.

Carter & Robinson [1987] mostram que a \mathcal{AO} de dados oceânicos pode ser pensada como um ajuste por mínimos quadrados onde as funções-peso dependem da correlação entre os dados. Logo, sua implementação requer um conhecimento *a priori* da função de correlação das variáveis, C , e da variância do erro amostral aleatório, ϵ^2 . Seguindo *Emery & Thomson* [1998], embora a especificação da matriz de correlação deva ser determinada na estrutura observada das variáveis do oceano, há a opção de se utilizar uma forma matemática teórica ajustada e baseada nesta estrutura. É o caso sugerido quando os dados amostrados são esparsos, como acontece com a OCSE-I nas porções mais oceânicas da área.

Em se tratando de mapeamento horizontal de escoamentos geofísicos, buscamos utilizar uma função de correlação dada por:

$$C(\Delta x, \Delta y) = (1 - \epsilon^2) e^{-[(\Delta x)^2/l_x^2 + (\Delta y)^2/l_y^2]}, \quad (3.2)$$

onde Δx e Δy representam os incrementos espaciais horizontais nas direções zonal e meridional, respectivamente, l_x e l_y são os chamados comprimentos de correlação e ϵ^2

é a variância do erro amostral aleatório.

Para essa natureza de escoamentos, as diferenças entre os comprimentos de correlação horizontais l_x e l_y costumam ser sutis como consequência da forte isotropia horizontal dos escoamentos. Em muitos casos e principalmente naqueles envolvendo mapeamento de quantidades com estruturas de caráter radial, tal como característico de vórtices e/ou feições de recirculação de correntes, é convidativo utilizar a forma isotrópica gaussiana da Equação 3.2:

$$C(r) = (1 - \epsilon^2)e^{-r^2/l_c^2}, \quad (3.3)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ e l_c é o comprimento de correlação horizontal na direção radial.

O comprimento de correlação e a variância do erro amostral podem ser determinados de duas maneiras conhecidas: (I) a partir do ajuste não-linear da função de correlação amostral dos dados à forma teórica (Eq. 3.3) ou (II) através do conhecimento prévio da estrutura do campo investigado e das principais feições que se quer realçar. Nesta dissertação, a determinação destes parâmetros é realizada através do caso (I), seguindo *Silveira et al.* [2000a]. Fica claro o grau de subjetividade implícito caso (II). Em muitas ocasiões, isto pode resultar em campos estimados “contaminados” com estruturas as quais não conseguem ser resolvidas pela grade de observações e resultam em feições artificiais. Assim como no caso (II), há também uma limitação associada ao caso (I), não de caráter subjetivo, mas sim metodológico. Nem sempre a correlação apresentada entre os dados observados e aqueles estimados respeita aquela assumida como gaussiana pela Equação 3.2 ou 3.3. Logo, há uma implicação em determinarmos qual a forma da função de correlação, o que pode acarretar em um problema de solução a longo prazo.

Calculamos a correlação dos valores de ψ para uma profundidade em que existam valores em todas as estações hidrográficas. A correlação é apresentada na Figura 3.6, graficada em função da distância entre as estações (*Lag*). É fácil notar o caráter aproximadamente gaussiano apresentado pela correlação, sugerindo que a forma teórica proposta (Eq. 3.3) é uma boa aproximação. Seu ajuste não-linear nos fornece um comprimento de correlação $l_c = 162,7 \text{ km} \approx 1,5^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,049$. Cabe salientar que a distância máxima entre duas estações quaisquer da

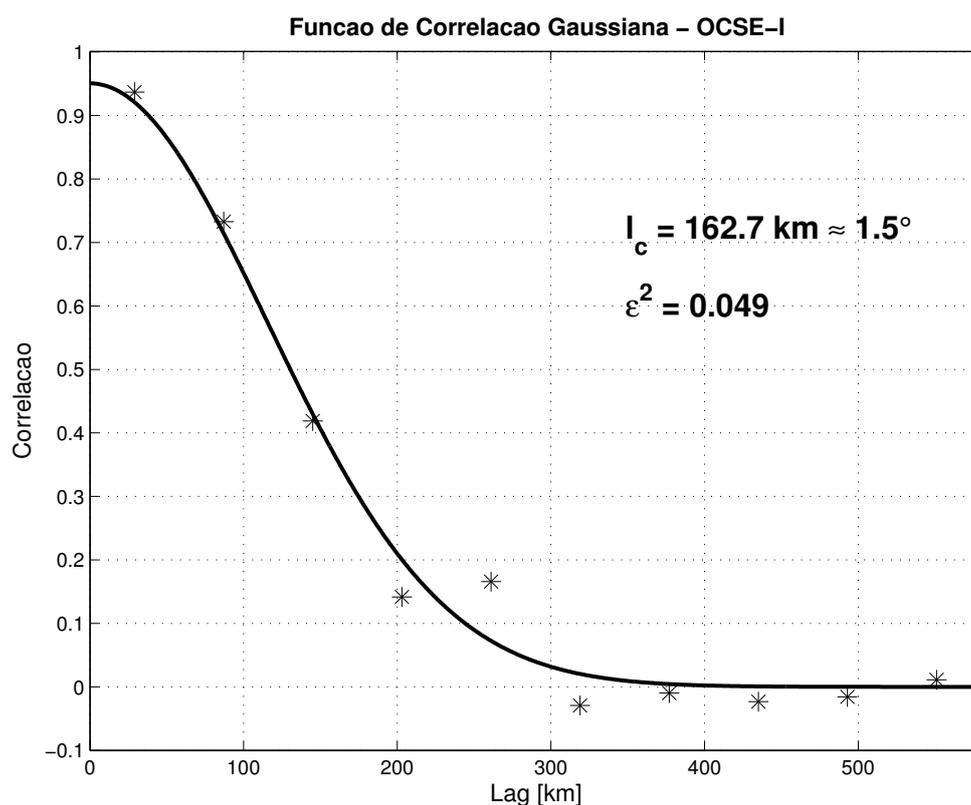


Figura 3.6: Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados da OCSE-I. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.3 (linha contínua), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 162,7 \text{ km} \approx 1,5^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,049$.

OCSE-I chega a aproximadamente 1400 km. Consideramos, conforme sugerido por *Denman & Freeland* [1985], que qualquer valor de correlação de ψ que fuja das proximidades de zero a uma distância muito maior que o primeiro raio de deformação baroclínico típico da região, não possuem um embasamento na física envolvida e, portanto, podem ser desconsiderados. Logo, de posse do valor médio aproximado do raio de deformação igual a 40 km [*Houry et al.*, 1987], limitamos a correlação em aproximadamente 600 km, como apresentado na Figura 3.6.

Os parâmetros acima determinados corroboram satisfatoriamente com aqueles sugeridos por *Godoi* [2005], a qual optou por utilizar o caso (II) na determinação de l_c e ϵ^2 . Baseada somente no conhecimento prévio da estrutura do campo investigado e das principais feições que buscava realçar, ou seja, feições de meso-escala associadas aos meandros da CB, *Godoi* [2005] chegou aos valores de $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,012$, mapeando a mesma quantidade ψ .

Em resumo, o emprego da \mathcal{AO} como técnica de interpolação na construção dos campos horizontais de ψ estima o valor desta quantidade para cada ponto pertencente à grade de interpolação de escolha. Os parâmetros $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,049$ são então utilizados. Como subproduto, a \mathcal{AO} nos fornece o campo de erros, estimado a partir do erro médio quadrático, associado ao processo de interpolação. A Figura 3.7 (inferior) apresenta tal campo de erros de interpolação (percentual) considerando os parâmetros l_c e ϵ^2 determinados. A título de informação, a Figura 3.7 (superior) ilustra a grade construída para interpolação, caracterizada por uma resolução de 80×50 pontos espaçados, em média, de 15 km na direção normal à costa e 17 km na direção paralela a mesma, direções estas aproximadas.

Há ainda um último aspecto importante a ser frisado sobre a construção dos campos de ψ . Determinadas estruturas espúrias presentes nos campos podem ter sua origem na forma como ψ foi calculado nas estações mais rasas que o \mathcal{NR} e, adicionalmente, há a complicação de como lidar com as condições de contorno no lado costeiro do domínio. É necessário satisfazer as condições de contorno junto à borda oeste, no caso. Em particular, as condições de contorno de *Dirichlet* são de implementação mais simples. Estas consistem simplesmente em estabelecer $\psi = \text{constante}$ no contorno sólido, em outras palavras, fluxo nulo normal ao contorno.

Silveira et al. [2000a] propõem que a condição de *Dirichlet* seja aplicada durante o processo de mapeamento através da inclusão do que chamam de “pseudo-dados” no esquema de interpolação por \mathcal{AO} . Para tanto, a matriz com as coordenadas da isóbata da profundidade que se deseja mapear e valores de $\psi = 0$ no contorno são adicionados à matriz contendo as coordenadas das estações e os valores de ψ calculados relativamente ao \mathcal{NR} .

Tal método é diretamente aplicável para profundidades além da quebra de plataforma continental, onde a extrapolação dos campos termohalinos, conforme descrita na Seção 3.1, é ainda considerada adequada e muito provavelmente o sistema de correntes se encontra em balanço geostrófico, em primeira ordem. Ou seja, pode-se satisfazer as condições de *Dirichlet* desta forma para mapas de ψ com profundidades maiores ou iguais a 120 m pois, no caso da região de estudo, a quebra varia de 120 m a 180 m [*Castro & Miranda*, 1998]. A questão que se põe é como atender a essas

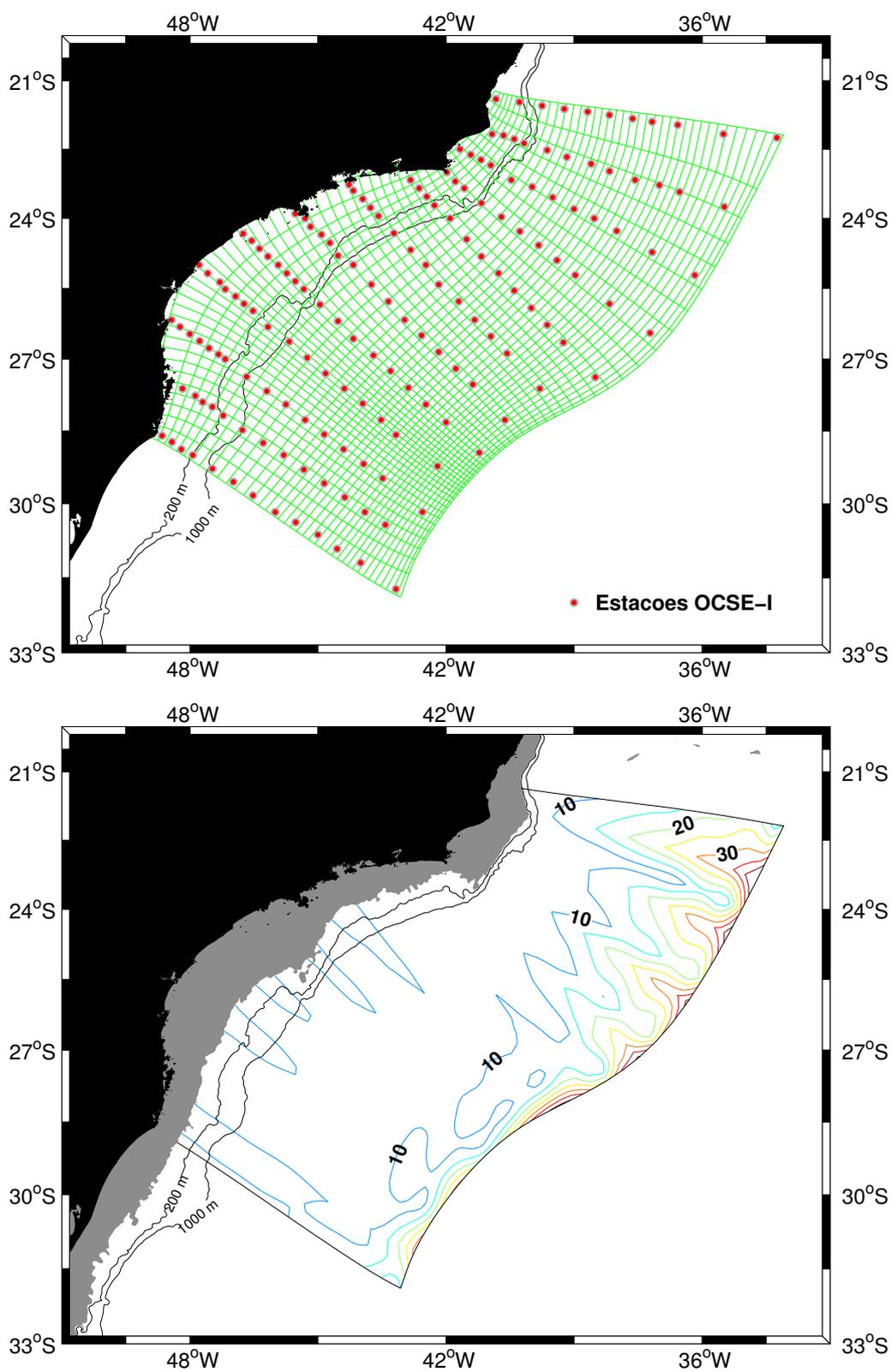


Figura 3.7: Representação da grade para interpolação dos campos de ψ da OCSE-I [superior]. Mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por \mathcal{AO} : $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,049$. Intervalo dos contornos: 5 % [inferior].

condições quando for desejado mapear ψ em profundidades inferiores a 120 m? Uma primeira e direta tentativa, é olhar para a isóbata de 120 m como um contorno dinâmico e considerá-la uma fronteira entre os processos ocorrentes aquém e além da quebra de plataforma. Neste caso, os mapas referentes a profundidades menores que 120 m tem como contorno sólido esta isóbata e aqueles em maiores profundidades utilizam sua respectiva isóbata. Esta é a condição assumida neste trabalho.

3.4 Apresentação e Discussão

Face aos critérios e técnicas apresentados nas seções anteriores e usufruindo dos resultados obtidos de suas aplicações, resguardamos esta seção para apresentarmos e discutirmos os campos horizontais de ψ oriundos dos dados quase-sinóticos observados pela OCSE-I. Logo, a elaboração destes campos passa por extrapolarmos o campo de massa em direção à costa para as estações mais rasas, conforme descrito na Seção 3.1; adotarmos o \mathcal{NR} na profundidade de 560 m e calcularmos ψ nos pontos de observação usando a Equação 3.1, conforme estabelecido na Seção 3.2; e mapearmos ψ nos pontos de grade da Figura 3.7 (superior), via \mathcal{AO} , utilizando $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,049$, conforme determinado na Seção 3.3.

Dado que o objeto de estudo desta dissertação são os meandros e vórtices associados ao domínio da CB, bem como seu padrão de recirculação ao largo do sudeste brasileiro, estes explorados sob o ponto de vista de sua dinâmica baroclínica, detalhamos nossa investigação nas feições oceanográficas evidenciadas a profundidades acima do \mathcal{NR} . Tão logo, selecionamos as profundidades de 20, 50, 100, 200, 300, 400 e 500 m para a apresentação dos campos de ψ no domínio vertical da CB, conforme as Figuras 3.8-3.14 apresentam.

Primeiramente, voltamos nossa atenção à inspeção das feições de meso-escala, ou seja, aquelas caracterizadas pelos meandros e vórtices associados ao escoamento da CB. Podemos notar, principalmente no campo a 100 m de profundidade (Fig. 3.10), a ocorrência de uma sucessão de estruturas vorticais ciclônicas e anticiclônicas junto ao contorno, proporcionando um evidente padrão meandrante do escoamento da CB desde que adentra na região pelo limite norte da área até deixá-la através do limite sul.

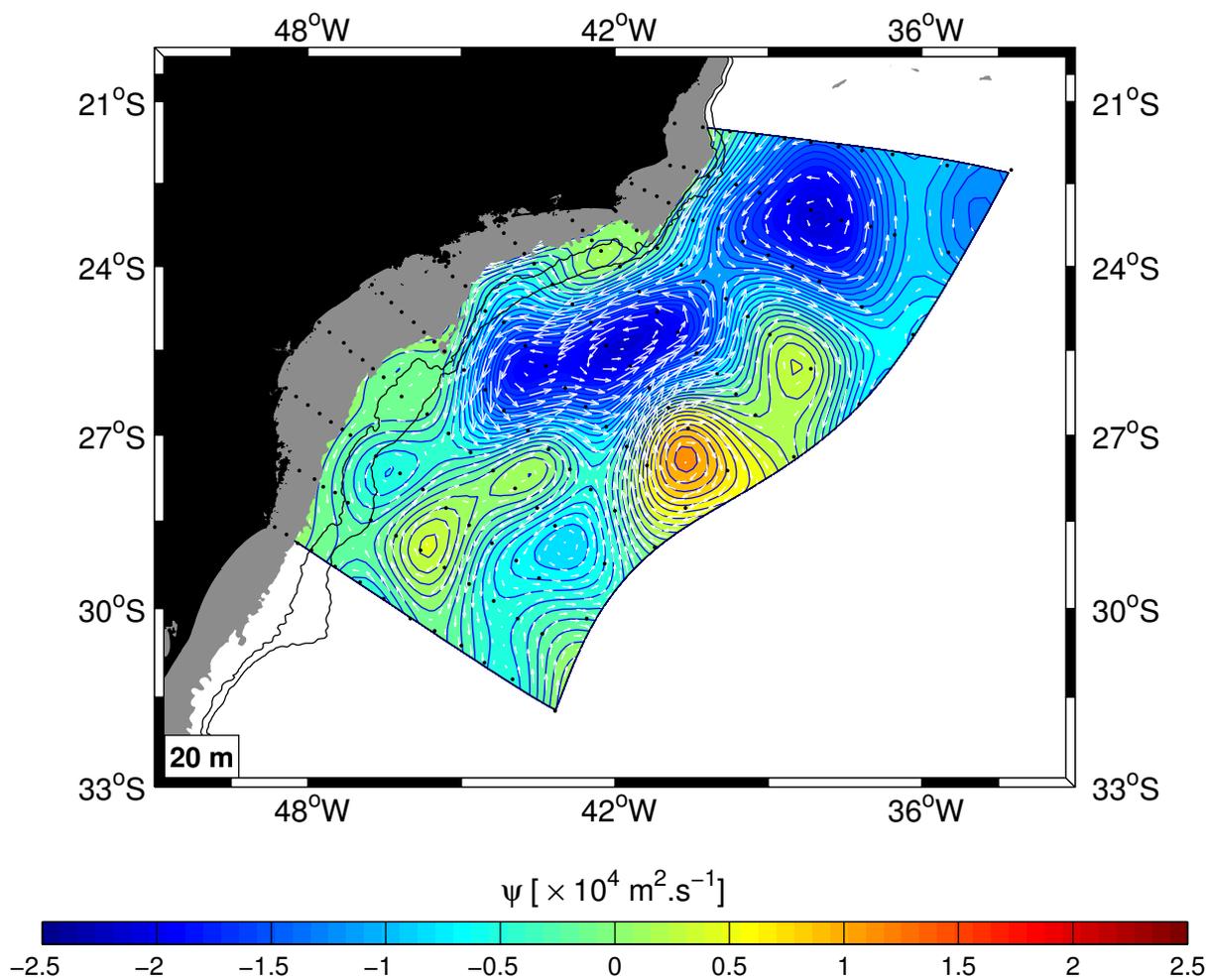


Figura 3.8: Função de corrente geostrófica ψ a 20 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

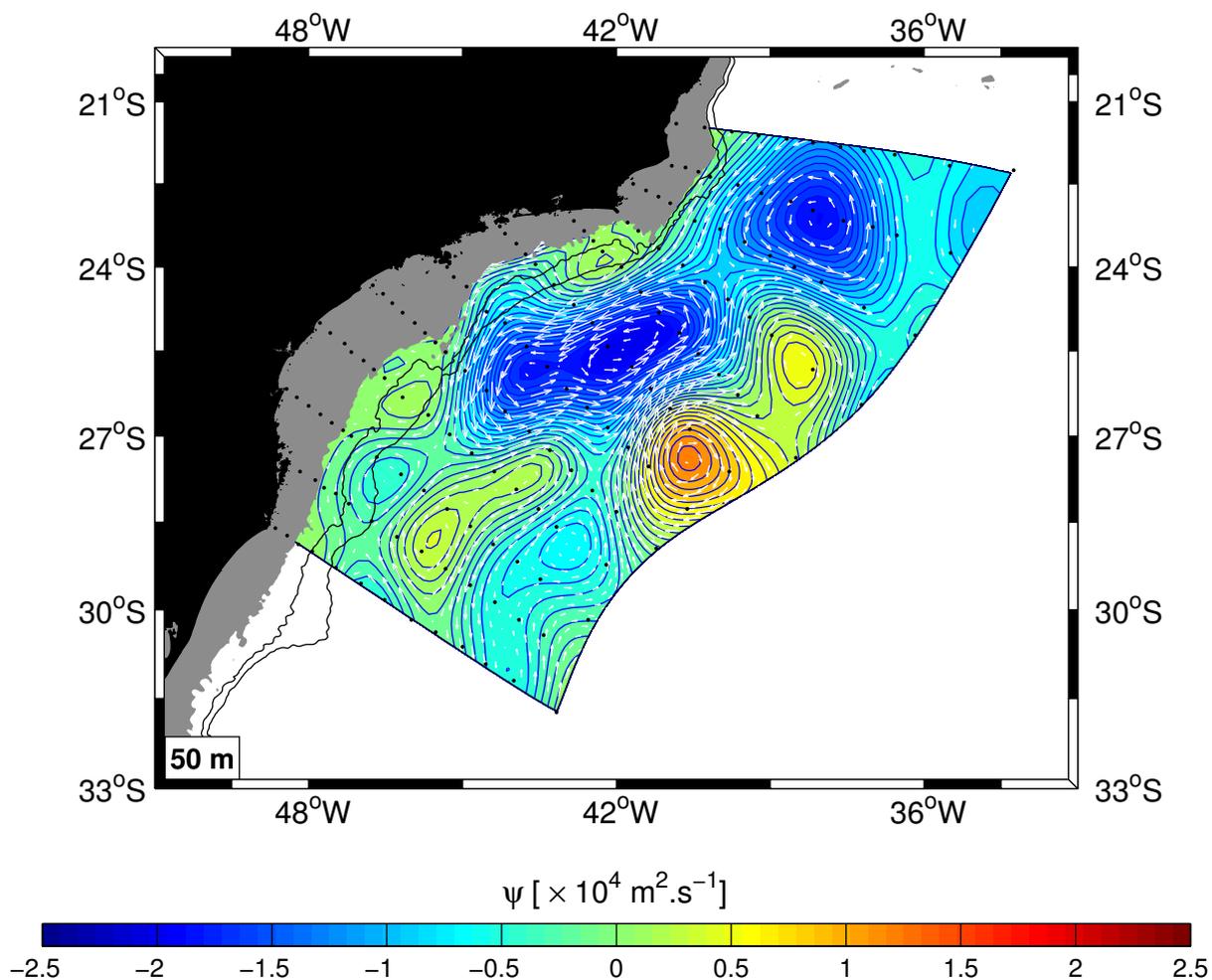


Figura 3.9: Função de corrente geostrófica ψ a 50 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

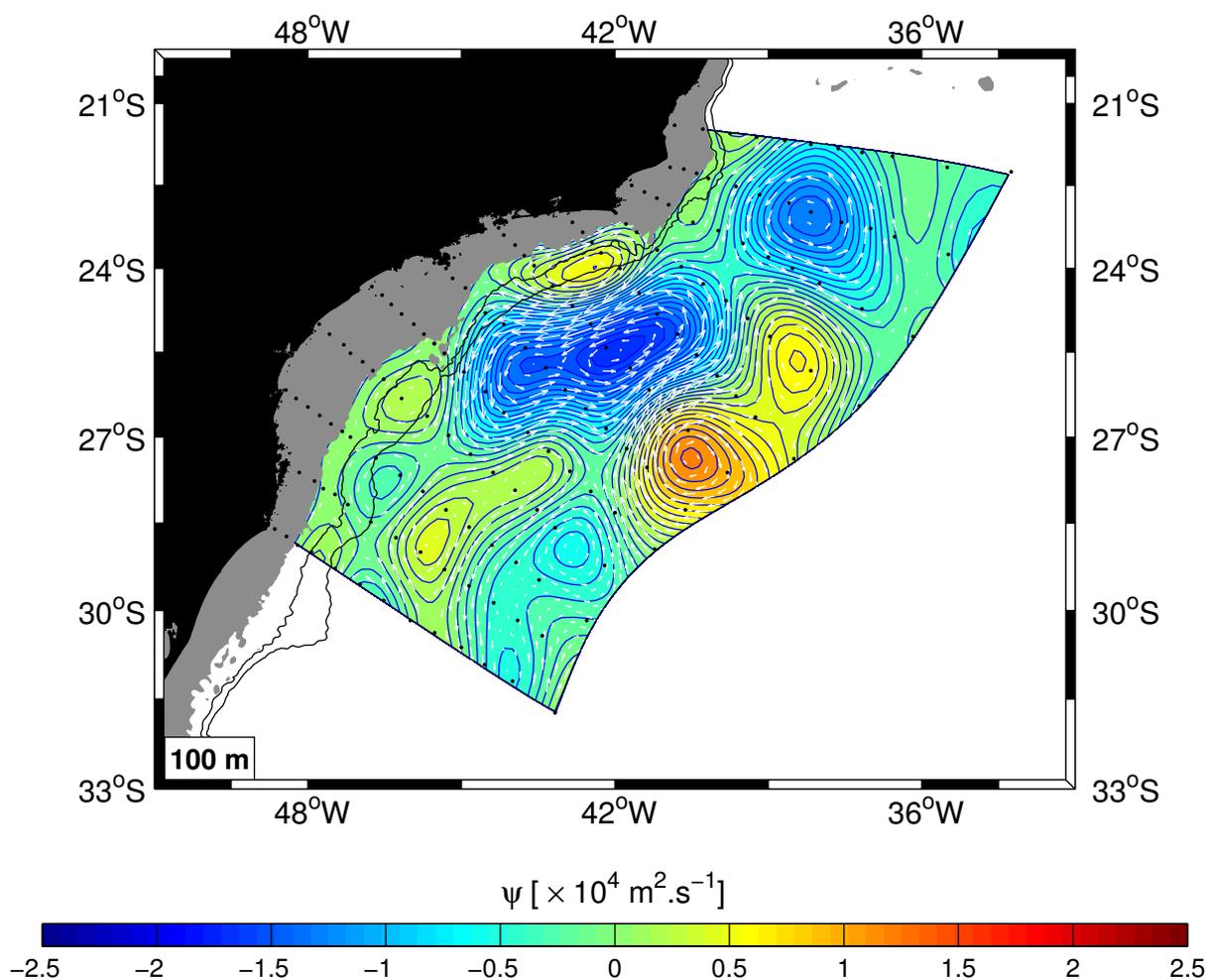


Figura 3.10: Função de corrente geostrófica ψ a 100 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 120 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

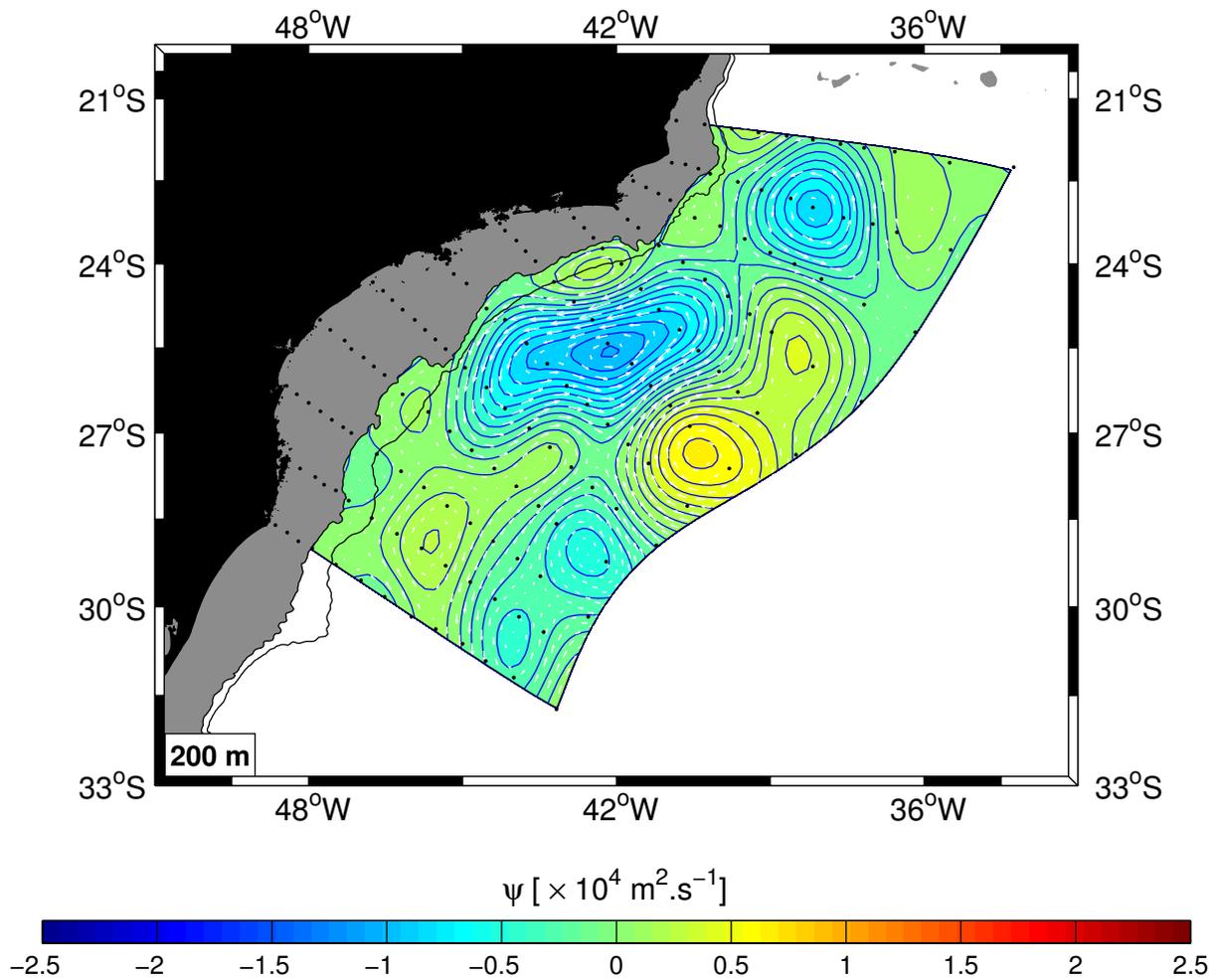


Figura 3.11: Função de corrente geostrófica ψ a 200 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 200 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

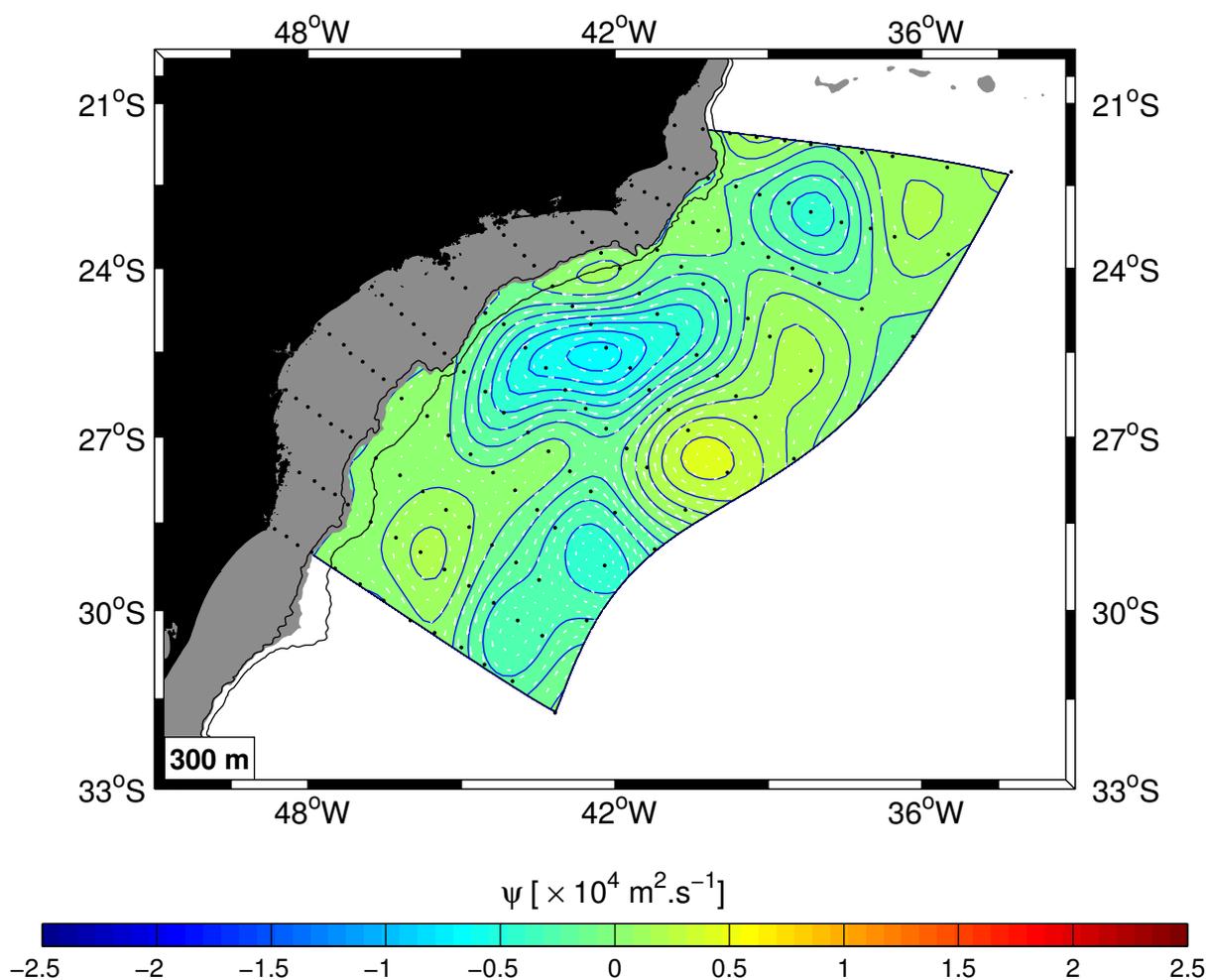


Figura 3.12: Função de corrente geostrófica ψ a 300 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 300 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

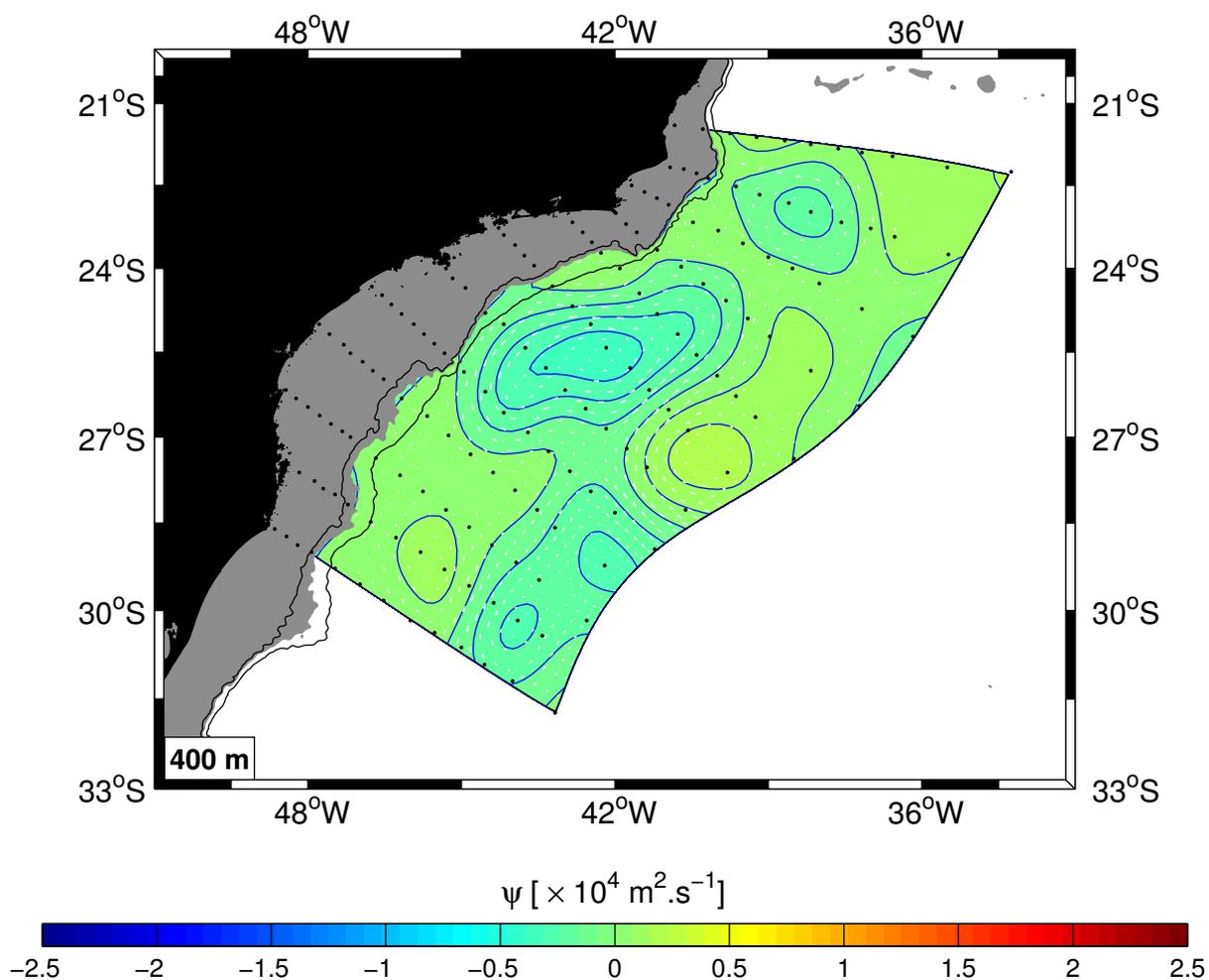


Figura 3.13: Função de corrente geostrófica ψ a 400 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 400 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

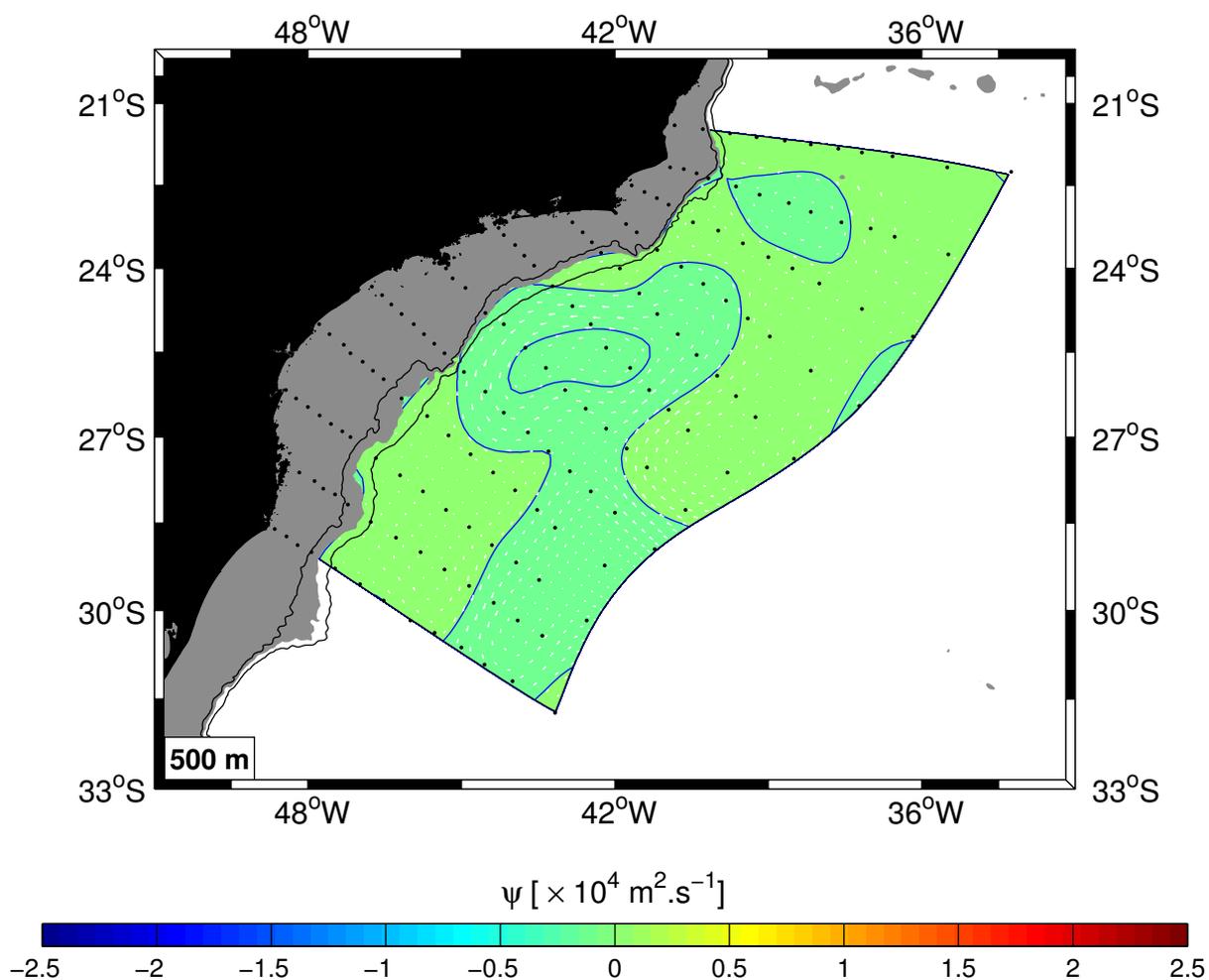


Figura 3.14: Função de corrente geostrófica ψ a 500 m de profundidade. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 500 m). São graficadas as isóbatas de 200 m e 1000 m. Os vetores de velocidade são sobrepostos ao campo de ψ assim como as estações da OCSE-I.

As estruturas ciclônicas se situam predominantemente no lado costeiro da CB ao passo que aquelas anticiclônicas são encontradas no lado oceânico. É possível identificar pelo menos quatro estruturas bem demarcadas. Imediatamente ao sul de Cabo Frio, há a assinatura de um vórtice ciclônico de configuração elíptica centrado em aproximadamente 24°S - 42°W . Este se estende desde a Radial 4 até porções além da Radial 6 tal que seu eixo maior, paralelo ao contorno, e seu eixo menor, normal ao contorno, apresentam aproximados 250 km e 130 km, respectivamente. Sua assinatura vertical se perpetua até próximo dos 300 m de profundidade porém, já em 400 m, esta esvanece.

Outra estrutura vortical, menos robusta, também ciclônica é evidenciada mais ao sul centrada, sobre a isóbata de 600 m, em aproximadamente $26^{\circ}30'\text{S}$ - 46°W . Esta ocupa a região entre as Radiais 8 e 10. Diferentemente do ciclone mais ao norte, sua configuração se aproxima daquela circular tal que seu diâmetro aproximado é de 200 km. Quanto a sua assinatura vertical, esta já não se faz presente em 300 m de profundidade, limitando-se em torno de 200 m. Com aproximadamente a mesma configuração circular e diâmetro similar, localizado imediatamente ao sul deste vórtice ciclônico, encontra-se um vórtice anticiclônico centrado, em águas mais profundas que 1000 m, em torno de 28°S - $46^{\circ}30'\text{W}$. Tênué é sua assinatura já no campo de ψ a 200 m.

Propositadamente, deixamos por último a descrição daquela estrutura anticiclônica localizada entre os vórtices ciclônicos acima descritos. A razão para tal é que esta mesma estrutura, centrada em aproximadamente $25^{\circ}30'\text{S}$ - 44°W junto ao contorno, foi investigada por *Godoi* [2005], cujos esforços já foram relatados no Capítulo 1. A autora investigou a dinâmica das ondas baroclínicas de vorticidade da CB, conduzida também através da análise de dados hidrográficos, de tal forma que seus campos de ψ evidenciaram esta mesma estrutura anticiclônica e, parcialmente, aquela ciclônica mais ao sul. Buscando explorar a similaridade entre os campos aqui obtidos e aqueles de *Godoi* [2005], selecionamos uma subregião na presente área de estudo representativa da região investigada pela autora. Vale frisar que os dados explorados por esta foram coletados durante o cruzeiro oceanográfico denominado HM2 entre 17 e 29 de julho de 1993, ou seja, época equivalente (inverno austral) àquela de realização da OCSE-I, de 21 de maio de 2000 a 06 de julho de 2000. A Figura 3.15 apresenta ambos os campos de ψ a 100 m de profundidade.

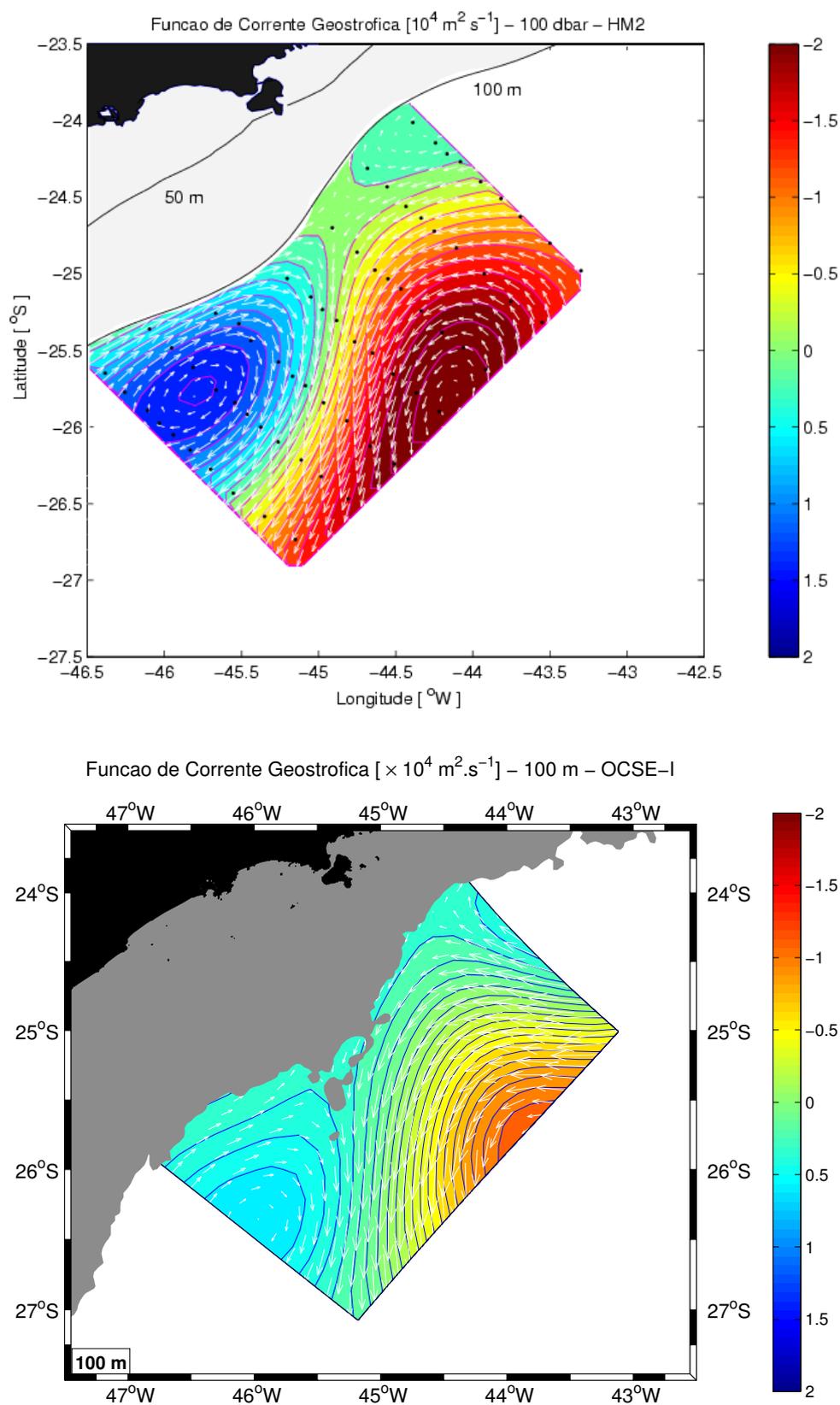


Figura 3.15: Campos de ψ a 100 m de profundidade (ou à equivalente superfície isobárica de 100 dbar) conforme elaborado por *Godoi* [2005] para o cruzeiro HM2 [superior] e aquele oriundo da OCSE-I para a mesma região representativa [inferior].

Há de se ter em mente as diferenças intrínsecas às características dos dois campos. *Godoi* [2005] utilizou um \mathcal{NR} igual a 480 dbar (ou equivalentes 480 m) frente a 560 m aqui adotado. A resolução da grade amostrada pelo cruzeiro HM2 é bastante superior àquela da OCSE-I de maneira a capturar mais detalhadamente as estruturas em estudo. Por último, a autora utiliza, a 100 m de profundidade, a isóbata de 100 m como contorno dinâmico junto à costa ao passo que 120 m é a isóbata aqui considerada. Uma vez consideradas tais diferenças, é de se esperar que haja uma certa incongruência entre os campos de ψ . Porém, como podemos observar, a menos das intensidades envolvidas, o padrão meandrante da CB, fruto das duas feições ciclônica e anticiclônica ao longo de seu escoamento, é bem similar entre os dois campos.

Como apontado por *Godoi* [2005], devido à extensão da área apresentada, a assinatura da onda de vorticidade é parcialmente capturada de maneira a não resolver adequadamente sequer um comprimento de onda por inteiro. Contudo, através da inspeção de imagens de satélite da TSM para uma área mais ampliada da região, a autora sugeriu que a estrutura observada condiz com uma onda de comprimento aproximado de 200-300 km. Uma vez que os campos pertinentes a OCSE-I abrangem uma extensa área se comparada àquela investigada por *Godoi* [2005], a estrutura da onda é resolvida de forma mais completa e, logo, podemos estimar qual o comprimento dominante das ondas baroclínicas de vorticidade associadas a CB. Através do campo de ψ a 100 m de profundidade, no qual as feições ciclônicas e anticiclônicas são mais evidentes, concluímos que tais ondas são caracterizadas por comprimentos de 350-450 km como esquematizado na Figura 3.16.

O cenário evidenciado e acima descrito, onde vórtices ciclônicos e anticiclônicos se sucedem e compõem ora o lado costeiro da CB, ora seu lado oceânico, inequivocamente retrata o típico padrão de uma onda de vorticidade superposta a um escoamento básico, ou seja, ao escoamento da CB. Apesar dos campos de ψ , aqui elaborados através de técnicas e metodologias relativamente simples tal que retratam a dinâmica baroclínica relativa a um \mathcal{NR} , estes mostram-se aptos em reproduzir satisfatoriamente a estrutura pertinente às feições de meso-escala associadas à CB ao largo do sudeste brasileiro. Adicionalmente, permitiu-nos inferir os comprimentos de onda dominantes e complementar o conhecimento previamente apresentado pela literatura.

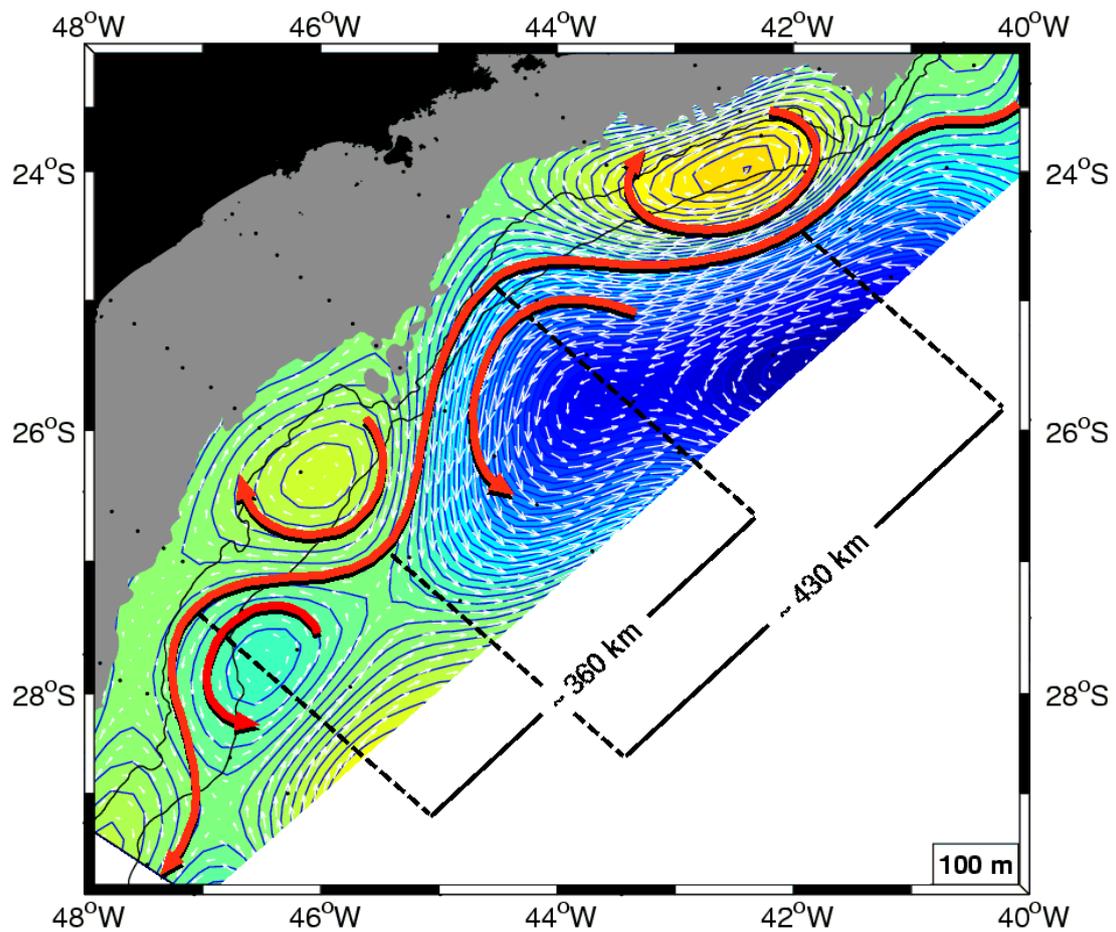


Figura 3.16: Estimativa do comprimento de onda dominante demarcado pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas da onda de vorticidade associada a CB. Estas são melhor evidenciadas pelo campo de ψ a 100 m de profundidade.

Retomando a descrição e interpretação das feições apresentadas pelos campos de ψ das Figuras 3.8-3.14, aquela estrutura anticiclônica por último descrita, e também explorada por *Godoi* [2005], mais que uma feição de meso-escala associada ao padrão de meandramento da CB, esta é também parte integrante de uma feição de maior escala bem pronunciada, localizada em porções mais oceânicas da região de estudo. Esta conecta uma parte considerável do escoamento para sudoeste da CB a um escoamento de retorno, paralelo à mesma, fluindo para nordeste. Ou seja, este cenário, mais claramente evidenciado nos campos de ψ entre 20, 50 e 100 m de profundidade (Fig. 3.8), é caracterizado por um ramo de separação da CB que se afasta do contorno oeste, na latitude aproximada de 27°S, e alimenta um jato que flui paralelo e em sentido contrário a esta. Tal escoamento de retorno segue para nordeste até próximo da latitude de 24°30'S onde muda sua orientação e passa a fluir zonalmente, deixando a região de estudo através do limite leste da área.

No intuito de quantificar quanto do escoamento da CB se separa da margem continental e recircula com o escoamento de retorno, a Figura 3.17 ilustra as seções de velocidade geostrófica referenciadas em 560 m de profundidade, obtidas via Método Dinâmico, referentes às Radiais 6 e 9 da OCSE-I. A localização da Radial 6 é favorável a melhor capturar tanto o escoamento da CB, quando parte desta ainda não se separou do contorno, quanto o escoamento de retorno. Nesta região, a CB apresenta velocidades máximas para sudoeste em torno de $-0,36 \text{ m.s}^{-1}$ e transporta aproximadamente 10,2 Sv. Já o escoamento de retorno apresenta $0,19 \text{ m.s}^{-1}$ e 6,5 Sv transportados para nordeste. A Radial 9 situa-se numa região mais ao sul de tal maneira que parte da CB já se separou do contorno e esta não mais flui em sua totalidade para sudoeste ao longo da margem continental. Isto é evidenciado pelos valores de transporte e máximas velocidades da CB nesta região, sendo estes 2,2 Sv e $-0,20 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente.

Assim como já apresentado no Capítulo 1, este escoamento de retorno é também evidente nos campos vetoriais de velocidades baroclínicas absolutas modelados numericamente por *Chen* [2002]. A título de comparação entre os campos elaborados pelo autor e aqueles aqui obtidos, e guardadas as devidas diferenças metodológicas visto que os campos aqui apresentados se referem a velocidades baroclínicas relativas, a Figura 3.18 deixa claro a presença deste escoamento de retorno ao largo da CB.

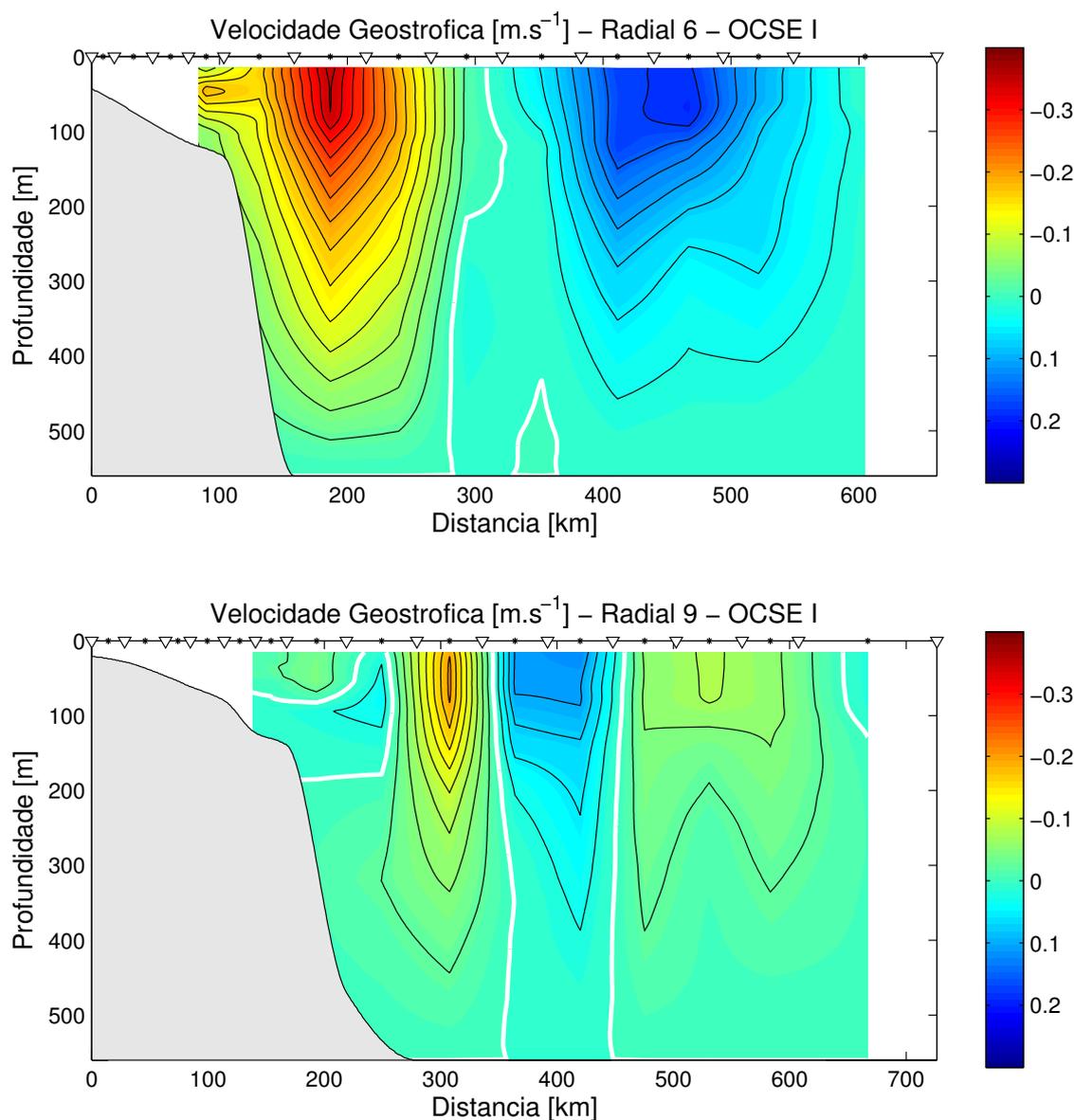


Figura 3.17: Seções de velocidade geostrofica, referenciadas em 560 m de profundidade, pertinentes às Radiais 6 [superior] e 9 [inferior] da OCSE-I. O escoamento da CB é caracterizado pelas velocidades mais negativas (para sudoeste) próximas ao contorno. Para a Radial 6, estas atingem valores máximos de $-0,36 \text{ m.s}^{-1}$ e a CB transporta 10,2 Sv. Já para a Radial 9, suas velocidades máximas atingem $-0,20 \text{ m.s}^{-1}$ e seu transporte é de 2,2 Sv. A distância expressa no eixo das abscissas é contada a partir da estação hidrográfica mais costeira.

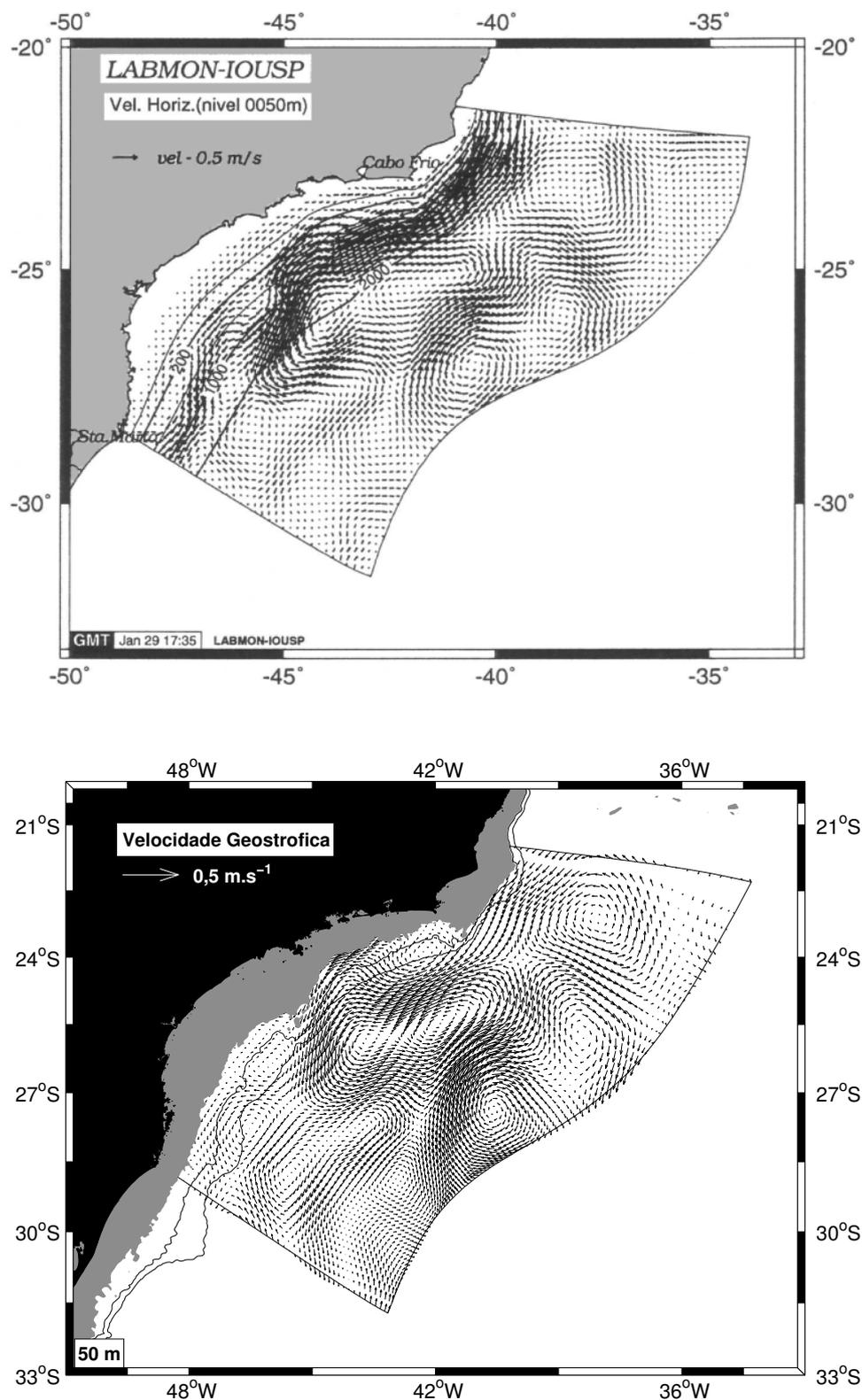


Figura 3.18: Campos vetoriais de velocidades baroclínicas absolutas, modelado numericamente por Chen [2002] [superior], e de velocidades baroclínicas relativas ao $\mathcal{NR} = 560$ m, obtido no presente estudo [inferior]. Ambos os campos são apresentados a 50 m de profundidade.

O cenário quase-sinótico investigado neste trabalho contemplando a assinatura desta feição de maior escala, associada à separação de parte considerável do escoamento da CB do contorno oeste, em muito se assemelha àquele evidenciado por *Tsuchiya* [1985], relatado no Capítulo 1. Este autor sugeriu que o escoamento de retorno que se origina da separação de um ramo da CB, nas proximidades da latitude de 27°S, pode ser interpretado como sendo o escoamento de origem da CCST-AS a qual delimita, ao sul, a célula de recirculação norte do giro subtropical do Atlântico Sul. Como podemos observar na edição apresentada pela Figura 3.19, sobre aquela já ilustrada na Figura 1.11, há uma forte semelhança entre o padrão evidenciado no mapa climatológico de anomalia do geopotencial em superfície, elaborado por *Tsuchiya* [1985], com aquele quase-sinótico mais superficial de ψ da OCSE-I (Fig. 3.8), no que tange à região ao largo do sudeste brasileiro. Ambos capturam, nesta região, a assinatura parcial do flanco sul da célula de recirculação norte, esta caracterizada pelo ramo da CB que se afasta do contorno e dá origem a CCST-AS. Vale ressaltar que a anomalia do geopotencial apresentada é relativa à superfície isobárica de 1000 dbar e, por se tratar de um campo climatológico, este não resolve adequadamente as assinaturas das feições de meso-escala.

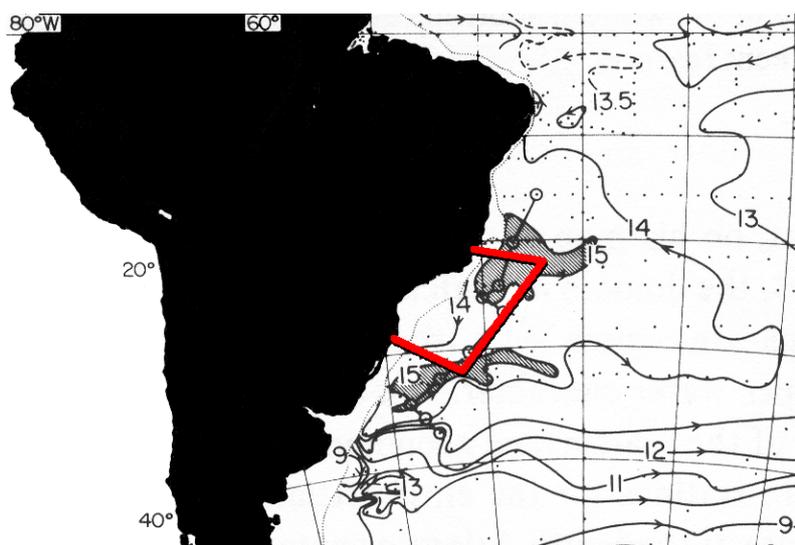


Figura 3.19: Anomalia do geopotencial em superfície, dada em $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$, relativa a 1000 dbar de acordo com *Tsuchiya* [1985]. A área delimitada em vermelho representa aquela ao largo do sudeste brasileiro amostrada pela OCSE-I. Fica evidente que a área delimitada contempla a assinatura parcial do flanco sul da célula de recirculação norte do Atlântico Sul, esta caracterizada pelo ramo da CB que se afasta do contorno e dá origem a CCST-AS.

Analogamente, como editado na Figura 3.19, é possível notar o mesmo padrão descrito no parágrafo anterior quando observamos o mapa de topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul elaborado por *Vianna & Menezes* [2005], reapresentado na Figura 3.20. Este exhibe o giro subtropical subdividido em duas células anticiclônicas de recirculação de tal maneira que, na região referente à presente área de estudo, o escoamento da CCST-AS nasce da separação parcial da CB do contorno oeste. É interessante destacar que, assim como nos campos de ψ da OCSE-I, parte da CB continua a fluir para sudoeste bordejando a margem continental até atingir regiões mais ao sul onde se conecta à célula anticiclônica sul.

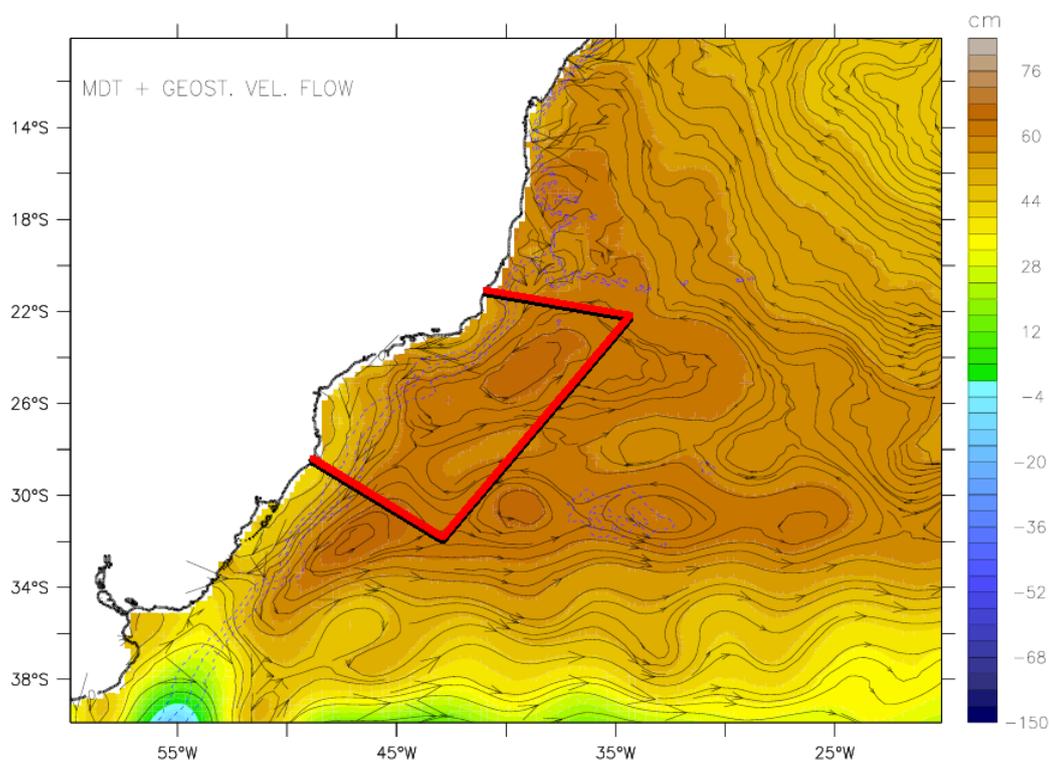


Figura 3.20: Topografia dinâmica média da região oeste do Atlântico Sul, e circulação geostrófica associada, de acordo com *Vianna & Menezes* [2005]. Assim como sugerido por *Tsuchiya* [1985], o semelhante padrão da circulação baroclínica é evidenciado ao largo do sudeste brasileiro (área delimitada em vermelho).

Portanto, a estrutura anticiclônica centrada em 25°30'S-44°W, junto ao contorno, como os campos de ψ das Figuras 3.8-3.14 exibem, e descrita primeiramente por *Godoi* [2005], contempla uma combinação de dois cenários distintos: um associado ao padrão de meandramento da CB, ou seja, aquele associado às feições de meso-escala da mesma, e outro referente ao sítio de origem da CCST-AS quando parte da CB se

separa do contorno e recircula para integrar uma feição de maior escala associada à célula anticiclônica norte do giro subtropical do Atlântico Sul. Dada a semelhança presente entre os campos da Figura 3.15 e tendo em vista que os conjuntos de dados confrontados foram amostrados em período distintos (OCSE-I: maio-julho/2000 e HM2: julho/1993), demasiada coincidência seria ambos capturarem a estrutura de uma onda de vortacidade propagante numa mesma configuração espacial. Logo, há de se suspeitar da recorrência desta estrutura.

Tsuchiya [1985] reportou em seu trabalho que o padrão de duas células anticiclônicas, junto ao contorno oeste, associadas à circulação do giro subtropical do Atlântico Sul mostra-se como uma estrutura permanente, assim como ocorre para o Atlântico Norte e Pacífico Norte. Sua variabilidade está basicamente associada àquela sazonal apresentada pela CCST e já investigada por vários pesquisadores [*White et al.*, 1978; *Takeuchi*, 1986], principalmente no tocante à CCST do Pacífico Norte. A fim de investigarmos a possível recorrência da CCST-AS, buscando uma explicação para o semelhante cenário aqui descrito e aquele por *Godoi* [2005], construímos os campos climatológicos de ψ para a região sudeste brasileira com base na estrutura dos campos termohalinos da base climatológica WOA2001, esta apresentada no Capítulo 2. Tais campos são exibidos nas Figuras 3.21 e 3.22 e representam os cenários médios de primavera, verão, outono e inverno austrais. Dada a resolução vertical da climatologia, adotamos o nível de referência em 600 m de maneira a aproximá-lo daquele adotado nos campos da OCSE-I. Optamos por não extrapolar o campo de massa para as localidades onde a profundidade é menor do que 600 m uma vez que buscamos investigar a assinatura da CCST quando esta tem sua origem já em águas mais profundas.

Em todos os campos climatológicos apresentados, embora mais evidente naqueles de outono e inverno, é possível notar a assinatura da CCST-AS que se origina da recirculação de águas junto ao contorno oeste e flui em direção predominantemente zonal para regiões mais oceânicas, deixando a área de estudo. A separação do ramo da CB, apesar de sua assinatura não ser tão robusta como nos campos quase-sinóticos da OCSE-I, também ocorre nos entornos de 27°S no inverno e em latitudes pouco mais ao norte nas demais épocas. Logo, chegamos à conclusão que a estrutura anticiclônica descrita por *Godoi* [2005], como sendo parte de uma onda de vortacidade associada a

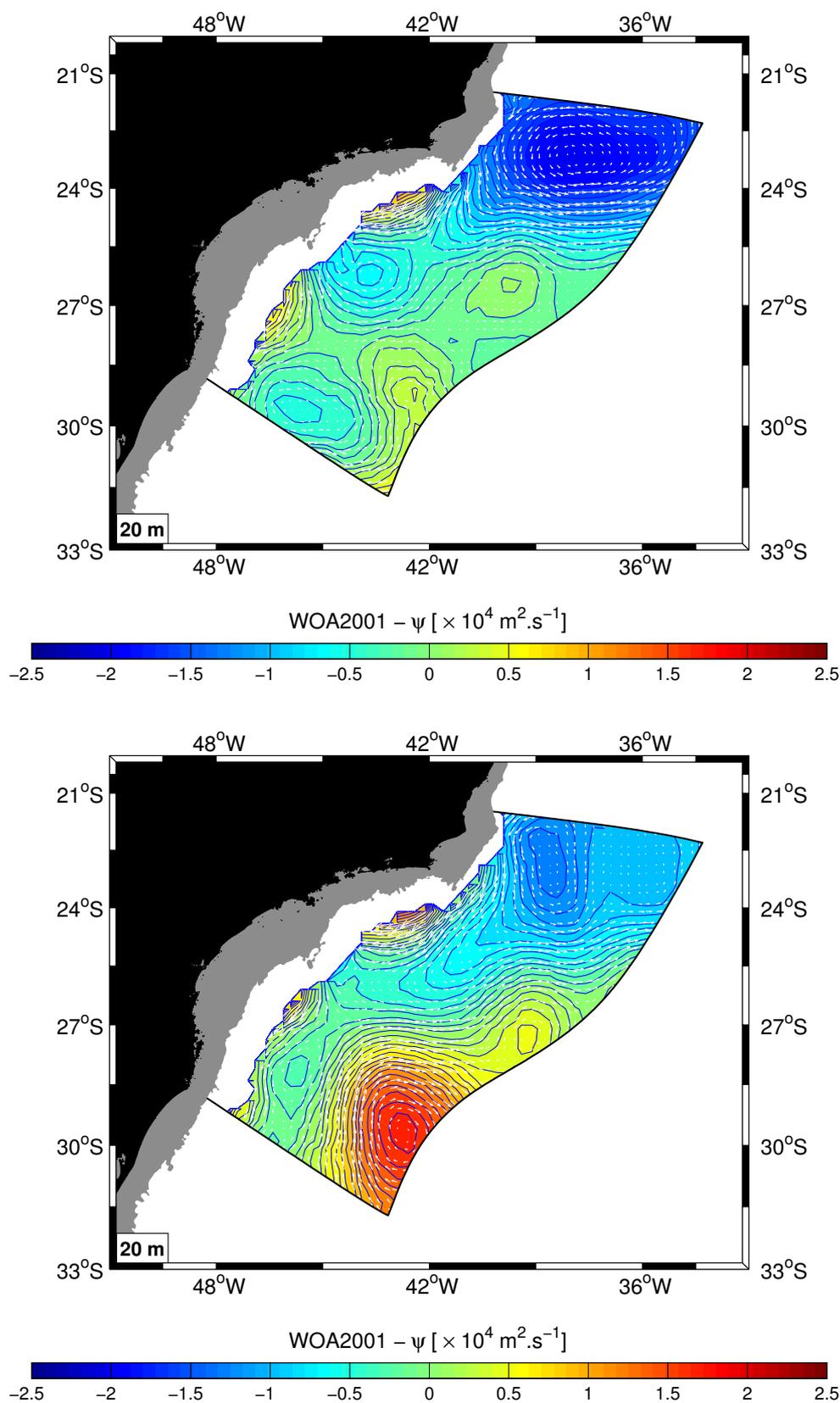


Figura 3.21: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA2001, a 20 m de profundidade: [superior] primavera; [inferior] verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 600 m. A região branca próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado.

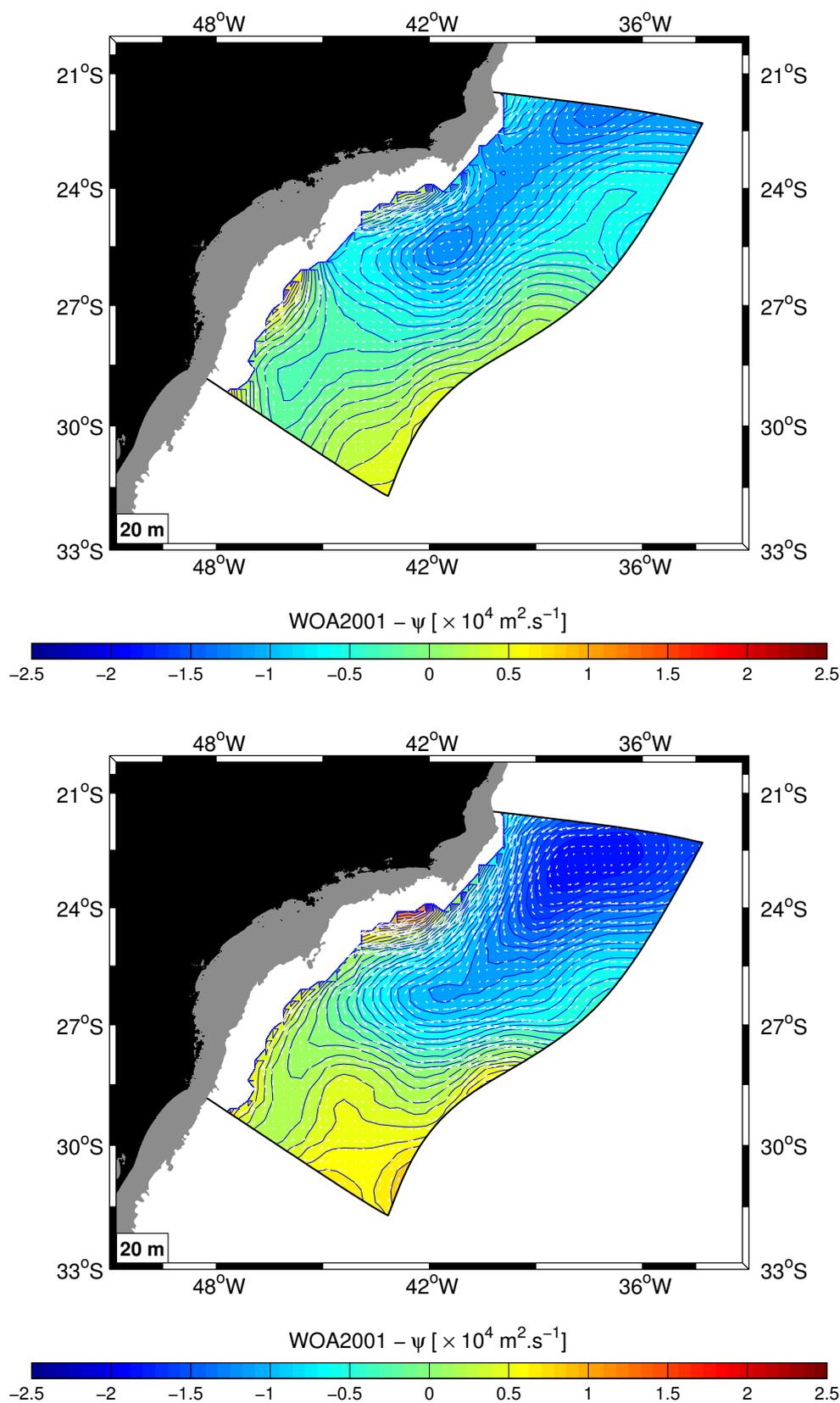


Figura 3.22: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA2001, a 20 m de profundidade: [superior] outono; [inferior] inverno. O \mathcal{NR} adotado é igual a 600 m. A região branca próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado.

CB, deve *também* sua ocorrência à recirculação da CB que se origina pelo ramo inicial da CCST-AS e se consolida na célula anticiclônica norte integrante do giro subtropical do Atlântico Sul.

Ao término deste capítulo, concentramos o conhecimento acerca das principais estruturas dinâmicas da CB evidenciadas pelos campos de função de corrente geostrófica, oriundos dos dados hidrográficos coletados pela OCSE-I ao largo do sudeste brasileiro. Dentre as estruturas investigadas, destacamos aquelas representativas das feições de meso-escala da CB tais como seus meandros e vórtices. Também nos deparamos com aquelas feições de maior escala que denotam a existência da célula de recirculação anticiclônica norte da CB associada ao padrão da circulação do giro subtropical do Atlântico Sul. Uma vez identificadas, almejamos melhor compreender tais feições e adentrar na exploração de suas dinâmicas. A partir do arcabouço da quase-geostrofia, buscamos caracterizar as ondas de vorticidade de meso-escala em termos de dinamicamente curtas ou longas, nas diferentes porções da área de estudo, bem como qualificar ou não como de grande escala a feição associada à célula de recirculação norte da CB. Ainda, nos destinamos a identificar propagação e eventual potencial de crescimento em amplitude destas feições. Para tanto, dedicamos o próximo capítulo desta dissertação.

Capítulo 4

O Cenário Quase-geostrófico

4.1 Preâmbulo

O cenário revelado pelos campos de função de corrente geostrófica, explorados no capítulo anterior, permitiu-nos caracterizar as estruturas associadas às feições tanto de meso como de maior escalas da CB ao largo do sudeste brasileiro. Constatamos a presença de estruturas ciclônicas e anticiclônicas se sucedendo ao longo do escoamento da CB caracterizando, desta maneira, seu padrão meandrante. Este, por sua vez, está associado a ondas baroclínicas de vorticidade cujo comprimento dominante é de cerca de 350-450 km. Ainda, observamos parte do escoamento da CB que se separa do contorno, nas proximidades de 27°S, e recircula de maneira a contribuir na formação da CCST-AS, a qual integra, em seu flanco sul, a célula de recirculação norte do giro subtropical do Atlântico Sul.

À vista dos objetivos traçados neste trabalho, buscamos investigar a dinâmica destas feições aproximando o oceano a um modelo de $1\frac{1}{2}$ -camadas cuja dinâmica é regida pela quase-geostrofia. Esta abordagem há de nos permitir caracterizar as ondas de vorticidade da CB em termos de dinamicamente curtas ou longas, bem como qualificar ou não como grande escala a feição associada à célula de recirculação norte da CB. Acreditamos também na possibilidade de estimarmos propagação e potencial crescimento em amplitude destas feições.

Uma abordagem semelhante foi dada por *Godoi* [2005], cujos esforços já vem sendo explorados ao longo desta dissertação, em sua investigação acerca da dinâmica tanto

das feições baroclínicas de meso-escala da CB quanto daquelas associadas ao escoamento da CCI. A autora optou por aproximar o oceano a um modelo quase-geostrófico de 2-camadas, dinamicamente acopladas, uma vez motivada pelos resultados apontados por *Fernandes* [2001].

Investigando a dinâmica baroclínica da CB e da CCI ao largo da região sudeste, particularmente em Cabo Frio, através de dados hidrográficos e da única amostragem direta de velocidade para esta região, *Fernandes* [2001] quantificou a importância dos modos dinâmicos baroclínicos no processo de meandramento. O autor pôde concluir que aquele dominante é o primeiro modo baroclínico, o qual rege 40% da atividade de meso-escala das correntes. Somado ao modo barotrópico, passam a responder por 60% desta atividade. É nítida a dominância do primeiro modo quando se observa o perfil médio de velocidade observada exibindo uma única inversão do sinal ao longo da coluna d'água (Fig. 4.1).

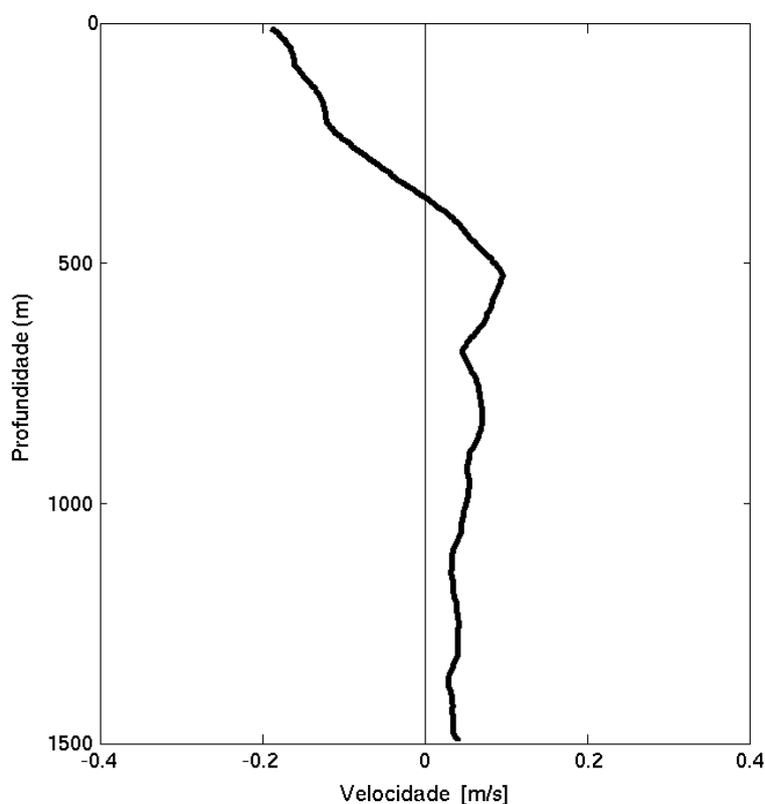


Figura 4.1: Perfil médio de velocidade diretamente observada para a região ao largo de Cabo Frio. Dada a existência de uma única inversão do sinal ao longo da coluna d'água, fica evidente a dominância do primeiro modo baroclínico na estrutura vertical dos escoamentos da CB e da CCI. De acordo com *Fernandes* [2001].

Fernandes [2001] ainda simulou numericamente a circulação ao largo do sudeste brasileiro utilizando um modelo de 2-camadas, cuja estrutura dinâmica se restringe ao modo barotrópico e ao primeiro baroclínico. Apesar da simplificada estrutura bimodal, e de aproximar o talude continental por uma parede vertical assim como fez *Calado* [2001], o padrão obtido pelo autor evidenciou uma CB vigorosamente meandrante, caracterizando ondas de vorticidade superpostas ao escoamento da CB com comprimentos aproximados de 430 km.

Diante dos resultados de *Fernandes* [2001] e objetivando melhor compreender a estrutura dinâmica das feições de meso e maior escalas associadas *unicamente* a CB, ou seja, não é de interesse neste trabalho explorarmos a dinâmica subjacente a esta, acreditamos que a aproximação do oceano a um modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas seja suficiente e capaz de nos fornecer um cenário fidedigno da dinâmica baroclínica destas feições. Porém, antes de adentrarmos na formulação e concepções do modelo, procuramos esclarecer até que ponto a aproximação quase-geostrófica é válida diante do estudo aqui proposto. Tão logo, dedicamos a próxima seção.

4.2 A Validação da Quase-geostrofia

A aproximação quase-geostrófica pode ser entendida basicamente como um conjunto de três aproximações: (I) a aproximação geostrófica, (II) a aproximação do plano β e (III) a aproximação das espessuras. Uma vez adotada, necessariamente estas três aproximações devem ser satisfeitas.

A aproximação geostrófica tem como hipótese de escala o número de *Rosby* (Ro) pequeno, ou seja, $Ro \ll 1$. Este pode ser escrito na forma $Ro = |\zeta/f_0|$, onde $\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ é a componente vertical da vorticidade relativa e $f_0 = 2\Omega \sin(\theta_0)$ é a vorticidade planetária básica, também conhecida como parâmetro de Coriolis. Para a região de estudo, ou seja, aquela abrangida pela OCSE-I, $\theta_0 \approx -25,8^\circ$ e, portanto, $f_0 = -0,63 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Uma estimativa de ζ que maximize seu valor pode ser obtida através de seu cálculo para uma radial cujas velocidades apresentem cisalhamentos horizontais mais intensos. Este é o caso da Radial 6, a qual denota tanto o escoamento da CB, junto ao contorno, quanto aquele de retorno, ao largo, associado a CCST-AS. As

distribuições verticais de velocidade geostrófica e vorticidade relativa desta radial são apresentadas na Figura 4.2. Os valores máximos estimados para o número de *Rossby* da CB e da CCST-AS foram 0,05 e 0,04, respectivamente. Logo, em qualquer outra área do domínio de estudo, Ro apresenta valores menores que estes e, portanto, a aproximação geostrófica é satisfeita.

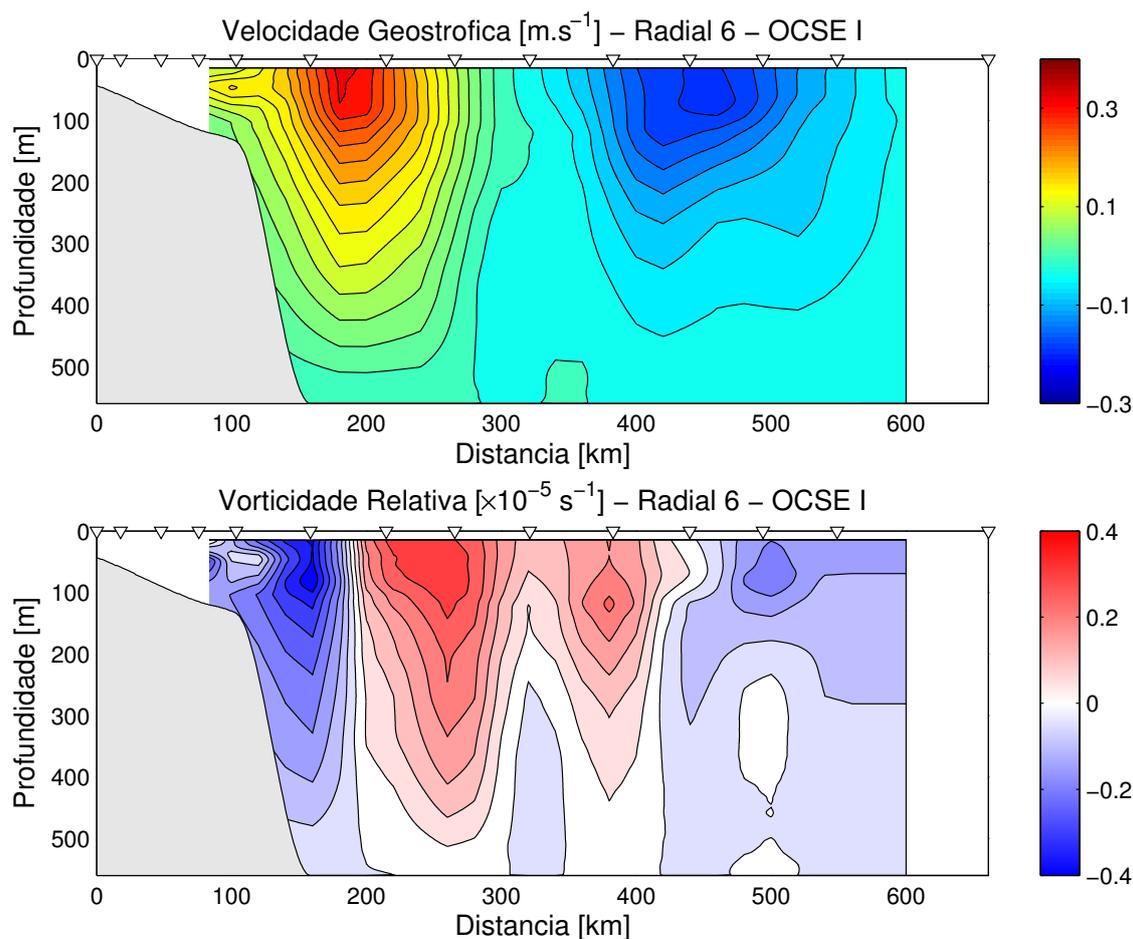


Figura 4.2: Distribuições verticais de velocidade geostrófica [superior] e vorticidade relativa [inferior] da Radial 6 da OCSE-I. Os valores máximos de Ro são 0,05 para a CB e 0,04 para a CCST-AS.

A aproximação do plano β requer que a variação da vorticidade planetária seja pequena se comparada ao valor médio desta quantidade na área de estudo. Ou seja, se $f \approx f_0 + \beta y$, onde y é a distância meridional e $\beta = 2\Omega \cos(\theta_0)/R$ com R sendo o raio médio da Terra, então $\hat{\beta} = \beta y/f_0 \ll 1$. Dentre as escolhas de um valor típico para y , se considerarmos aquela representativa de um comprimento de onda (350-450

km), esta nos conduz a $\hat{\beta} = 0,11-0,15$. Portanto, podemos considerar como satisfeita a aproximação do plano β .

Por fim, a aproximação das espessuras estabelece que as variações de profundidade devem ser pequenas se comparadas à profundidade média do oceano. Adicionalmente, exige que movimentos podem flexionar as isopicnais somente se a razão entre os desvios da superfície isopicnal e sua profundidade hidrostática for muito menor que a unidade. Esta aproximação requer mais atenção em ser avaliada visto que, primeiramente, boa parte do escoamento da CB e das ondas de vorticidade associadas ocorrem sobre o talude continental, onde a variação topográfica é considerável. Este já não é o caso da sua recirculação uma vez que esta ocorre sobre águas profundas da planície abissal.

Geralmente, modelos quase-geostróficos aproximam o talude por uma parede vertical e a quebra de plataforma é tomada como limite entre oceano e costa. Assim, todo movimento fica restrito a ocorrer em um oceano de fundo plano. Esta aproximação parece não apresentar maiores implicações quanto ao estudo do meandramento da CB no sudeste brasileiro. Como mencionado nas Seções 1.1.1 e 4.1, *Calado* [2001], *Godoi* [2005] e *Fernandes* [2001] optaram por aproximar o talude por uma parede vertical e, em seus experimentos numéricos, obtiveram sucesso em reproduzir uma CB baroclínica tipicamente meandrante. Dessa maneira, acreditamos na possibilidade de investigarmos as ondas baroclínicas de vorticidade associadas a CB utilizando a aproximação da parede vertical.

No caso das inflexões das isopicnais, tomamos a superfície isopicnal de $26,872 \text{ kg.m}^{-3}$, cujo nível vertical médio é de 560 m (\mathcal{NR}), ou seja, a interface CB-CCI, e determinamos as flutuações de profundidade η . Estas atingem no máximo 95 m (Fig. 4.3). Tais flutuações conduzem a uma razão η/\mathcal{NR} de $0,17$, valor este consideravelmente menor que a unidade e que permite satisfazer a aproximação das espessuras.

Uma vez validada a aproximação quase-geostrófica no intuito de adotá-la na investigação da dinâmica das feições de meso e grande escalas da CB, a partir dos dados hidrográficos da OCSE-I, partimos à concepção do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas.

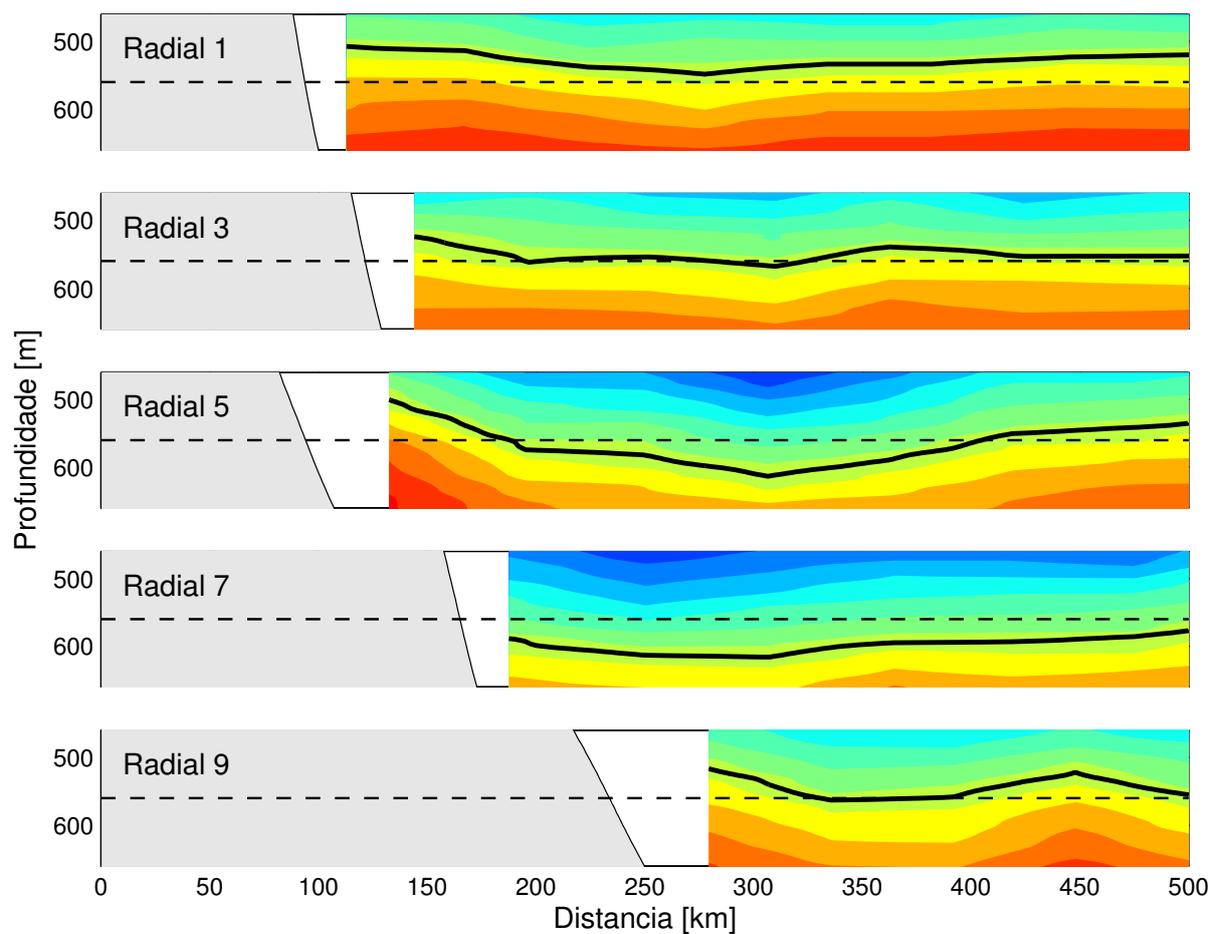


Figura 4.3: Flutuações verticais da superfície isopicnal de $26,872 \text{ kg.m}^{-3}$ (linha contínua) em torno de sua profundidade hidrostática média de 560 m (linha tracejada), observadas no plano vertical para algumas radiais da OCSE-I.

4.3 Formulação do Modelo Quase-geostrófico

4.3.1 A Aproximação de 1^{1/2}-Camadas

A fim de conhecermos as características da estrutura dinâmica das feições de meso e grande escalas da CB ao largo do sudeste brasileiro, caminhamos a restringir a física do oceano a um modelo aproximado por camadas no qual uma única camada é considerada dinamicamente importante, ou seja, aquela representativa do domínio de atividade da CB. Desta maneira, acreditamos que, apesar da simplificação inerente ao modelo, este seja apto a nos permitir realizar uma investigação rigorosa e ampliar o conhecimento acerca da estrutura dinâmica das feições estudadas.

A formulação do modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas, aqui apresentada, é conduzida a partir daquela do modelo de 2-camadas, cuja esquematização é apresentada na Figura 4.4. Este último, formulado por *Flierl* [1978], é caracterizado por um sistema físico espelhado naquele quase-geostrófico de um oceano não-viscoso, no plano β , com tampa rígida na superfície e fundo plano. Este modelo de 2-camadas foi derivado originalmente como um modelo de dois níveis por *Phillips* [1954].

De acordo com *Francisco & Silveira* [2004], a estrutura vertical do modelo de 2-camadas é composta por duas camadas imiscíveis de densidades constantes tal que $\rho_2 = \rho_0$ para $-H < z < -H_1$ (camada inferior) e $\rho_1 = \rho_0 - \Delta\rho$ para $-H_1 < z < 0$ (camada superior), com $\Delta\rho \ll \rho_0$. A espessura de repouso da camada superior é dada por H_1 e H é a espessura total do oceano de forma que $H_2 = H - H_1$ é a espessura de repouso da camada inferior. O modelo incorpora, então, a estratificação oceânica em sua forma mínima, onde a picnoclina é reduzida a uma interface que separa duas camadas de densidade ligeiramente diferentes ($\Delta\rho$). Como a densidade em cada camada é homogênea, o *Teorema de Taylor-Proudman* [*Pedlosky*, 1987] é válido no interior de cada camada e, portanto, assume-se que em primeira ordem não há cisalhamento vertical da velocidade geostrófica horizontal. A dinâmica do sistema torna-se essencialmente bidimensional.

As espessuras de repouso das camadas superior e inferior apresentam escalas muito menores que aquela horizontal L . O sistema gira com velocidade angular $f/2$, que é grande se comparada à ordem de grandeza da vorticidade relativa dada por U/L e

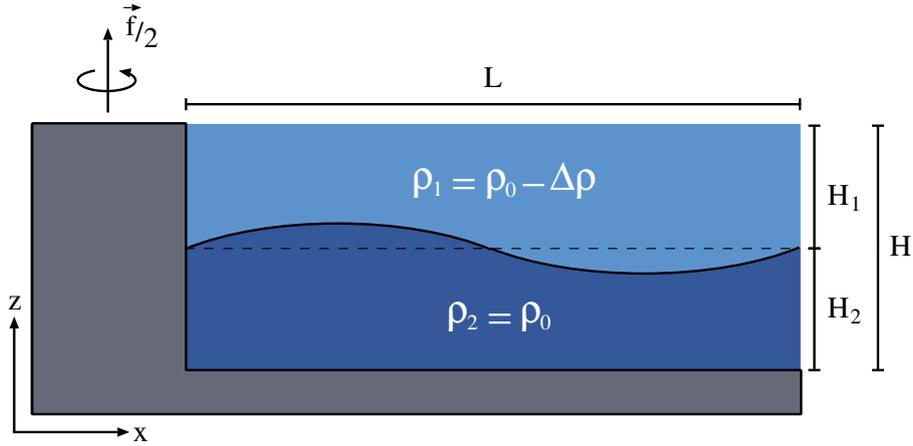


Figura 4.4: Representação esquemática da estrutura de densidade do modelo quase-geostrófico de 2-camadas. H_1 , ρ_1 e H_2 , ρ_2 são as espessuras de repouso e densidades das camadas superior e inferior, respectivamente. O sistema gira com velocidade angular $f/2$.

garante que $Ro = |U/(fL)|$ seja pequeno se comparado à unidade. A escala de velocidade horizontal é representada por U , neste caso. Logo, o sistema é geostrófico em primeira ordem.

A dinâmica em cada camada é governada pela conservação de vorticidade potencial quase-geostrófica \tilde{q}_i , onde $i = 1,2$ representa as camadas superior e inferior, respectivamente. Ou seja:

$$\frac{d}{dt}\tilde{q}_1 = \frac{d}{dt}\tilde{q}_2 = 0. \quad (4.1)$$

Conforme demonstrado por *Flierl* [1978] (vide derivação no Apêndice A), as expressões para \tilde{q}_1 e \tilde{q}_2 são relacionadas às funções de corrente geostróficas $\tilde{\psi}_1$ e $\tilde{\psi}_2$ nas camadas por:

$$\tilde{q}_1 = \nabla^2\tilde{\psi}_1 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1}(\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) + \beta y \quad (4.2)$$

$$\tilde{q}_2 = \nabla^2\tilde{\psi}_2 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)}(\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) + \beta y, \quad (4.3)$$

onde ε é o salto normalizado de densidade entre as camadas dado por:

$$\varepsilon = \frac{\Delta\rho}{\rho_0}. \quad (4.4)$$

Há de se destacar que a estrutura de densidade simplificada a duas camadas equivale a uma filtragem modal, onde a dinâmica é regida apenas pelos dois primeiros modos dinâmicos: o barotrópico e o primeiro baroclínico.

Na aproximação do oceano configurado por 2-camadas àquele de $1^{1/2}$ -camadas, definimos a razão de aspecto $\tilde{\delta}$ dada por:

$$\tilde{\delta} = \frac{H_1}{H - H_1}. \quad (4.5)$$

A definição de $\tilde{\delta}$ permite-nos reescrever a Equação 4.3 na forma:

$$\tilde{q}_2 = \nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \frac{\tilde{\delta} f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) + \beta y. \quad (4.6)$$

Buscando enfatizar a importância dinâmica da camada superior em comparação à inferior, consideramos que esta última apresenta uma espessura muito maior do que aquela de superfície. Em outras palavras, consideramos que a camada inferior seja infinitamente profunda tal que $\tilde{\delta} \rightarrow 0$ e o termo da vorticidade de estiramento da Equação 4.6 se anula.

Portanto, a dinâmica da camada inferior é desacoplada daquela da camada superior. Como assumimos $H - H_1 \rightarrow \infty$, necessariamente, por critérios de conservação de energia do sistema, $\tilde{\psi}_2 \rightarrow 0$. Como consequência, a componente dinâmica associada ao modo barotrópico também se anula. Logo, podemos reescrever as Equações 4.2 e 4.6 como:

$$\tilde{q}_1 = \nabla^2 \tilde{\psi}_1 - \frac{1}{\hat{R}d^2} \tilde{\psi}_1 + \beta y \quad (4.7)$$

$$\tilde{q}_2 \approx \beta y, \quad (4.8)$$

onde \tilde{q} e $\tilde{\psi}$ agora contemplam somente a componente baroclínica do sistema e $\hat{R}d = \sqrt{\varepsilon g H_1} / f_0$ é a projeção do primeiro raio de deformação baroclínico na camada superior.

Dessa maneira, a camada superior se torna a única dinamicamente ativa e seus movimentos tem por característica escalas aproximadas daquelas tipicamente ditadas

pelo primeiro modo baroclínico. A camada inferior basicamente se torna inerte. Usualmente, descartamos o índice $i = 1$ subscrito nas variáveis da camada superior. Logo, a dinâmica desta camada, a qual nos é de interesse no presente estudo, passa a ser baroclínica e governada pela equação:

$$\frac{d}{dt} \tilde{q} = \frac{d}{dt} \left[\left(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2} \right) \tilde{\psi} + \beta y \right] = 0 \quad (4.9)$$

onde \tilde{q} é a vorticidade potencial quase-geostrófica baroclínica do oceano aproximado por $1^{1/2}$ -camadas. Esta, por sua vez, é composta pelas contribuições da vorticidade relativa, da vorticidade de estiramento e da variação de vorticidade planetária:

$$\tilde{q} = \underbrace{\nabla^2 \tilde{\psi}}_{\text{vort. relativa}} - \underbrace{\frac{1}{\hat{R}d^2} \tilde{\psi}}_{\text{vort. estiramento}} + \underbrace{\beta y}_{\text{var. vort. planetária}} \quad (4.10)$$

Uma vez formulado o modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, a determinação de \tilde{q} e, conseqüentemente, de seus termos individuais de vorticidade passa por determinarmos $\tilde{\psi}$ e dois parâmetros denominados *parâmetros de estrutura vertical*: a espessura de repouso da camada superior H_1 e o salto normalizado de densidade entre as camadas ε . Utilizamos o conceito de *calibração dinâmica* de Flierl [1978] na determinação de ambos os parâmetros, a qual é apresentada na seção seguinte.

4.3.2 Determinação dos Parâmetros de Estrutura Vertical

A aplicação do modelo quase-geostrófico formulado na Seção 4.3.1 depende da determinação dos parâmetros de estrutura vertical H_1 e ε . Estes são determinados em função das características oceanográficas da região de estudo.

Diante dos resultados apresentados no Capítulo 3 (Seção 3.2), é natural que escolhamos a profundidade representativa do \mathcal{NR} como aquela determinante da espessura da camada superior H_1 . Esta mesma escolha foi adotada por Godoi [2005] em seu modelo. Portanto, $H_1 = 560 \text{ m}$ é escolhido.

Já a determinação do salto normalizado de densidade ε entre as camadas requer que retomemos as concepções do modelo quase-geostrófico de 2-camadas. O conceito de *calibração dinâmica* de Flierl [1978] sugere que o raio de deformação baroclínico do

oceano aproximado por 2-camadas seja igual àquele primeiro do oceano real (ou continuamente estratificado).

Ambos raios de deformação podem ser determinados através da chamada *equação da estrutura vertical*, a qual engloba o conhecimento da estratificação básica, seja do oceano real ou daquele aproximado por camadas, e relaciona seus raios de deformação com sua estrutura modal. Para o oceano real, esta equação é dada por:

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2(z)} \frac{\partial}{\partial z} + \lambda^j \right) F^j = 0 \quad (4.11)$$

onde $\lambda^j = (1/Rd^j)^2$ é o auto-valor do j -ésimo modo dinâmico definido como o inverso do respectivo raio de deformação quadrático, F^j corresponde à estrutura vertical do j -ésimo modo e $N(z)$ é a frequência de Brunt-Väisälä (ou de empuxo, ou de estratificação).

Dadas as condições de contorno da Equação 4.11 como sendo $\partial F^j / \partial z = 0$ em $z = 0$ (tampa rígida) e em $z = -H$ (fundo plano), e considerando $N(z)$ o perfil médio da frequência de Brunt-Väisälä calculado a partir dos dados hidrográficos da OCSE-I (Fig. 4.5, esquerdo), determinamos o primeiro raio de deformação baroclínico Rd^1 do oceano real, ao largo do sudeste brasileiro, através da solução de um típico problema de auto-valor. O valor encontrado foi de $Rd^1|_{real} = 38,5$ km, cuja respectiva estrutura modal é apresentada na Figura 4.5 (direito). Este valor é semelhante àquele determinado por Houry *et al.* [1987] igual a 40 km. Consideramos $H = 3000$ m como sendo a espessura total média da coluna d'água na região.

A expressão do raio de deformação baroclínico do oceano aproximado por 2-camadas é obtida a partir da mesma Equação 4.11 mas generalizada para um oceano aproximado por n camadas. Segundo Flierl [1978], esta é dada por:

$$\frac{f_0^2}{\varepsilon_{i-1}gH_i} \left(\tilde{F}_{i-1}^j - \tilde{F}_i^j \right) - \frac{f_0^2}{\varepsilon_i g H_i} \left(\tilde{F}_i^j - \tilde{F}_{i+1}^j \right) + \tilde{\lambda}^j \tilde{F}_i^j = 0, \quad (4.12)$$

onde o índice $i = 1, \dots, n$ representa a camada e ε_i é o salto normalizado de densidade entre as camadas i e $(i + 1)$. A condição $\varepsilon_0 = \varepsilon_n = \infty$ é naturalmente imposta.

Escrevendo a Equação 4.12 para o caso particular do modelo de 2-camadas, chega-

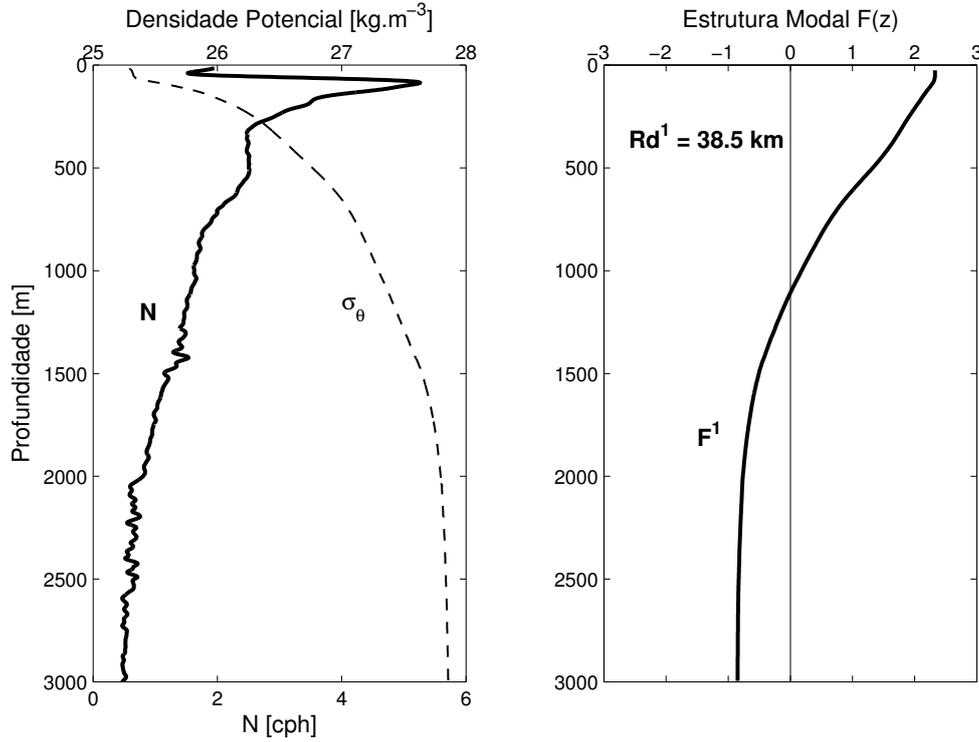


Figura 4.5: Estrutura vertical média representativa do oceano ao largo do sudeste brasileiro, oriunda dos dados da OCSE-I: [esquerdo] perfis médios de densidade potencial (curva tracejada) e freqüência de empuxo (curva contínua); [direito] primeiro modo baroclínico cujo raio de deformação é igual a 38,5 km.

mos ao seguinte sistema de equações:

$$-\frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{F}_1^j - \tilde{F}_2^j) + \tilde{\lambda}^j \tilde{F}_1^j = 0 \quad (\text{camada superior}), \quad (4.13)$$

$$\frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{F}_1^j - \tilde{F}_2^j) + \tilde{\lambda}^j \tilde{F}_2^j = 0 \quad (\text{camada inferior}), \quad (4.14)$$

cuja solução nos fornece à expressão do raio de deformação baroclínico dada por:

$$Rd^1|_{2cam} = \left[\frac{\varepsilon g H_1 (H - H_1)}{f_0^2 H} \right]^{1/2}. \quad (4.15)$$

Da calibração dinâmica, assumimos que $Rd^1|_{real} = Rd^1|_{2cam}$. Visto que estipulamos $H_1 = 560$ m e $H = 3000$ m, o salto normalizado de densidade entre as camadas superior e inferior é igual a $\varepsilon = 1,34 \times 10^{-3}$. Logo, os parâmetros de estrutura vertical a serem

empregados no modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas são conhecidos ao ponto de viabilizar sua implementação. Tal implementação é apresentada na próxima seção desta dissertação.

4.4 Os Campos Modelados e sua Exploração

4.4.1 Função de Corrente Geostrófica

Antes de adentrarmos na investigação da estrutura dinâmica das feições de meso e grande escalas da CB através da exploração dos campos de vorticidades, oriundos do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, devemos atentar à construção do campo de $\tilde{\psi}$ do modelo. Este campo nos permitirá, via Equação 4.10, determinar as contribuições da vorticidade relativa, da vorticidade de estiramento e da variação de vorticidade planetária no campo de vorticidade potencial.

Em linhas gerais, a construção do campo de $\tilde{\psi}$ do modelo segue essencialmente os procedimentos descritos no Capítulo 3 (Seção 3.3) quando da construção dos campos de ψ , em vários níveis verticais, a partir dos dados hidrográficos da OCSE-I. Logo, mapeamos ψ desde a profundidade mais superficial amostrada (20 m) até 560 m com resolução vertical de 1 m. Procuramos obedecer a aproximação da parede vertical a qual coincide com a isóbata de 120 m. Pelo fato do modelo formulado não permitir variações verticais de velocidade no interior das camadas, a função de corrente $\tilde{\psi}$ é calculada como uma média dos campos de ψ entre 20 m e 560 m. Uma vez realizada a promediação, ψ pode ser considerado uma quantidade absoluta e não mais relativa ao \mathcal{NR} adotado.

A Figura 4.6 apresenta o campo de $\tilde{\psi}$ do oceano aproximado por $1^{1/2}$ -camadas. Como podemos notar, os padrões evidenciados por $\tilde{\psi}$ em muito se assemelham àqueles apresentados nos campos de ψ mais superficiais, principalmente a 50 m (Fig. 3.9) e a 100 m (Fig. 3.10). Como é de se esperar, o procedimento de promediação vertical dos campos de ψ , para obtenção daquele de $\tilde{\psi}$, promove um enfraquecimento deste último. Porém, as assinaturas das principais feições são preservadas.

O padrão característico das ondas de vorticidade baroclínicas associadas a CB permanece evidente. As estruturas ciclônicas e anticiclônicas que se sucedem, junto ao

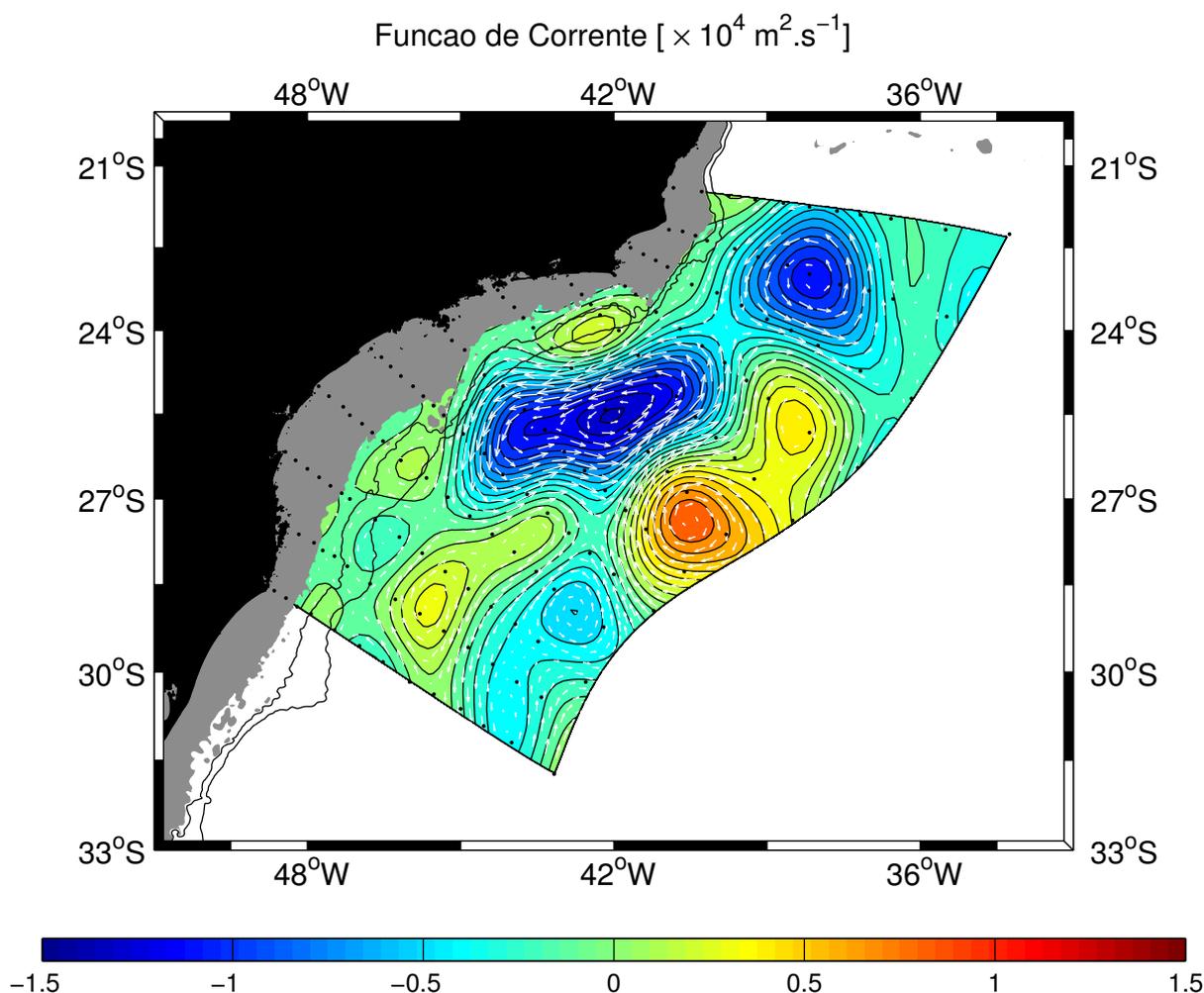


Figura 4.6: Função de corrente geostrófica $\tilde{\psi}$ oriunda do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).

contorno oeste, denotam a onda com comprimento aproximado de 350-450 km. Já aquela feição de maior escala associada à recirculação da CB e representada pelo escoamento da CCST-AS, que ocupa o flanco sul da célula de recirculação norte do giro subtropical, também tem sua assinatura perpetuada no campo de $\tilde{\psi}$.

4.4.2 Análise de Vorticidade

Uma vez determinados o campo de função de corrente $\tilde{\psi}$ e os parâmetros de estrutura vertical, $H_1 = 560 \text{ m}$ e $\varepsilon = 1,34 \times 10^{-3}$, do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas, estamos aptos a buscar uma melhor compreensão acerca da estrutura dinâmica das feições de meso e grande escalas da CB ao largo do sudeste brasileiro.

Esta busca passa pela tentativa de atingirmos alguns dos objetivos que ainda não foram alcançados no decorrer desta dissertação. Dentre estes, almejamos caracterizar as ondas de vorticidade de meso-escala em termos de dinamicamente curtas ou longas, nas diferentes porções da área de estudo, bem como qualificar ou não como grande escala a feição associada à célula de recirculação norte da CB. Ainda, é nossa intenção identificarmos se tais feições são propagantes ou estacionárias e avaliarmos potencial crescimento em amplitude das mesmas.

Para atender tais objetivos, nos direcionamos a investigar o cenário quase-geostrófico retratado pelos campos de vorticidade oriundos do modelo de camadas formulado. Estes campos são apresentados nas Figuras 4.7, 4.8 e 4.10. Através da Equação 4.10 é possível determinar as relações entre os diferentes termos associados à vorticidade relativa, à vorticidade de estiramento e à variação de vorticidade planetária. A determinação destas relações é a base da análise de vorticidade aqui proposta. Afinal, é a comparação entre estes termos que nos permite classificar as ondas de vorticidade como dinamicamente curtas ou longas e a estrutura de recirculação norte da CB como dinamicamente de grande escala [Cushman-Roisin, 1994].

A escolha de escalas típicas das grandezas envolvidas na Equação 4.10 visa facilitar a interpretação da análise de vorticidade das feições oceanográficas em estudo. Para tanto, consideramos U como escala da velocidade horizontal, L como escala de comprimento horizontal e, conseqüentemente, LU como escala da função de corrente $\tilde{\psi}$. Logo, as vorticidades relativa e de estiramento apresentam escalas típicas dadas por:

$$\begin{aligned} \text{vorticidade relativa} &\sim \frac{U}{L}, \\ \text{vorticidade de estiramento} &\sim \frac{LU}{\hat{R}d^2}. \end{aligned}$$

A razão entre as escalas da vorticidade relativa e a vorticidade de estiramento, portanto, independe do valor característico da velocidade ou da função de corrente. Ou seja:

$$\frac{\text{vorticidade relativa}}{\text{vorticidade de estiramento}} \sim \frac{\hat{R}d^2}{L^2}. \quad (4.16)$$

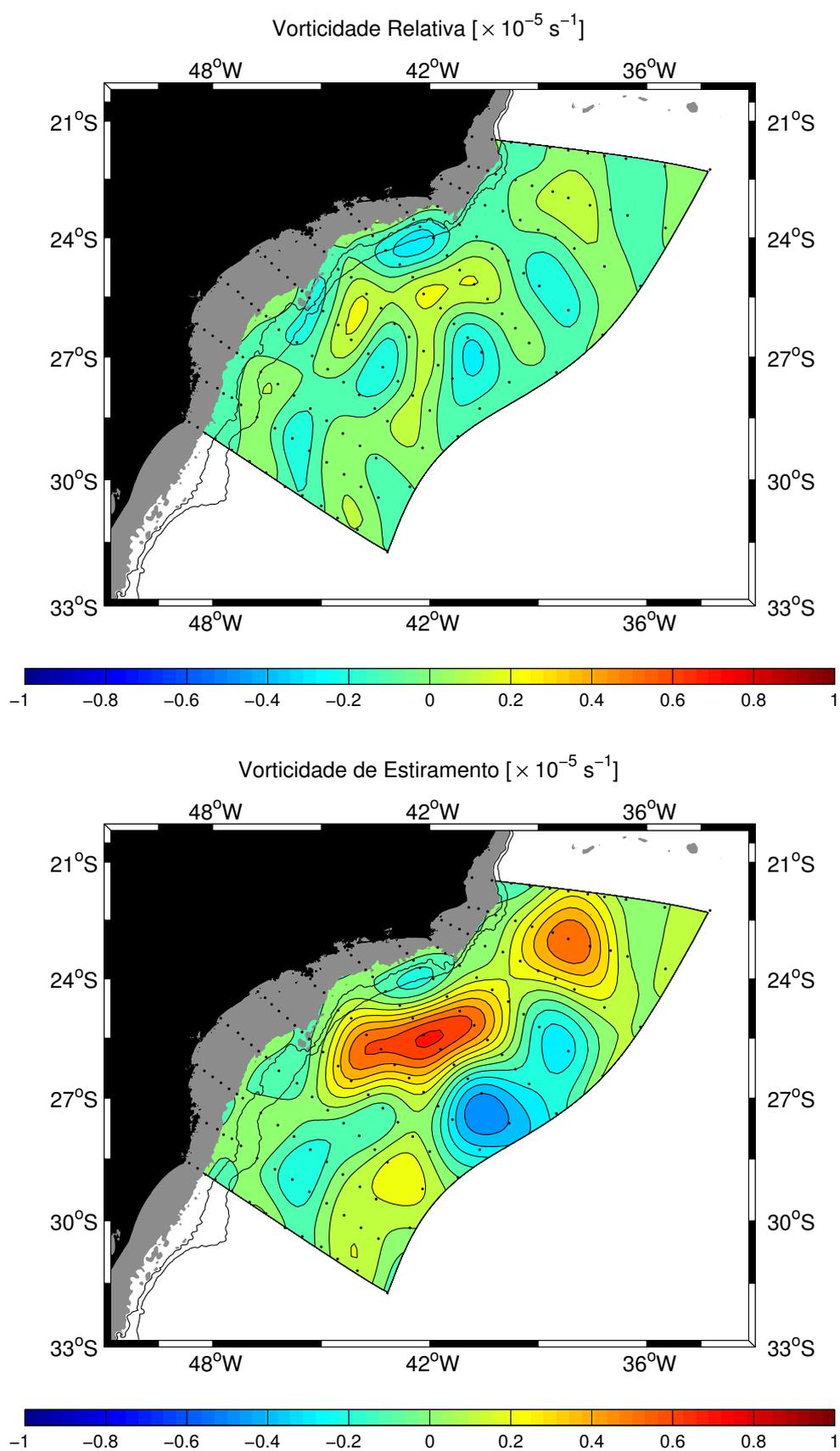


Figura 4.7: Vorticidade relativa [superior] e vorticidade de estiramento [inferior] oriundas do modelo quase-geostrófico de 11/2-camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).

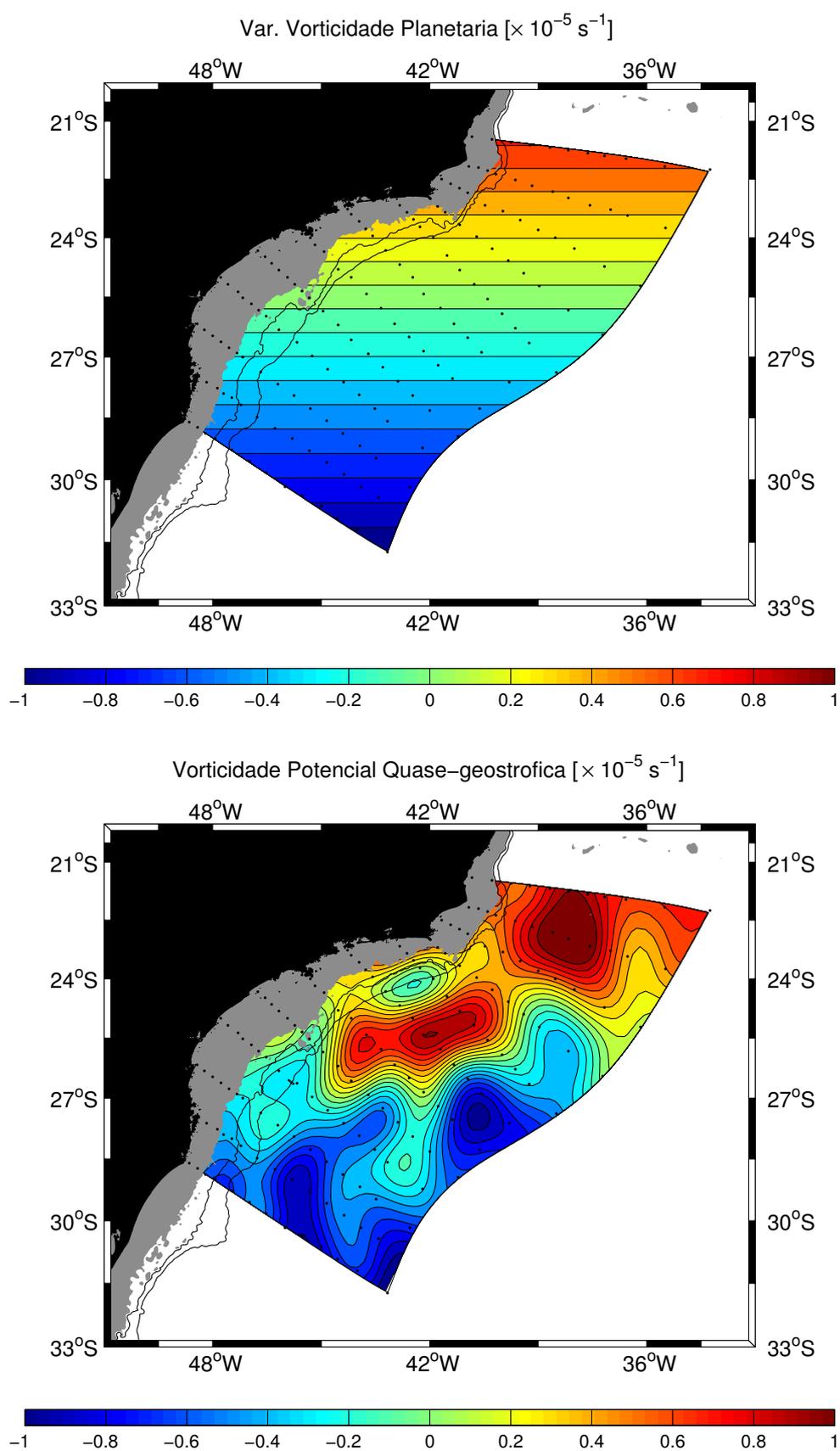


Figura 4.8: Variação de vorticidade planetária [superior] e vorticidade potencial baroclínica, no plano β [inferior], oriundas do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).

Portanto, quanto maior a escala horizontal característica da feição investigada, menor o valor da razão entre tais vorticidades. Logo, a vorticidade de estiramento é dominante na dinâmica desta feição. O inverso é verdadeiro tal que a vorticidade relativa é dominante na dinâmica das feições de menor escala horizontal.

Diante dos critérios acima descritos a respeito da análise de vorticidade, passamos a observar os campos apresentados na Figura 4.7. Quanto ao domínio pertencente às ondas de vorticidade, ou seja, aquele descrito pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas que se sucedem ao longo do escoamento da CB, podemos notar que as magnitudes das vorticidades relativa e de estiramento, apesar de fracas ($0,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, em módulo), são comparáveis. A princípio, há uma sutil dominância da vorticidade relativa. Isto é evidente nas porções mais ao sul da área de estudo onde a assinatura da onda evidenciada não mais se soma aquela associada à célula de recirculação da CB. É também evidente a equivalência dinâmica entre estas vorticidades na assinatura da onda em porções mais ao norte da área, como na estrutura ciclônica centrada em $24^{\circ}\text{S}-42^{\circ}\text{W}$, junto ao contorno. Uma vez que vorticidade relativa e de estiramento parecem apresentar magnitudes comparáveis no domínio das ondas de vorticidade, estas ondas baroclínicas de vorticidade associadas ao escoamento da CB podem ser caracterizadas como ondas típicas de meso-escala. A semelhança na magnitudes dos valores destas vorticidades não revela dominância de nenhuma das duas. Ou seja, a onda capturada estaria no centro do espectro entre ondas curtas e longas.

Godoi [2005] também investigou essas ondas sob o ponto de vista de sua estrutura dinâmica e as caracterizou também como sendo ondas de meso-escala, porém mais próximas às ondas longas nesta classe de movimentos. A autora chegou a tal conclusão pois, dada sua limitada área de estudo, investigou, sem ter conhecimento, a estrutura baroclínica das ondas *superposta* àquela estrutura de maior escala da CB, associada à sua recirculação. Nestas condições, é de se esperar que a assinatura dinâmica da célula de recirculação se imponha sobre aquela das ondas de vorticidade e, tão logo, a vorticidade de estiramento se mostre dominante sobre a relativa. Isto porque, assim como evidenciado nos campos apresentados na Figura 4.7, a estrutura associada à célula de recirculação norte da CB, representada na região por parte do escoamento desta e por aquele da CCST-AS, é amplamente dominada pela vorticidade de estiramento, o que

nos leva à conclusão de que esta estrutura é realmente uma feição dinamicamente pertencente ao domínio dos movimentos oceânicos de grande escala.

Podemos sumarizar a caracterização das feições investigadas, relatada nos dois últimos parágrafos, através da análise de vorticidade dos principais gradientes desta propriedade associados tanto à assinatura das ondas de meso-escala quanto àquela da porção sul da célula de recirculação norte da CB. Para tanto, escolhemos a localidade correspondente à Radial 5 da OCSE-I por esta capturar um cenário no qual, próximo ao contorno, o vórtice ciclônico representa a assinatura da onda de vorticidade e apresenta, em seu lado oceânico, o escoamento da CB. Esta, por sua vez, além de contemplar a assinatura de meso-escala da onda, compõe a assinatura de grande escala da célula de recirculação juntamente com a CCST-AS, mais ao largo. Logo, graficamos os perfis horizontais das vorticidades ao longo da Radial 5 (Fig. 4.9).

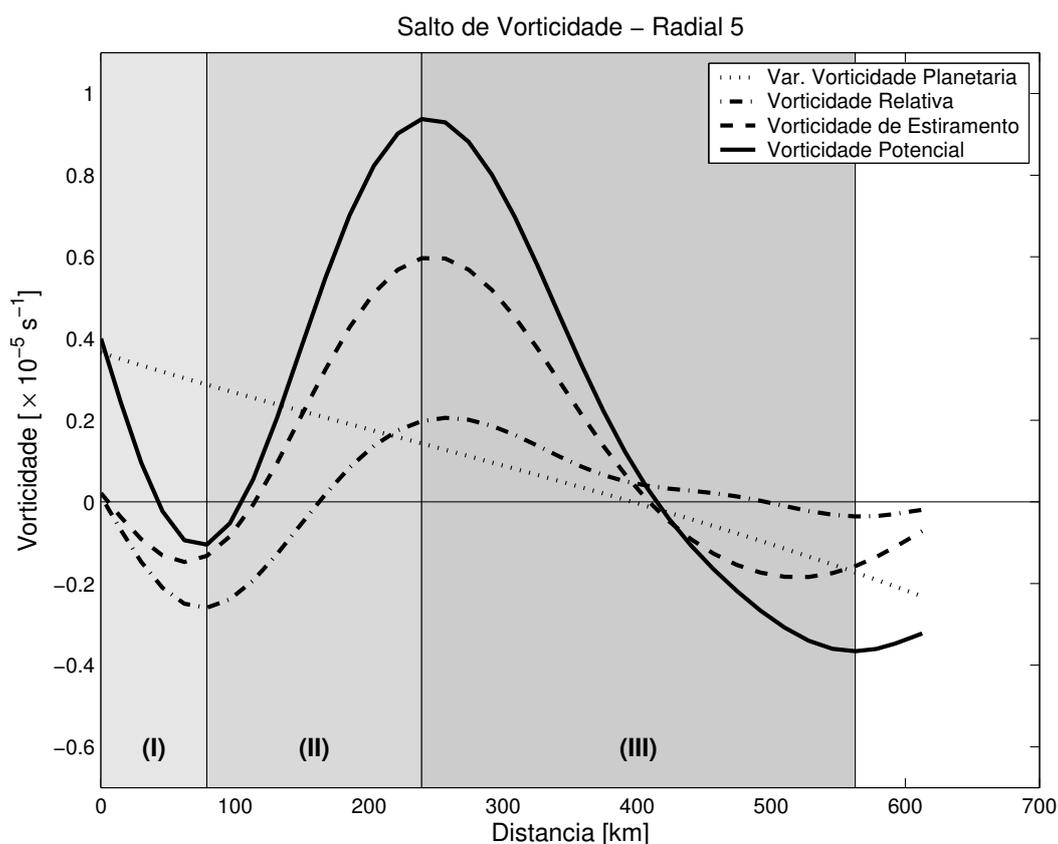


Figura 4.9: Perfis horizontais de vorticidade relativa, vorticidade de estiramento, variação de vorticidade planetária e vorticidade potencial ao longo da Radial 5 da OCSE-I. Os diferentes domínios dinâmicos (I), (II) e (III) são evidenciados. A distância expressa no eixo das abscissas é contada a partir da isóbata de 120 m.

O caráter frontral das vorticidades relativa, de estiramento e potencial é notório. Três domínios, cujas dinâmicas são dominadas por diferentes contribuições das parcelas da vorticidade potencial, podem ser identificados. O domínio (I) exibe a frente de vorticidade da feição de meso-escala representada pela borda costeira do vórtice ciclônico associado à onda de vorticidade da CB, localizado imediatamente ao sul de Cabo Frio. O domínio (II) exibe a frente de vorticidade da CB a qual, nesta região, representa o lado oceânico do vórtice ciclônico do domínio anterior e, ainda, compõe, junto ao contorno oeste, a parte da feição de grande escala representada pela célula de recirculação norte. O domínio (III) exibe a frente de vorticidade da CCST-AS enquanto esta flui paralelamente ao escoamento da CB em regiões mais oceânicas, compondo o flanco sul da célula de recirculação. Os valores absolutos dos saltos de vorticidade de cada domínio, entre suas respectivas extremidades, são apresentados na Tabela 4.1

Tabela 4.1: SALTOS ABSOLUTOS DE VORTICIDADE ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) DA RADIAL 5

	Domínio (I)	Domínio (II)	Domínio (III)
Vorticidade Relativa	0,27	0,46	0,23
Vorticidade de Etiramento	0,15	0,73	0,75
Var. de Vorticidade Planetária	0,08	0,14	0,32
Vorticidade Potencial	0,50	1,04	1,30

Os resultados basicamente nos servem como evidência quantitativa das conclusões anteriormente formuladas através da análise de vorticidade qualitativamente realizada. As ondas baroclínicas de vorticidade mostram-se como sendo tipicamente de meso-escala, onde vorticidade relativa e de estiramento competem entre si. Os cenários das frentes de vorticidade nos domínios mostram um gradiente de vorticidade potencial bem mais suave no lado costeiro do vórtice (que é parte da estrutura da onda). Tais resultados representam a assinatura dinâmica da assimetria entre as bordas costeira e oceânica descritas por *Calado* [2006] em termos de estrutura thermohalina das feições de meso-escala na área.

Godoi [2005] preocupou-se em avaliar as frentes de vorticidade através de seus respectivos saltos entre os lados costeiro e oceânico da CB. Seu intuito foi quantificar a

intensidade do gradiente básico de vorticidade potencial que é imposto pela CB. Seus resultados revelaram saltos entre $1,5-1,9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ tipicamente. Os apresentados neste trabalho são de cerca de $1,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (vide Tabela 4.1). Além da diferença numérica de aproximadamente 50%, existem variações na composição do salto total de vorticidade. A vorticidade relativa parece ter menor contribuição na vorticidade potencial no campo aqui apresentado (cerca de $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) que naquele de *Godoi* [2005]. Esta autora encontrou cerca de $0,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Os valores da vorticidade de estiramento são, neste trabalho, de $0,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e são comparáveis aqueles de *Godoi* [2005]. Creditamos a diferença na intensidade da frente de vorticidade potencial à situação sinótica aqui capturada e, principalmente, à diferença de resolução espacial da OCSE-I relativamente aquela do cruzeiro investigado por *Godoi* [2005].

Os saltos de vorticidade no domínio (III) da Figura 4.9 são aqueles associados à frente da CCST-AS. O resultado que emerge da inspeção desta figura é uma quase-simetria entre a frente da CB e da CCST-AS. Isto consiste na resposta dinâmica de que a CB está recirculando, em quase seu volume total, e sendo praticamente descontinuada na porção sul da região de estudo. Não foi encontrada na literatura qualquer referência acerca da intensidade da frente da CCST-AS.

Antes de concluirmos, vale discutirmos o papel da variação de vorticidade planetária. Em termos das feições de meso-escala, ou seja, das ondas de vorticidade, a Figura 4.9 evidencia que o gradiente de vorticidade planetária se opõe à frente da CB e responde por 10% do valor associado ao salto de vorticidade potencial. Por tal razão, *Godoi* [2005] sugeriu a adoção do plano f no estudo dos movimentos das ondas, ou seja, estas devem sua existência à frente da CB e não ao gradiente de vorticidade planetária. Concordamos aqui com a autora e, para tanto, consideramos o campo de vorticidade potencial, resultante da soma somente das vorticidades relativa e de estiramento (Figura 4.10), para a investigação de possível propagação e eventual potencial de crescimento destas ondas.

No entanto, em termos da estrutura da célula de recirculação da CB, suas dimensões de cerca de 750-800 km na área de estudo requerem que o gradiente de vorticidade planetária seja considerado na busca por evidências de quase-estacionaridade desta estrutura.

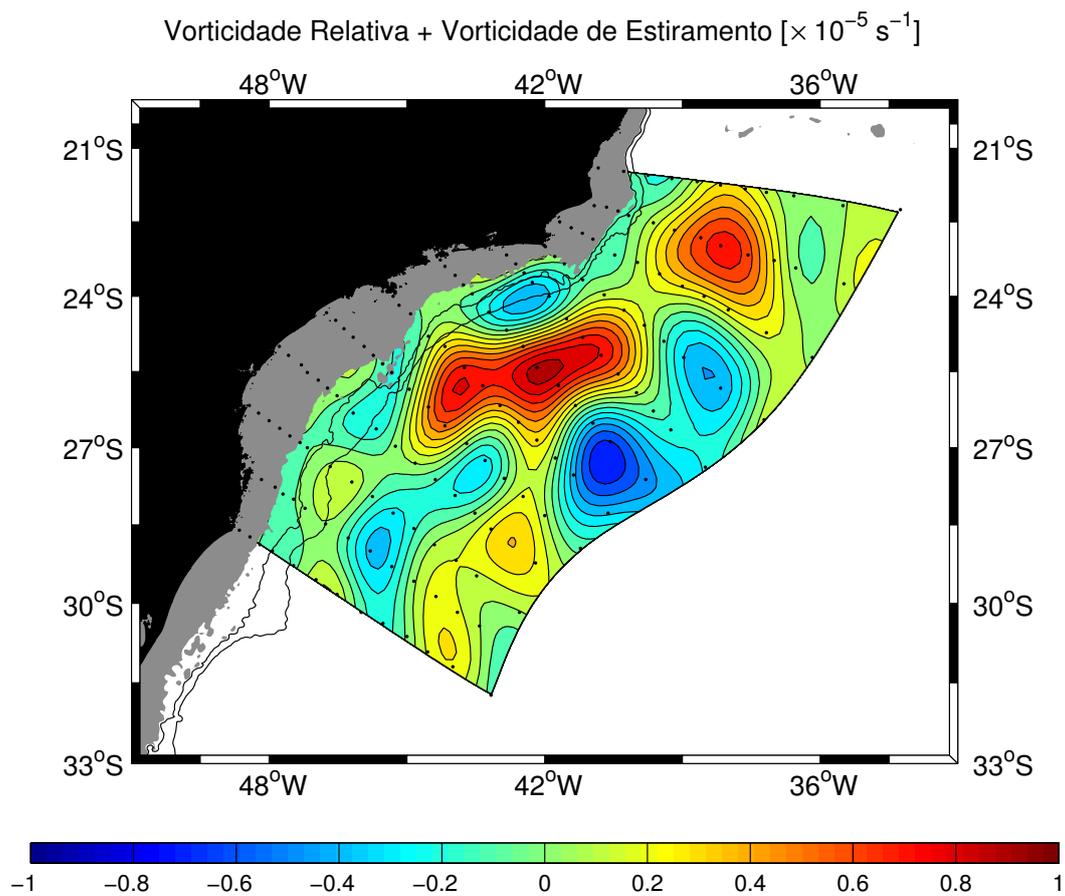


Figura 4.10: Vorticidade potencial baroclínica, no plano f , oriunda do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical (isóbata de 120 m).

Identificar se as feições de meso e grande escalas associadas a CB são propagantes ou estacionárias e avaliar o potencial crescimento em amplitude destas feições envolvem a superposição dos campos de vorticidade potencial e função de corrente. Para a compreensão desta abordagem, consideramos a Equação 4.9, apresentada na Seção 4.3.1, na seguinte forma:

$$\frac{d}{dt}\tilde{q} = \frac{\partial}{\partial t}\tilde{q} + \mathcal{J}(\tilde{\psi}, \tilde{q}) = 0. \quad (4.17)$$

Caso o movimento seja estacionário ($\frac{\partial}{\partial t}\tilde{q} = 0$), a Equação 4.17 se reduz ao termo Jacobiano. Este termo pode ser reescrito de tal maneira que:

$$\vec{k} \cdot (\nabla\tilde{\psi} \times \nabla\tilde{q}) = 0, \quad (4.18)$$

ou seja, num escoamento com \tilde{q} invariante no tempo, linhas de corrente e isolinhas de \tilde{q} são paralelas e/ou coincidentes. Portanto, a superposição dos campos revela as regiões onde a dinâmica quase-geostrófica é mais ativa e está associada a interseções entre isolinhas de \tilde{q} e $\tilde{\psi}$. Como conservação de vorticidade potencial implica em linhas de \tilde{q} sendo linhas materiais, podemos identificar indícios de propagação das feições e potencial crescimento em amplitude das mesmas.

Como apontado anteriormente, a onda baroclínica de vorticidade, evidenciada nos vários campos apresentados no decorrer desta dissertação, é caracterizada como uma onda típica de meso-escala e encontra-se no centro do espectro entre ondas curtas e longas. Evidências acerca de sua propagação podem ser observadas na Figura 4.11 onde os campos de função de corrente e vorticidade potencial no plano f são superpostos para a porção sul da área de estudo. As anomalias negativas de vorticidade (vermelho) condizem com as estruturas ciclônicas da onda ao passo que as anomalias positivas (azul) condizem com aquelas anticiclônicas. Existem várias regiões onde advecção das estruturas associadas à onda para sul-sudoeste parece ocorrer, principalmente na região frontal entre a feição ciclônica mais ao norte e aquela anticiclônica imediatamente ao sul. Esta advecção modifica o padrão da onda e induz propagação de suas estruturas. Aliás, o cenário no extremo sul da região sugere uma possível intensificação do ciclone junto ao contorno. Tal possibilidade decorre da advecção das isolinhas de vorticidade em direção a águas mais oceânicas.

No cenário representativo da célula de recirculação da CB (Fig. 4.12), a superposição dos campos reforça a robustez da estrutura quando característica de uma feição de grande escala pois não se nota qualquer evidência de sua propagação, tão pouco de seu crescimento em amplitude. Na maior parte da estrutura, as isolinhas se mostram praticamente paralelas. Algumas localidades apresentam leve intersecção dos campos a qual dizem respeito ao sinal de meso-escala associado tanto ao escoamento da CB quanto aquela da CCST-AS.

Em síntese, esta simples análise de superposição corrobora *Godoi* [2005] em que a sucessão de ciclones e anticiclones consiste num padrão típico de ondas baroclínicas de vorticidade propagantes. Já a célula de recirculação é essencialmente quase-estacionária ou, pelo menos, apresenta variações bem mais longas que aquelas capturadas no intervalo de duração da OCSE-I. Os campos de função de corrente geostrófica derivados da climatologia (Figs. 3.21 e 3.22) sugerem migração desta estrutura numa escala sazonal.

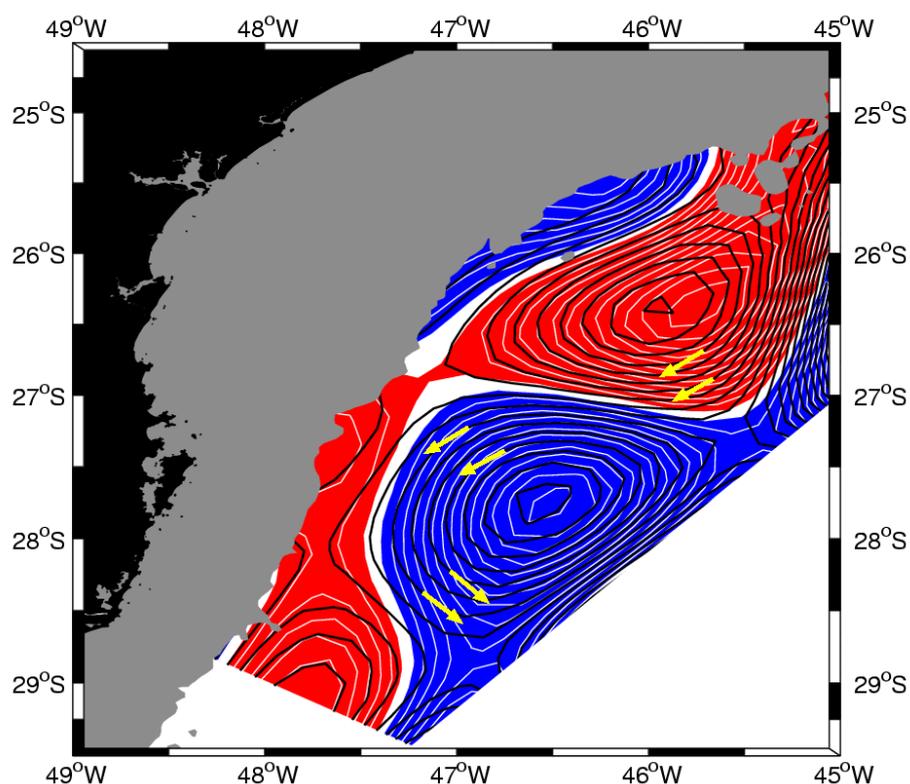


Figura 4.11: Superposição dos campos de função de corrente (linhas escuras) e de vorticidade potencial no plano f (linhas claras) no domínio das ondas de meso-escala. As anomalias negativas de vorticidade (vermelho) condizem com os vórtices ciclônicos e as positivas (azul) com os vórtices anticiclônicos. As setas auxiliam na identificação das regiões onde o campo de vorticidade potencial é advectado.

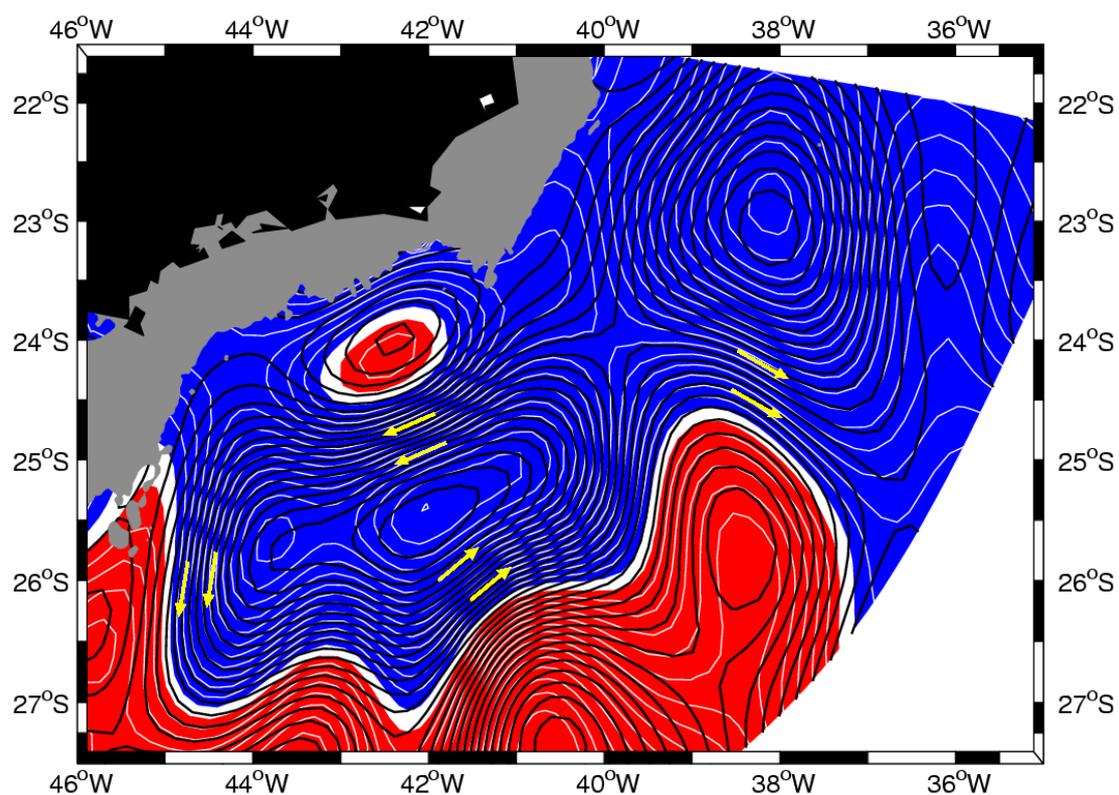


Figura 4.12: Superposição dos campos de função de corrente (linhas escuras) e de vorticidade potencial no plano β (linhas claras) no domínio da célula de recirculação da CB. As setas auxiliam na identificação das regiões onde as isolinhas são praticamente paralelas.

Capítulo 5

Considerações Finais

5.1 Sumário e Conclusões

Ao término desta dissertação, nos dedicamos a sumarizar os principais resultados apresentados no decorrer do documento. Tais resultados são fruto de nossa busca por melhor compreender a estrutura dinâmica das feições de meso e grande escalas associadas à Corrente do Brasil (CB), enquanto esta flui ao largo da costa sudeste brasileira.

As feições ditas como de meso-escala são aquelas representadas pelos meandros e vórtices associados à CB. Dada a ocorrência de sucessivas estruturas vorticais ciclônicas e anticiclônicas ao longo de seu escoamento, como já reportado por diversos pesquisadores, a CB apresenta um vigoroso padrão meandrante que em muito se assemelha à típica descrição de uma onda de vortividade sobreposta a um escoamento básico. A investigação da natureza dinâmica destas ondas, na quase totalidade dos casos, foi conduzida através de simulações numéricas tal como fizeram *Velhote* [1998], *Gonçalves* [2000], *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001]. Isto porque são principalmente dados hidrográficos aqueles disponíveis para análises destas feições. Um primeiro e único esforço utilizando dados desta natureza, na tentativa de extrair informações acerca da dinâmica das ondas, foi empregado recentemente por *Godoi* [2005]. Porém, dada a área deveras limitada investigada pela autora, o cenário dinâmico das ondas pôde ser somente explorado parcialmente.

Sobre as feições ditas como de grande escala associadas à CB, estas são aquelas representadas pelas células anticiclônicas de recirculação, norte e sul, da CB que inte-

gram e subdividem, próximo ao contorno oeste, a célula maior de circulação do giro subtropical do Atlântico Sul. As poucas evidências a respeito destas feições foram pioneiramente levantadas por *Tsuchiya* [1985] através da descrição de campos climatológicos de anomalia do geopotencial, em superfície, construídos para o Atlântico Sul. Com os avanços recentes da exploração oceanográfica através da altimetria por satélites, *Vianna & Menezes* [2005] também constataram a existência destas células de recirculação da CB, centradas aproximadamente em 24°S e 31°S. A única evidência destas feições a partir de dados hidrográficos quase-sinoticamente coletados é encontrada no trabalho de *Chen* [2002]. Apesar de não explorada pelo autor, a assinatura da porção sul da célula de recirculação norte, ao largo do sudeste brasileiro, é nítida em seus campos de velocidade baroclínica absoluta. Esta porção retrata a separação de parte considerável do escoamento da CB do contorno oeste na latitude aproximada de 27°S. Esta, então, recircula e flui para o interior da bacia oceânica com a Contra-corrente Subtropical do Atlântico (CCST-AS). Nenhuma investigação acerca da estrutura dinâmica desta feição foi conduzida até o presente momento.

No intento de ampliarmos o conhecimento acerca destas feições de meso e grande escalas da CB ao largo do sudeste brasileiro, nos propusemos à descrevê-las a partir de observações quase-sinóticas de sua estrutura termohalina. Ainda, nos dispusemos a investigar a natureza dinâmica destas feições por meio da construção de um modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas. Para tanto, recorreremos às observações hidrográficas da Operação Oceano Sudeste I (OCSE-I), realizada pela Marinha do Brasil entre maio e julho de 2000, as quais se estendem basicamente entre 21°-28°30'S, desde as vizinhanças do Cabo de São Tomé (RJ) até regiões mais ao sul do Cabo de Santa Marta Grande (SC). Sua utilização só pôde ser concretizada mediante procedimentos de tratamento e validação dos dados, uma vez que qualquer informação a respeito de sua confiabilidade não era conhecida. De posse somente das perfilagens, via CTD, de temperatura (*T*) e salinidade (*S*) da OCSE-I, recorreremos à assinatura de suas curvas *T-S* sobre o Diagrama *T-S*. Quando confrontadas àquelas climatológicas da região, chegamos à conclusão que os dados da OCSE-I estavam aptos a nos fornecer um retrato fidedigno da estrutura termohalina da região.

Sendo o interesse central desta pesquisa a descrição e uma melhor compreensão

acerca da dinâmica das feições a partir de dados hidrográficos quase-sinóticos, é natural termos optado por utilizar o Método Dinâmico clássico [Sandström & Helland-Hansen, 1903] para determinação das estruturas de velocidade geostrófica ou, mais adequadamente a nossos propósitos, função de corrente geostrófica ψ . Porém, a aplicação do Método Dinâmico passa por adotarmos um *nível de referência* (\mathcal{NR}). Vários outros trabalhos já adotaram um \mathcal{NR} para a mesma área de estudo. Contudo, os critérios utilizados foram os mais variados. Adotamos a profundidade média da superfície isopicnal representativa da interface entre a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a Água Intermediária Antártica (AIA) como candidata ao \mathcal{NR} . Isto porque esta profundidade é comumente empregada na literatura pelo fato desta coincidir aproximadamente com a profundidade da interface entre os escoamentos baroclínicos da CB e da Corrente de Contorno Intermediária (CCI).

Os Teoremas de Shtokman [Shtokman, 1943] foram adotados como ferramenta na determinação da profundidade média da interface ACAS-AIA. Nos esforçamos em coadunar o atual conceito descritivo das Águas Centrais do Oceano Mundial [Tomczak, 1999] e os princípios clássicos dos Teoremas de Shtokman. Tão logo, propusemos algumas adaptações na aplicação prática destes teoremas no que tange a caracterização da ACAS sobre o Diagrama T - S . Isto porque esta massa de água é melhor representada no plano T - S não somente por um único índice termohalino, como trata os Teoremas de Shtokman, mas sim por, no mínimo, dois. Uma vez empregadas tais adaptações, obtivemos a profundidade de 560 m como representativa da profundidade média da interface ACAS-AIA e, portanto, representativa do \mathcal{NR} .

De posse de um \mathcal{NR} estabelecido para a porção oceânica ao largo do sudeste brasileiro, procedemos nosso estudo através da construção dos campos horizontais de ψ . Utilizamos a Análise Objetiva como ferramenta de interpolação no mapeamento desta quantidade. Como a implementação desta técnica requer um conhecimento *a priori* da função de correlação da entidade mapeada, procuramos determinar esta função a partir da correlação apresentada pelo campo de ψ . Constatamos uma correlação tipicamente gaussiana cujo decaimento é dado em função da distância entre as estações hidrográficas. Desta maneira, ajustamos uma função gaussiana teórica cujos parâmetros funcionais são dados pelo comprimento de correlação l_c e pela variância do erro amos-

tral aleatório ϵ^2 . Os valores encontrados foram $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,049$. *Godoi* [2005], mapeando a mesma quantidade para uma menor região inserida naquela aqui investigada, testou arbitrariamente vários valores para l_c e ϵ^2 e optou por utilizar $l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,012$ visto seu melhor comprometimento no mapeamento das estruturas vorticiais associadas aos meandros da CB.

Os campos de ψ em vários níveis verticais, no domínio da coluna d'água pertinente à CB (profundidades acima do \mathcal{NR}), permitiu-nos conhecer as estruturas capturadas pelos dados hidrográficos da OCSE-I. No espectro das feições de meso-escala, ou seja, daquelas caracterizadas pelos meandros e vórtices da CB, observamos a ocorrência de uma sucessão de estruturas vorticiais ciclônicas e anticiclônicas junto ao contorno, proporcionando um evidente padrão meandrante do escoamento da CB. Aquelas estruturas ciclônicas se situam predominantemente no lado costeiro da CB ao passo que aquelas anticiclônicas são encontradas no lado oceânico desta. Em particular, a estrutura anticiclônica centrada nas proximidades de $25^\circ 30'S$ - $44^\circ W$ e parte daquela ciclônica imediatamente mais ao sul foram também investigadas por *Godoi* [2005], uma vez que suas assinaturas se mostraram presentes nos campos de ψ explorados pela autora. A contento que tais estruturas compõem uma onda baroclínica de vorticidade associada à CB, *Godoi* [2005] estimou em 200-300 km seu comprimento dominante. A autora pôde apenas estimar, e não inferir, este comprimento dada sua limitada área de estudo. Contudo, a ampla região investigada neste trabalho nos permitiu inferir que tais ondas apresentam comprimentos característicos de 350-450 km.

A investigação dos campos de ψ , oriundos dos dados hidrográficos quase-sinóticos da OCSE-I, também nos permitiu conhecer em detalhes um cenário até então só evidenciado na literatura por meio de campos provindos de climatologias ou de dados altimétricos. Este cenário diz respeito à assinatura da porção sul da célula de recirculação norte da CB, como sugerido por *Tsuchiya* [1985] e, mais recentemente, por *Vianna & Menezes* [2005]. Nos entornos de $27^\circ S$, cerca de 80% do escoamento da CB, que ao norte segue paralela à margem continental, se separa do contorno oeste e recircula como um escoamento de retorno. Este escoamento representa a porção inicial da CCST-AS a qual, aproximadamente em $24^\circ 30'S$, adquire orientação predominantemente zonal e flui para o interior da bacia oceânica. A CCST-AS compõe, portanto, o flanco sul da

célula de recirculação norte. Há de se destacar que apesar da descontinuidade do escoamento da CB, o padrão típico das ondas de vorticidade se perpetua ao sul de 27°S.

O cenário quase-sinótico descrito para estrutura de recirculação da CB corrobora com aquele climatológico dos campos de ψ construídos, para a mesma região de estudo, a partir da recente base climatológica de alta resolução WOA2001. Ou seja, a feição é recorrente. *Tsuchiya* [1985] já havia suspeitado que o padrão das duas células de recirculação associadas ao giro subtropical do Atlântico Sul era permanente, assim como ocorre para o Atlântico Norte e Pacífico Norte. Sua variabilidade está basicamente associada àquela sazonal representada pela migração norte-sul da CCST.

Reveladas e exploradas as principais feições de meso e grande escalas através dos campos quase-sinóticos de ψ , focamos nosso estudo em melhor compreender a natureza dinâmica destas feições. Desta abordagem, procuramos caracterizar as ondas de vorticidade da CB em termos de dinamicamente curtas ou longas, bem como qualificar ou não como grande escala a feição associada à célula de recirculação norte da CB. Para tal, aproximamos o oceano a um modelo de 1^{1/2}-camadas cuja dinâmica é regida pela quase-geostrofia. A formulação do modelo foi conduzida a partir daquela do modelo de 2-camadas de tal forma que toda dinâmica fica restrita à camada superior e aquela inferior é inerte. Seguindo o esquema de calibração dinâmica de *Flierl* [1978], objetivamos melhor reproduzir a estrutura de massa simplificada do modelo se comparada àquela do oceano real.

Os padrões evidenciados no campo de função de corrente do modelo em muito se assemelham àqueles do oceano continuamente estratificado. O padrão característico das ondas de vorticidade baroclínicas permaneceu evidente. Já aquele associado à feição de maior escala de recirculação da CB também teve sua assinatura perpetuada.

A formulação analítica do modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas permitiu a análise de vorticidade potencial a partir da construção dos campos de vorticidade relativa, vorticidade de estiramento e variação de vorticidade planetária. Quanto ao domínio pertencente às ondas de vorticidade, as magnitudes das vorticidades relativa e de estiramento, apesar de fracas ($0,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, em módulo), se mostraram comparáveis. Uma vez que vorticidade relativa e de estiramento apresentam magnitudes comparáveis no domínio das ondas de vorticidade, estas ondas podem ser caracteri-

zadas como ondas típicas de meso-escala. A semelhança na magnitudes dos valores destas vorticidades não revelou dominância de nenhuma das duas. Ou seja, a onda capturada está no centro do espectro entre ondas curtas e longas. A estrutura associada à célula de recirculação norte da CB, representada ao largo do sudeste brasileiro por parte do escoamento desta e por aquele da CCST-AS, se mostrou amplamente dominada pela vorticidade de estiramento. Logo, concluímos que esta estrutura é realmente uma feição dinamicamente pertencente ao domínio dos movimentos oceânicos de grande escala.

Em termos da análise dos gradientes de vorticidade, buscamos quantificar a intensidade do gradiente básico de vorticidade potencial impostos pelas principais feições. Para tanto, utilizamos os valores dos saltos de vorticidade entre as extremidades destas estruturas. Os saltos de vorticidade potencial apresentados para a frente da CB foram de cerca de $1,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. *Godoi* [2005] encontrou valores entre $1,5-1,9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Além da diferença numérica, variações na composição do salto de vorticidade potencial foram constatadas. A vorticidade relativa apresentou menor contribuição na vorticidade potencial (cerca de $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) que naquele de *Godoi* [2005]. Esta autora encontrou cerca de $0,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Já os valores da vorticidade de estiramento encontrados neste trabalho foram de $0,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e são comparáveis aqueles de *Godoi* [2005]. Creditamos, portanto, a diferença na intensidade da frente de vorticidade potencial da CB dada a situação sinótica aqui capturada e, principalmente, dada diferença de resolução espacial da OCSE-I relativamente àquela do cruzeiro investigado por *Godoi* [2005].

Com relação à frente da CCST-AS, os saltos de vorticidade encontrados para esta sugerem uma quase-simetria entre sua frente e aquela da CB. Isto consiste na resposta dinâmica de que a CB está recirculando, em quase seu volume total, e sendo praticamente descontinuada na porção sul da região de estudo. Não é encontrada na literatura qualquer referência acerca da intensidade da frente da CCST-AS.

A constatação da ocorrência de propagação e potencial crescimento das feições de meso e grande escalas pôde ser verificada através da sobreposição dos campos de função de corrente e vorticidade potencial. Esta análise consiste na aplicação do princípio de conservação de vorticidade potencial no oceano. Através desta, corroboramos os resultados de *Godoi* [2005] em que a sucessão de ciclones e anticiclones

consiste num padrão típico de ondas baroclínicas de vorticidade propagantes. Ainda, constatamos que a célula de recirculação é essencialmente quase-estacionária ou, pelo menos, apresenta variações bem mais longas que aquelas capturadas no intervalo de duração da OCSE-I.

A fim de sintetizar o conhecimento adquirido quanto ao cenário oceanográfico ao qual fomos apresentados no decorrer desta pesquisa, esquematizamos na Figura 5.1 as principais feições aqui investigadas no que compete à dinâmica da CB ao largo do sudeste brasileiro. Dentre elas, destacamos aquelas típicas de meso-escala representada pela onda baroclínica de vorticidade, evidenciada pela presença de sucessivas estruturas vorticais ciclônicas e anticiclônicas propagantes junto à margem continental. Não poderíamos ignorar aquela feição típica de grande escala representada pela porção sul da célula de recirculação norte da CB, denotada pela separação parcial desta do contorno oeste para dar origem à CCST-AS, a qual compõe o flanco sul desta célula.

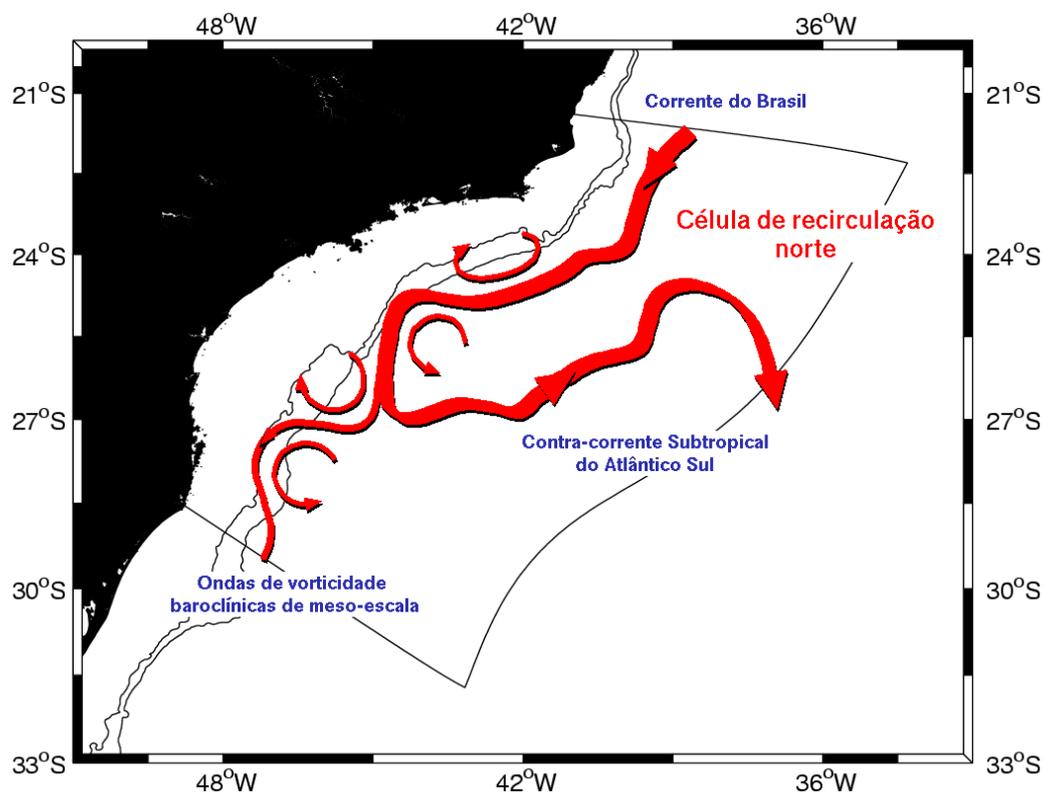


Figura 5.1: Resumo esquemático do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo do sudeste brasileiro, proveniente dos dados hidrográficos da OCSE-I. As ondas baroclínicas de vorticidade, tipicamente de meso-escala, são representadas pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas. O sinal mais robusto é aquele de grande escala da célula de recirculação norte da CB evidenciando a separação parcial desta do contorno para dar origem à CCST-AS.

5.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Esta dissertação, através do mapeamento de função de corrente geostrófica, confirmou a existência quase-sinótica de uma célula de recirculação da CB a partir de dados hidrográficos amostrados *in situ*. Tal estrutura de grande escala é compatível com a descrição pioneira dada por *Tsuchiya* [1985] a partir da exploração do campo superficial climatológico de anomalia do geopotencial do Oceano Atlântico e aquela provida por *Vianna & Menezes* [2005] utilizando avanços recentes em altimetria por satélite. Entretanto, observações diretas de velocidade não parecem constar na literatura especializada. Urge, portanto, um levantamento sinótico que profile velocidades da superfície ao fundo e caracterize, vertical e horizontalmente, a estrutura da célula de recirculação em suas porções particularmente associadas à CCST-AS. Tais levantamentos devem ser conduzidos utilizando-se tanto ADCP de casco de navio quanto L-ADCP para que uma estimativa da componente barotrópica da circulação possa ser inferida.

A análise aqui realizada a partir dos campos climatológicos de melhor resolução disponível até o presente momento [*Boyer et al.*, 2005] mostrou migração em escala sazonal da estrutura da célula de recirculação. A repetição sazonal de levantamentos oceanográficos ao largo do sudeste brasileiro deve ser uma importante componente na investigação deste novo elenco de observações visando a elucidação das feições oceanográficas desta área de estudo.

Várias iniciativas acerca de previsibilidades das correntes oceânicas estão presentemente em andamento. Os resultados aqui apresentados sugerem que experimentos preditivos acerca da dinâmica da CB e de suas correntes circunvizinhas requerem a inclusão da feição representada pela célula de recirculação para melhor reprodução dos padrões de velocidade e transporte de volume.

Estudos numéricos de processo devem ser conduzidos para a compreensão das relações entre a CB, seus meandros e recirculações. Os campos obtidos a partir da OCSE-I sugerem uma eventual descontinuidade do escoamento da CB na porção sul do Embaiamento de São Paulo. Entretanto, o padrão ondulatorio pertinente às ondas baroclínicas de vorticidade continuou a ser observado mesmo ante o enfraquecimento do escoamento associado à CB. Investigação da dinâmica deste sistema e simulações numéricas das condições em que a CB flui ou não paralelamente à costa sudeste brasi-

leira são necessárias. Estas podem ajudar a clarificar o papel do forçamento mecânico e termodinâmico na gênese da estrutura de recirculação, como levantados por *Cushman-Roisin* [1984], *Takeuchi* [1984] e *Kubokawa & Inui* [1999]. Também devem ser melhor entendidos os processos de interação onda-escoamento básico, os quais podem vir a contribuir para uma melhor compreensão do re-estabelecimento da estrutura da CB além dos 27°S.

Apêndice A

Modelo Quase-geostrófico de 2-camadas

Esta derivação baseia-se naquela apresentada por *Flierl* [1978]. Logo, escrevemos as equações quase-geostróficas partindo de um conjunto de três equações acopladas para função de corrente geostrófica ψ , deslocamento vertical da superfície material (ou isopical) η e velocidade vertical w :

→ *Conservação de Vorticidade Absoluta*

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + \mathcal{J}(\psi, \nabla^2 \psi) - f_0 \frac{\partial w}{\partial z} + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.1})$$

→ *Equação Hidrostática*

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = -\frac{N^2(z)}{f_0} \eta \quad (\text{A.2})$$

→ *Conservação de Densidade*

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathcal{J}(\psi, \eta) \quad (\text{A.3})$$

onde $N^2(z)$ é a frequência de Brunt-Väisälä média, \mathcal{J} é o operador Jacobiano e ∇^2 é o Laplaciano horizontal.

O modelo de 2-camadas pode ser derivado diretamente das Equações (A.1-A.3) uma vez que $N^2(z)$ é escolhido de forma a se adequar à estratificação do oceano discretizado por camadas. Esta estratificação é dada pela função-degrau (*Heaviside*) onde,

para $-H < z < -H_1$ (camada inferior), a densidade é dada por ρ_0 e, para $-H_1 < z < 0$ (camada superior), por $\rho_0(1 - \varepsilon)$. Temos que H_1 é a espessura da camada superior do oceano de espessura total H e ε é o salto de densidade entre as camadas dado por:

$$\varepsilon = \frac{\Delta\rho}{\rho_0}. \quad (\text{A.4})$$

Logo, $N^2(z)$ assume a forma:

$$\tilde{N}^2(z) = \varepsilon g \delta(z + H_1) \quad (\text{A.5})$$

onde δ é a função Delta. A Equação (A.5) sintetiza a contínua estratificação do oceano real em uma estratificação discreta à duas camadas, que por sua vez é restrita à interface isopical entre estas.

Aplicando (A.5) em (A.2), temos que ψ não depende de z no interior das camadas, ou seja, só há dependência vertical em $z = -H_1$. Este fato permite-nos adotar $\tilde{\psi}_1 = \tilde{\psi}_1(x, y, t)$ e $\tilde{\psi}_2 = \tilde{\psi}_2(x, y, t)$ como sendo as funções de corrente geostróficas nas camadas 1 e 2, respectivamente. Reescrevendo a Equação (A.1) para ambas as camadas, temos:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \tilde{\psi}_1 + \mathcal{J}(\tilde{\psi}_1, \nabla^2 \tilde{\psi}_1) - f_0 \frac{\partial \tilde{w}_1}{\partial z} + \beta \frac{\partial \tilde{\psi}_1}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.6})$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \mathcal{J}(\tilde{\psi}_2, \nabla^2 \tilde{\psi}_2) - f_0 \frac{\partial \tilde{w}_2}{\partial z} + \beta \frac{\partial \tilde{\psi}_2}{\partial x} = 0. \quad (\text{A.7})$$

É fácil ver que, se derivarmos (A.6) e (A.7) em z , as velocidades verticais \tilde{w}_1 e \tilde{w}_2 são funções lineares de z tal que:

$$\frac{\partial \tilde{w}_1}{\partial z} = \frac{1}{H_1} [\tilde{w}(0) - \tilde{w}(-H_1^+)] = -\frac{1}{H_1} \tilde{w}(-H_1^+) \quad (\text{A.8})$$

$$\frac{\partial \tilde{w}_2}{\partial z} = \frac{1}{H - H_1} [\tilde{w}(-H_1^-) - \tilde{w}(-H)] = \frac{1}{H - H_1} \tilde{w}(-H_1^-). \quad (\text{A.9})$$

As velocidades $\tilde{w}(0)$ e $\tilde{w}(-H)$ são nulas uma vez que assumimos as aproximações de tampa rígida e fundo plano. As velocidades $\tilde{w}(-H_1^+)$ e $\tilde{w}(-H_1^-)$, logo acima e

abaixo da interface entre as camadas, respectivamente, são determinadas pela Equação (A.3), aqui reescrita na forma:

$$\tilde{w}(-H_1^\pm) = \frac{\partial}{\partial t} \eta(-H_1) + \mathcal{J} \left[\tilde{\psi}_{1,2}, \eta(-H_1) \right]. \quad (\text{A.10})$$

Como o deslocamento vertical η da superfície isopical é contínuo acima e abaixo da interface, não é necessário diferenciar $\eta(-H_1)$ em $\eta(-H_1^\pm)$. Este deslocamento é determinado via integração vertical da Equação (A.2), já considerando $\tilde{N}(z)^2$ como dado em (A.5), nos limites $-H_1^+$ e $-H_1^-$:

$$\int_{-H_1^-}^{-H_1^+} \frac{\partial \tilde{\psi}_{1,2}}{\partial z} dz = \int_{-H_1^-}^{-H_1^+} \frac{\varepsilon g \eta}{f_0} \delta(z + H_1) dz \quad \Rightarrow \quad \eta(-H_1) = -\frac{f_0}{\varepsilon g} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2). \quad (\text{A.11})$$

Combinando (A.11) com (A.10) e (A.8-A.9), obtemos:

$$\frac{\partial \tilde{w}_1}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{f_0}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) \right] + \mathcal{J} \left[\tilde{\psi}_1, \frac{f_0}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) \right] \quad (\text{A.12})$$

$$\frac{\partial \tilde{w}_2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{f_0}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) \right] + \mathcal{J} \left[\tilde{\psi}_2, \frac{f_0}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) \right]. \quad (\text{A.13})$$

Uma vez combinadas as Equações (A.2) e (A.3) na determinação das variações verticais de \tilde{w} em cada camada, podemos escrever suas respectivas equações de conservação de vorticidade potencial quase-geostrófica da combinação de (A.12-A.13) com (A.6-A.7):

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\nabla^2 \tilde{\psi}_1 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) \right] + \mathcal{J} \left[\tilde{\psi}_1, \nabla^2 \tilde{\psi}_1 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) \right] + \beta \frac{\partial \tilde{\psi}_1}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) \right] + \mathcal{J} \left[\tilde{\psi}_2, \nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) \right] + \beta \frac{\partial \tilde{\psi}_2}{\partial x} = 0.$$

Ainda manipulando:

$$\frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial t} + \mathcal{J}(\tilde{\psi}_1, \tilde{q}_1) = 0 \quad (\text{A.14})$$

$$\frac{\partial \tilde{q}_2}{\partial t} + \mathcal{J}(\tilde{\psi}_2, \tilde{q}_2) = 0 \quad (\text{A.15})$$

tal que as vorticidades potenciais quase-geostróficas q_1 e q_2 nas camadas são dadas por:

$$\tilde{q}_1 = \nabla^2 \tilde{\psi}_1 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) + \beta y \quad (\text{A.16})$$

$$\tilde{q}_2 = \nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) + \beta y \quad (\text{A.17})$$

Referências Bibliográficas

- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In *Three-dimensional coastal ocean models*, N. S. Heaps (editor). American Geophysical Union, Washington, 1–16.
- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329–3332.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov, 2005: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7), 931–945.
- Bretherton, F. P., E. D. Russ, & C. B. A. Fandry, 1976: Technic for Objective Analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.*, 23(7), 559–582.
- Calado, L., 2001: Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 pp.
- Calado, L., 2006: Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 pp.
- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.

- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 4(1), 49–74.
- Castro, B. M. & L. B. Miranda, 1998: Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, 11, 209–251.
- Chen, F. S., 2002: Diagnóstico das condições oceanográficas na Bacia de Santos com base nos resultados da Comissão Oceano Sudeste I do NOc. Antares. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 88 pp.
- Cushman-Roisin, B., 1984: On the maintenance of the Subtropical Front and its associated Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 14(7), 1179–1190.
- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.
- Defant, A., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Die Troposphäre. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925-1927*, VI(1), 289–411.
- Denman, K. L. & H. J. Freeland, 1985: Correlation scales, objective mapping and a statistical test of geostrophy over the continental shelf. *J. Mar. Res.*, 43(3), 517–539.
- Emery, W. J. & J. Meincke, 1986: Global water masses: summary and review. *Oceanol. Acta*, 9(4), 383–391.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
- Fernandes, A. M., 2001: Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp.
- Flierl, G. R., 1978: Models of vertical structure and the calibration of two-layer models. *Dynam. Atmos. Oceans*, 2(4), 341–381.
- Fofonoff, P. & R. C. J. Millard, 1983: Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Tech. Pap. in Mar. Sci.*, 53 pp.

- Francisco, C. P. F. & I. C. A. Silveira, 2004: Estudo teórico da dinâmica da Confluência Brasil-Malvinas. *Rev. Bras. Geof.*, 22(2), 163–180.
- Freitas, A. C. N., 2003: A estrutura vertical do sistema de Correntes de Contorno Oeste ao sul da bifurcação de Santos. Dissertação de Mestrado, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande do Sul, 124 pp.
- Garfield, N., 1990: The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaçamento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- Godoi, S. S., L. Calado, I. C. A. Silveira, & L. B. Miranda, 2000: O nível de inversão da Corrente do Brasil: uma nova abordagem. *II Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Gonçalves, J. E., 1993: Estrutura termohalina, campos de velocidade e transportes geostróficos da Corrente do Brasil entre Rio de Janeiro (RJ) e Iguape (SP). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 98 pp.
- Gonçalves, J. E., 2000: Características e circulação de massas de água no limite oeste do Atlântico Sul entre 20° e 30°S. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- Gordon, A. L. & C. L. Greengrove, 1986: Geostrophic circulation on the Brazil-Falkland Confluence. *Deep-Sea Res.*, 33(5), 573–585.
- Hansen, D. V., 1970: Gulf Stream meanders between Cape Hatteras and the Grand Banks. *Deep-Sea Res.*, 17(3), 495–511.
- Hasunuma, K. & K. Yoshida, 1978: Splitting of the subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34(4), 160–172.
- Houry, S., E. Dombrowsky, P. De Mey, & J.-F. Minster, 1987: Brunt-Väisälä frequency and rossby radii in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 17(10), 1619–1626.

- Kubokawa, A. & T. Inui, 1999: Subtropical countercurrent in an idealized ocean GCM. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(6), 1303–1313.
- Lentini, C. A. D., D. B. Olson, & G. P. Podesta, 2002: Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, 29(16), 1811.
- Levitus, S., 1982: *Climatological atlas of the World Ocean*. NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, New Jersey, 173 pp.
- Mamayev, O. I., 1975: *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 374 pp.
- Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock, 1971: A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285:308.
- Miranda, L. B., 1985: Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabe de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Bolm. Inst. oceanogr.*, 33(2), 105–119.
- Montgomery, R. B., 1941: Transport of the Florida Current off Habana. *J. Mar. Res.*, 4(3), 198–219.
- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messias, H. Mercier, C. G. Castro, & A. F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 47(1), 69–98.
- Olson, D. B., G. P. Podesta, R. H. Evans, & O. B. Brown, 1988: Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Res.*, 35(12), 1971–1990.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Springer, New York, 728 pp.
- Phillips, N. A., 1954: Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-layer, quasi-geostrophic model. *Tellus*, 6(1), 273–286.
- Pond, S. & G. L. Pickard, 1983: *Introductory dynamical oceanography*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 349 pp.

- Poole, R. & M. Tomczak, 1999: Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res.*, 46(11), 1895–1921.
- Reid, J. L., 1978: On the mid-depth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 83(C10), 5063–5067.
- Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 23(3), 149–244.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla, 1978: On the mid-depth circulation of the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 8(6), 946–951.
- Reid, J. L., W. D. Nowlin, & W. C. Patzert, 1977: On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7(1), 62–91.
- Richardson, P. L., 1983: Gulf stream rings. In *Eddies in marine science*, A. R. Robinson (editor). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 19–45.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übberr die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 72–233.
- Shtokman, V. B., 1943: Geometrical proprieties of θ –S curves in the mixing of three water masses in a infinite sea. *Problems of Artic*, 1, 32–71.
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), 481–490.
- Silva, M. P., 1995: Caracterização físico-química das massas de água da Baía de Santos durante o projeto COROAS. Verão e Inverno de 1993. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 pp.
- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, 2000a: Dynamics of the North Brazil Current retroflexion from the WESTRAX observations. *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28.559–28.583.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000b: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *R. bras. Oceanogr.*, 48(2), 171–183.

- Sprintall, J. & M. Tomczak, 1993: On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep-Sea Res.*, 40(4), 827–848.
- Stommel, H., P. Niiler, & D. Anati, 1978: Dynamic topography and recirculation of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 36(3), 449–468.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863–20.883.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, 1942: *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 1087 pp.
- Takeuchi, K., 1984: Numerical study of the Subtropical Front and the Subtropical Countercurrent. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 40(5), 371–381.
- Takeuchi, K., 1986: Numerical study of the seasonal variations of the Subtropical Front and the Subtropical Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 16(5), 919–926.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins, & C. Reigber, 2004: The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.*, 31(9), L09.607.
- Tomczak, M., 1981: A multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Oceanogr.*, 10(3), 147–171.
- Tomczak, M., 1999: Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. *J. Mar. Res.*, 57(2), 275–303.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 1994: *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon, Great Britain, 422 pp.
- Tsuchiya, M., 1985: Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 43(1), 57–65.
- Uda, M. & K. Hasunuma, 1969: The eastward Subtropical Countercurrent in the western North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 25(4), 201–210.

- Velhote, D., 1998: Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 134 pp.
- Vianna, M. L. & V. V. Menezes, 2005: Circulação oceânica: monitoramento por meio de altimetria multi-satélite. In *Oceanografia por satélites*, R. B. Souza (editor). Oficina de Textos, São Paulo, 50–60.
- Watts, D. R., 1983: Gulf stream variability. In *Eddies in marine science*, A. R. Robinson (editor). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 114–144.
- White, W. B., K. Hasunuma, & H. Solomon, 1978: Large-scale seasonal and secular variability of sub-tropical front in western North Pacific from 1954 to 1974. *J. Geophys. Res.*, 83(NC9), 4531–4544.
- Wüst, G., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Das Bodenwasser und die gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925-1927*, VI(1), 3–107.
- Xue, H. J. & G. Mellor, 1993: Instability of the Gulf-Stream Front in the South-Atlantic Bight. *J. Phys. Oceanogr.*, 23(11), 2326–2350.
- Yoshida, Y. & T. Kidokoro, 1967a: A Subtropical Counter-current in the North Pacific - An eastward flow near the Subtropical Convergence. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 23(2), 88–91.
- Yoshida, Y. & T. Kidokoro, 1967b: A Subtropical Countercurrent (II) - A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 23(5), 231–246.