

Rafael Guarino Soutelino

A origem da Corrente do Brasil

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

2008

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

A origem da Corrente do Brasil

Rafael Guarino Soutelino

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

“Tenha sempre bons pensamentos, porque os seus pensamentos se transformam em suas palavras.

Tenha boas palavras, porque as suas palavras se transformam em suas ações.

Tenha boas ações porque as suas ações se transformam em seus hábitos.

Tenha bons hábitos porque os seus hábitos se transformam em seus valores.

Tenha bons valores porque os seus valores se transformam no seu próprio destino.”

Mahatma Ghandi

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	vi
Abstract	viii
Lista de Figuras	xv
Lista de Tabelas	xvi
1 Introdução	1
1.1 Contextualização Teórica	1
1.2 Padrões de Circulação de Grande Escala no Atlântico Sul	3
1.3 Padrões Sinóticos de Circulação na Margem Continental Sudeste Brasileira	9
1.4 Padrões Sinóticos de Circulação na Margem Continental Leste Brasileira	11
1.5 Objetivos	18
2 Conjunto de Dados	20
2.1 Preâmbulo	20
2.2 World Ocean Atlas 2001	21
2.3 Operação Oceano Leste II	23
2.3.1 Dados Termohalinos - Pré-processamento	23
2.3.2 Dados de Velocidade - Pré-processamento	26
3 Construção dos Campos de Função de Corrente	40
3.1 Preâmbulo	40
3.2 Função de Corrente Geostrófica Relativa	42

3.2.1	Fundamentos Teóricos	42
3.2.2	Mapeamento Objetivo	43
3.3	Função de Corrente Geostrófica Absoluta	48
3.3.1	Fundamentos Teóricos	48
3.3.2	Mapeamento Objetivo	52
4	Resultados e Discussão	58
4.1	Cenário Climatológico	58
4.2	Cenário Sinótico	66
5	Considerações Finais	83
5.1	Sumário e Conclusões	83
5.2	Sugestões para Trabalhos Futuros	95
	Referências Bibliográficas	96

Agradecimentos

Nenhum agradecimento deve ser tecido antes daquele dirigido a minha família, em especial aos meus pais e meus avós. Sem uma base familiar e o ambiente por eles proporcionado durante a fase inicial de minha vida, sequer estaria enfrentando um curso de pós-graduação desse quilate. Sua incondicional confiança em minha capacidade permitiu que eu escolhesse este caminho sem incertezas ou inseguranças.

Agradeço muito meu orientador Ilson da Silveira, que sempre compartilhou também desta incondicional credibilidade, seja no âmbito profissional ou pessoal. Sempre um modelo profissional para mim, é capaz de proporcionar um ambiente e interação de trabalho extremamente agradáveis, fazendo-me acreditar sempre que a vida acadêmica é fascinante e ainda reserva para mim muitas realizações. Agradeço também a Professora Sueli, pessoa de coração inestimavelmente grande, sempre disposta a ajudar e oferecer conselhos valiosos.

Fui acolhido neste laboratório do Instituto Oceanográfico antes do mestrado e lá também pude conhecer alunos que foram ícones pra mim durante minha formação. Devo muito de meu aprendizado à paciência e boa vontade do quinteto Leandro Calado, André, Filipe, Rafael (Heyjow) e Cayo. Guardo ótimas recordações de todos e espero continuar em contato com estes grandes exemplos pra mim. Alguns tive mais contato, como o Filipe e o Heyjow, com os quais pude compartilhar dias de mar e viver etapas práticas importantes para minha formação. Outros, tive menos contato direto, como André, Cayo e Leandro, porém seus relatos de experiência e votos de incentivo foram de valor imensurável.

Agradeço aos atuais “novatos” do laboratório, Wellington (Doutorando), Leandro Ponsoni e Juliana (Mestrandos), César, Patrícia, Hermínio e Franco (Graduandos) pela confiança em mim sempre depositada. Um agradecimento especial à Juliana, que de-

vagarinho foi me impressionando e conquistando, e hoje é minha fiel companheira. Ju, só posso dizer que é um luxo ter uma namorada tão linda, carinhosa, muito inteligente e ainda por cima trabalhando comigo. Obrigado por segurar as pontas e me aturar nesse finalzinho bastante cansativo. Wellington, você é um exemplo de vida, sempre, sob todas as óticas. Sua força de vontade é um exemplo a ser seguido, e suas sábias palavras, um combustível. Ponsoni, sempre criterioso e competente, e lógico, bem humorado, excelente companheiro de mar. Não posso deixar de lado o Thiago (Paquito), que agora está no mercado exercendo sua profissão, obrigado por proporcionar inúmeros momentos de descontração.

Ao longo deste mestrado tive oportunidade de dividir meu lar com pessoas incríveis. Os velhos Diogo e Paulo que me acompanharam durante o primeiro ano deste curso, tenho muito a agradecer. Estiveram ao meu lado em um dos momentos mais difíceis da minha vida. A calma e equilíbrio de ambos, além do companheirismo, fazem-me recordar desta época com muitas lembranças boas, apesar das adversidades. Estes escolheram outros caminhos, mas continuam grandes amigos. Ainda como parte desta turma, não posso deixar de agradecer ao Sandro. Companheiro pra todas as horas, exemplo de disciplina, dedicação e tenacidade, com certeza uma amizade para sempre. Fabrício, sem comentários, ninguém fica triste perto dele, muito menos estressado. Obrigado pelos intermináveis momentos de descontração. Continuaremos por aqui para o doutorado...

No segundo ano, em casa nova, novamente fui surpreendido com pessoas maravilhosas. Felipe e Marin chegaram para seus cursos a procura de uma casa, e eu coincidentemente, precisava de novos integrantes para a minha. Foi assim que surgiu o "2ndfloor", que depois de ser base de estudos intensos durante o período de disciplinas, veio a se tornar base oficial para os momentos de descontração do pessoal da pós-graduação. Dois exemplos de dedicação, bom humor, companheirismo, integridade. Obrigado a vocês por proporcionarem um ambiente excelente para se morar. Sim estou longe dos pais (com quem passei a maior parte de minha vida até hoje), mas sinto-me igualmente seguro de que sempre terei apoio quando necessário.

Obrigado aos meus amigos da pós, que apesar de não terem participado mais diretamente da minha vida, com certeza constituíram minha grande família aqui em São

Paulo. Só conheci pessoas sensacionais, como Raquel, Marina, Piero, Cássia, Sebastian, Melissa, Márcio, Fabíola, Huaringa, Dri, Janini, Bruno, Marcos, Gustavo e desculpe-me os que não me lembrei no momento desta redação.

Agradeço a todos os professores que tive ao longo do mestrado. Belmiro, Ilson, Paulo, Edmo, Sueli, obrigado pelas horas de aprendizado durante as aulas, provas, intermináveis listas, etc. Saí do ciclo básico seguro de que tinha finalmente uma formação básica teórica em Oceanografia Física.

Agradeço especialmente a um professor que não fez parte deste curso formalmente, porém é e sempre será responsável pelo meu êxito. Professor Luiz Carlos, da UERJ, muito obrigado pelos inúmeros incentivos, confiança total, apoio incondicional. Tenha em mente que você sempre fará parte de minha carreira, e sempre lembrarei de você nos momentos fáceis, difíceis, nas vitórias e nas derrotas, procurando por incentivo.

A todos os amigos que fiz na UERJ, minha turma inesquecível, que tanto me amadureceu socialmente e continua até hoje fazendo parte da minha vida. Cito os mais chegados, como João, Dudu, Tatiana, Totonha, Tiagão, Tomás, Saulo, Carol, e outros tantos.

Agradeço, é claro, à Marinha do Brasil, pela disponibilização gratuita do valioso conjunto de dados utilizado nesta dissertação. Agradeço também ao CNPq por financiar meus estudos, num país com oportunidades conhecidamente escassas.

Obrigado a todos!

Resumo

A Corrente do Brasil (CB) se origina na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (BiCSE), e flui para o sul ao longo da margem continental brasileira. Inferências sobre a origem e organização da CB são baseadas em padrões de grande escala associados à estrutura da BiCSE. Há carência de detalhes no que tange à rica atividade de meso-escala possivelmente envolvida em seu processo de formação. São fartas as evidências de meandros e vórtices da CB na literatura ao largo das costas sudeste e sul do Brasil. A costa leste, que abriga seu sítio de origem, permanece ainda bastante desconhecida neste ponto de vista. Motivamo-nos por esta lacuna de informações a conduzir este trabalho. Optamos primeiramente por estimar um cenário médio do escoamento geostrófico associado a BiCSE e origem da CB no período de verão, através de um conjunto de dados termohalinos climatológicos. Objetivamos por fim, obter uma descrição sinótica do escoamento geostrófico associado ao sítio de origem da CB. Para tanto, dispomos de um conjunto de dados composto por amostragem quase-sinótica de dados termohalinos (via CTD) e de velocidade (via ADCP de casco) simultaneamente, entre os paralelos de 10°S e 20°S. Tais observações são oriundas da Operação Oceano Leste II (OEII), realizada pela Marinha do Brasil em março de 2005. Conduzimos a investigação a partir de um método científico que entendemos não ter sido ainda empregado para os escoamentos ao largo da costa brasileira. Tal método consiste no Método Dinâmico Referenciado, que combina dados termohalinos e de velocidades observadas para estimar velocidades geostróficas absolutas, que são livres da dependência de um *nível de movimento nulo* imposto pelo Método Dinâmico Clássico. Este método substitui o *nível de movimento nulo* por um *nível de velocidades conhecidas*, que correspondem às velocidades medidas diretamente pelo ADCP de casco. Encontramos para o cenário climatológico de verão, a assinatura da BiCSE em 9°S para

superfície, em 12°S para 200 m, em 20°S para 500 m e em 23°S para 800 m. Confirmamos informações da literatura sobre sua migração meridional com o aumento da profundidade. Identificamos também o cenário médio de origem e organização da CB e da Sub-corrente Norte do Brasil (SNB) nos níveis citados, os quais subsidiarão a análise dos campos sinóticos. Os campos sinóticos confirmaram os resultados médios da climatologia. Em superfície, não observamos sinais da BiCSE no interior da área de estudo, e mostramos que na ocasião da OEII, a CB se origina ao norte de 10°S e começa sua organização ainda distante da margem continental. Em 150 m, identificamos a assinatura da BiCSE em 14,5°S, e em 500 m, em 20°S. Sugerimos então que a origem da CB enquanto corrente de contorno oeste, fluindo junto à margem continental leste brasileira, se localiza em 14,5°S. Concluindo, a CB se organiza ao norte de 10°S e flui distante da margem continental como uma corrente fraca e rasa, atingindo no máximo os 100 primeiros metros de profundidade. Esta corrente atinge o contorno oeste em 14,5°S e flui em direção ao sul seguindo as isobatimétricas. Ao longo deste caminho, apresenta meandros vigorosos, em particular, anticiclones. Estes anticiclones parecem estar associados a feições topográficas relevantes da área, tais quais os Bancos de Royal Charlotte e de Abrolhos. As velocidades da CB aumentam em intensidade e a corrente ganha espessura vertical até 20°S. A SNB parece se originar em 20°S, com núcleo situado em 700 m. Esta corrente segue viagem rumo ao norte de forma que seu núcleo se torna cada vez mais raso, e suas velocidades cada vez maiores, até deixar o domínio em 10°S. Nesta latitude, seu núcleo se localiza a 250 m de profundidade.

Abstract

The origin of Brazil Current (BC) is associated with the bifurcation of the southern branch of the South Equatorial Current (BiSEC). The BC then flows south bordering the Brazilian continental margin. Inferences on the BC origin site as well as its organization as a western boundary current are based in large scale patterns of the BiSEC. There is a lack of details on the location of the BC and the possible mesoscale activity related to its formation. While the BC meandering off the Southeastern and Southern Brazilian continental margin has been widely reported in the literature, no information is available for the BC structure and its meanders off the Brazilian Eastern margin. The motivation and main goal of this work is to describe the mesoscale scenario associated with the BC formation and organization as a boundary current. In order to reach this goal, we opted to first build a climatological geostrophic picture of the BiSEC and BC origin for the summer using solely termohaline data. Following such investigation, we analyzed data from an oceanographic cruise conducted by the Brazilian Navy that consisted of simultaneous CTD profiling and vessel-mounted ADCP velocity measurements, also for the summer period. The quasi-synoptic data analysis was conducted using a method that has not been employed for flows along the Brazilian continental margin: the ADCP-referenced dynamic method. Unlike the traditional dynamic method, ADCP velocities are used to reference the CTD-derived baroclinic velocities and to obtain a total geostrophic velocity field. In the climatological data analysis, the relative geostrophic current patterns exhibited a BiSEC signature at 9°S for surface, at 12°S for 200 m, at 20°S for 500 m and 23°S for 800 m. We thus confirmed information of the literature about the southward migration of the BiSEC structure with depth. We also identified the summer mean scenario for the BC and North Brazil Undercurrent (NBUC) formation. The quasi-synoptic total velocity fields confirmed the relative cli-

matological fields. At surface, we found no signature of the BiSEC within the cruise sampled area. The BC was originated north of 10°S and seemed to start flowing, as a weak current with vertical extension less than 100 m deep, distant from the western boundary. At 150 m (500 m), the BiSEC signature was evident at 14.5°S (20°S). We thus suggest that the synoptic BC origin as a western boundary current was located at around 14.5°S. We can summarize our findings describing that the BC organized itself as a weak and shallow current at around 10°S. At 14.5°S, the BC attached itself to the continental margin and flew following the bathymetric contours. As it flows south, it meandered vigorously and frontal anticyclones were present off the main topographic features of the Eastern coast: the Royal Charlotte and the Abrolhos Banks. In its path southward, the BC was intensified and extended vertically. It seemed that NBUC was originated at around 20°S with a velocity core centered at 700 m. As this undercurrent flows northward, it increased transport and its velocity core became shallower. At the northern portion of the study area, the NBUC core reached the depth of 250 m.

Lista de Figuras

1.1	Síntese da origem e do escoamento da CB ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de <i>Stramma & England</i> [1999].	4
1.2	Síntese da origem e do escoamento de CCI, SNB e CNB ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de <i>Stramma & England</i> [1999].	5
1.3	Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de <i>Stramma & England</i> [1999].	6
1.4	Anomalia do geopotencial média anual ($\times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e fluxo geostrófico relativo a 1000 dbar em 0, 100, 200, 400, 600 e 800 m no Atlântico Sul de acordo com <i>Rodrigues et al.</i> [2006]. Os círculos pretos representam a localização da BiCSE.	8
1.5	Resumo esquemático do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo do sudeste brasileiro, de acordo com <i>Mattos</i> [2006]. 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 da CB, evidenciando a separação parcial desta do contorno oeste.	10
1.6	Fisiografia da margem continental e bacia abissal adjacente a costa leste brasileira, extraída da base de dados ETOPO 2.	12
1.7	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 19°S, em outubro de 2001, segundo <i>Soutelino</i> [2005].	13

1.8	Função de corrente geostrófica em 10 m de profundidade, relativa a 1000 dbar, evidenciando a circulação ao largo do Banco de Abrolhos e adjacências, segundo <i>Silveira et al.</i> [2006]. Painel superior: setembro de 2004; painel inferior: março de 2005.	14
1.9	Seção vertical de velocidades geostróficas relativas a 1000 dbar em 10,5°S. Valores positivos para o norte. Adaptado de <i>Silveira et al.</i> [1994].	16
1.10	Seção vertical de velocidades (ADCP de casco) em 10°S. Valores positivos para o norte. Adaptado de <i>Stramma et al.</i> [1995].	16
1.11	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 10°S, segundo <i>Soutelino</i> [2005]. Valores positivos para o norte.	17
1.12	Seção vertical de velocidades médias observadas em 11°S, segundo <i>Schott et al.</i> [2005]. Valores positivos para o norte.	17
2.1	Campos anuais em superfície da base climatológica WOA2001 [<i>Boyer et al.</i> , 2005]: [superior] temperatura; [inferior] salinidade.	22
2.2	Painel esquerdo: Distribuição das estações hidrográficas realizadas durante a OEII pela Marinha do Brasil, entre fevereiro e março de 2005. Painel direito: Representação geográfica dos trechos onde o ADCP obteve perfis de velocidade.	24
2.3	Perfil de temperatura referente aos primeiros 120 m de uma estação oceânica da OEII, exemplificando duas etapas do tratamento básico dos dados termohalinos.	26
2.4	Aspectos geométricos e trigonométricos do sistema de aquisição de dados via ADCP de casco. Painel superior: plano horizontal. Painel inferior: plano vertical.	29
2.5	Representação esquemática da ocorrência de erros durante a remoção do vetor velocidade do navio, provocados por limitações associadas ao funcionamento da GIRO.	30
2.6	Localização geográfica dos potenciais pontos de calibração “Watertracking” encontrados ao longo da derrota do navio durante a OEII.	35
2.7	Representação gráfica da função densidade de probabilidade associada a população de parâmetros de calibração λ estimados ao longo da OEII.	35

2.8	Comparação qualitativa entre os dados de ADCP brutos (painel superior) e após o pré-processamento (painel inferior). Estão representados os vetores de velocidade em aproximadamente 80 m de profundidade. Os círculos amarelos indicam a posição das estações oceanográficas realizadas durante a OEII.	38
3.1	Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados do WOA2001. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.6 (linha vermelha), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 488 \text{ km} \approx 4,4^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,105$	46
3.2	Representação da grade para interpolação dos campos de $\psi_{(p_0/p)}$ da climatologia WOA2001 sobreposta ao mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por \mathcal{AO} : $l_c = 4,4^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,105$. A área correspondente aos domínios geográficos da OEII está envolta pela caixa vermelha.	47
3.3	Representação idealizada de um perfil de velocidade típico da costa brasileira evidenciando as diferenças entre métodos \mathcal{MDC} e \mathcal{MDR} . O painel esquerdo representa um perfil de velocidade geostrófica calculada através do \mathcal{MDC} com $\text{NR} = 1000 \text{ dbar}$, o painel central exemplifica o caso do $\text{NR} = 150 \text{ dbar}$ e o painel direito mostra como se dá a aplicação do \mathcal{MDR}	49
3.4	Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados da OEII. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.6 (linha vermelha), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 95 \text{ km} \approx 1^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,19$	54
3.5	Representação da grade para interpolação dos campos da da OEII sobreposta ao mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por \mathcal{AO} : $l_c = 1^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,19$	55
3.6	Campos idealizados de velocidade não-divergente ilustrando os cálculos correspondentes ao \mathcal{MDR} . O painel superior esquerdo idealiza a velocidade geostrófica em 10m calculada com $\mathcal{NR} = 150\text{m}$. O painel superior direito idealiza a velocidade observada via ADCP de casco em 150m, após remoção da componente divergente. O painel inferior mostra o campo final, resultado da soma vetorial dos anteriores.	57

4.1	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 20 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.	60
4.2	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 200 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.	61
4.3	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 500 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.	62
4.4	Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 800 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.	63
4.5	Vetores de velocidade observada via ADCP de casco em 150 m de profundidade durante a OEII. Estes vetores consistem nas velocidades após a rotina de pré-processamento descrita no Capítulo 2.	68
4.6	Campo horizontal de função de corrente geostrófica absoluta ψ_{tot} a 20 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 100 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot}	71
4.7	Campo horizontal de função de corrente geostrófica absoluta ψ_{tot} a 150 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 150 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot}	72

4.8	Campo horizontal de função de corrente geostrófica absoluta ψ_{tot} a 200 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 200 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot}	73
4.9	Campo horizontal de função de corrente geostrófica absoluta ψ_{tot} a 500 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 500 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot}	74
4.10	Campo horizontal de função de corrente geostrófica absoluta ψ_{tot} a 800 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 800 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot}	75
4.11	Campos horizontais de ψ em 20 m de profundidade. Painel superior: ψ calculado através do MDC , relativo a 1000 dbar, segundo os resultados de <i>Silveira et al.</i> [2006] para o Cruzeiro Abrolhos 2 (verão de 2005). Painel inferior: ψ calculado através do MDR , oriundo dos dados da OEII (verão de 2005).	77
4.12	Campos horizontais de ψ em 200 m de profundidade. Painel superior: ψ calculado através do MDC , relativo a 1000 dbar, segundo os resultados de <i>Silveira et al.</i> [2006] para o Cruzeiro Abrolhos 2 (verão de 2005). Painel inferior: ψ calculado através do MDR , oriundo dos dados da OEII (verão de 2005).	81
5.1	Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico ao largo da costa leste brasileira, em 20 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos o escoamento da CB em todo o domínio investigado, associado a uma intensa atividade de meso-escala. Destacamos que esta corrente se une à margem continental em aproximadamente 14,5°S. São evidenciadas as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI), Vórtice de Royal-Charlotte (VRC) e Vórtice de Abrolhos (VAb).	85

5.2	Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo da costa leste brasileira, em 150 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos a assinatura sinótica da chegada da CSE e de sua bifurcação aproximadamente no paralelo de 14,5°S. São evidenciados também os escoamentos da CB e SNB neste nível. Destacamos ainda as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI), Vórtice de Royal-Charlotte (VRC) e Vórtice de Abrolhos (VAb).	86
5.3	Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo da costa leste brasileira, em 500 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos a assinatura sinótica da origem, organização e escoamento da SNB. Destacamos ainda as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI) e o Vórtice de Royal-Charlotte (VRC).	87
5.4	Seção vertical de velocidades geostróficas absolutas, baseadas no cálculo do \mathcal{MDR} , em 10,5°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.	89
5.5	Seção vertical de velocidades geostróficas absolutas, baseadas no cálculo do \mathcal{MDR} , em 17°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.	91
5.6	Seção vertical de velocidades geostróficas absolutas, baseadas no cálculo do \mathcal{MDR} , em 19°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.	92

Lista de Tabelas

4.1	Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ climatológico de verão (WOA2001) no que se refere à localização e migração vertical da BiCSE.	65
5.1	Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ no que se refere às diferentes características da CB ao longo da costa leste brasileira. Adicionalmente, comparamos os resultados aqui encontrados com àqueles oriundos de trabalhos anteriores.	93
5.2	Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ no que se refere às diferentes características da SNB ao longo da costa leste brasileira. Adicionalmente, comparamos os resultados aqui encontrados com àqueles oriundos de trabalhos anteriores.	94

Capítulo 1

Introdução

1.1 Contextualização Teórica

Dois terços da superfície do globo terrestre são ocupados pelos oceanos. As dimensões das bacias oceânicas são de escala planetária, assim como o ar atmosférico que está em nossa volta. Sem a atmosfera e os oceanos não haveria vida em nosso planeta. Os movimentos dos fluidos nesses sistemas são de vital importância e entendê-los é uma necessidade [Cushman-Roisin, 1994]. Estes dois grandes compartimentos do globo estão em constante movimento, o qual é governado por leis físicas que se aplicam a estes fluidos. A *Oceanografia Física* se destina a estudar os mais diversos movimentos que ocorrem nos oceanos, desde as ondas de gravidade de superfície que vemos quebrar nas praias até as grandes correntes oceânicas que se estendem por milhares de quilômetros. Os movimentos no oceano são basicamente governados por uma equação de natureza vetorial, a Equação de Navier-Stokes, que traduz a segunda lei de Newton aplicada aos fluidos.

Devido à elevada diversidade dos fenômenos que ocorrem nos oceanos, não existe uma solução geral para a Equação de Navier-Stokes. Por consequência, para que possamos estudar cada fenômeno oceânico, existe a necessidade de promover simplificações matemáticas/físicas que viabilizem o estudo e o entendimento de cada tipo de movimento em particular. Com isso, torna-se comum a divisão dos movimentos oceânicos em diferentes escalas espaciais e temporais. Na *Oceanografia Física* atual, tanto para estudos teóricos quanto para análises observacionais ou simulações

numéricas, é comum dividir os movimentos usualmente em quatro escalas fenomenológicas: **micro, pequena, meso e grande escalas**.

Os movimentos ditos de **pequena escala** são os que possuem comprimento típico de poucos metros a algumas dezenas de quilômetros e períodos de variabilidade de poucos segundos até diária. Neste tipo de movimento, por exemplo, o efeito da rotação da Terra se torna irrelevante dinamicamente, como é o caso das ondas curtas de gravidade de superfície, anteriormente citadas. Os movimentos de **meso-escala** começam a sofrer influência da rotação da terra, dada sua dimensão e período de variabilidade, que são respectivamente da ordem de centenas de quilômetros e até centenas de dias. É o caso das correntes de contorno (oeste e leste), meandros, vórtices, bifurcações, retroflexões, etc. A terceira é a **grande escala**, que contém os movimentos em escala de bacia oceânica, da ordem de milhares de quilômetros de comprimento e de caráter temporal superiores a uma centena de dias.

Em todas as escalas mencionadas, a circulação atmosférica é uma importante forçante geradora dos movimentos. Modelos teóricos foram desenvolvidos e puderam explicar determinados tipos de movimento nos oceanos. Uma das primeiras teorias importantes desenvolvidas no tocante à explicação física de movimentos observados no oceano mundial, através de simplificações do sistema de equações governantes para movimentos de grande escala, foi a de *Sverdrup* [1947]. Este autor mostrou como o oceano responde aos centros de alta pressão atmosférica de latitudes subtropicais que sopram sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico, sul e norte. A resposta, **indiretamente**, acaba sendo a geração de uma circulação com giro anticiclônico no oceano superior, e são comumente referidos como *Giros Subtropicais*. Estes giros de circulação oceânica já tinham sido observados antes do desenvolvimento da teoria de *Sverdrup* [1947]. Eles eram identificados observacionalmente, através dos métodos disponíveis na época.

Os giros oceânicos, diferentemente dos atmosféricos, são assimétricos, de forma que as correntes no lado oeste dos oceanos são confinadas em um jato estreito e mais intenso do que no restante do giro, sendo denominadas *Correntes de Contorno Oeste* (CCOs) [*Stommel*, 1948; *Munk*, 1950]. Na seção seguinte revisaremos o conhecimento adquirido até a presente data sobre a circulação de **grande escala** no Atlântico Sul.

1.2 Padrões de Circulação de Grande Escala no Atlântico Sul

No Oceano Atlântico Sul, a circulação de grande escala nos primeiros 1000 m é dada por um grande giro anticiclônico, que de acordo com *Stramma & England* [1999] é limitado meridionalmente pela Corrente do Atlântico Sul em seu limite sul e a Corrente Sul Equatorial (CSE) em seu limite norte. A borda leste desse oceano é ocupada pela Corrente de Benguela. A CCO que completa o giro é a Corrente do Brasil (CB).

Apesar de parecer um padrão simples de escoamento, a chegada da CSE na margem continental brasileira é complexa. Ao atingir a margem continental, esta corrente é forçada a se bifurcar. Tanto o giro subtropical quanto a bifurcação da CSE (BiCSE) situam-se geograficamente em localidades diferentes em cada nível de profundidade, originando um complexo padrão de circulação, com diversas CCOs. A CSE é descrita por *Wienders et al.* [2000] como um fluxo para oeste horizontalmente extenso, cruzando o Oceano Atlântico até a costa brasileira.

De forma a simplificar a descrição desses padrões, dividiremos a porção do oceano sobre a margem continental brasileira em três camadas principais, conforme descrito nos esforços de *Stramma & England* [1999]. Denominaremos camada de superfície, os primeiros 150 m de coluna de água; picnoclina, entre 150 e 500 m; e de camada intermediária, entre 500 e 1000 m. Estes domínios verticais, estão associados às principais massas de água do oceano superior no Atlântico Sul, sendo a Água Tropical (AT) na superfície, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na camada da picnoclina e a Água Intermediária Antártica (AIA) na camada intermediária.

Ainda, é comumente observado na literatura a divisão da CSE em três ramos principais [*Stramma*, 1991]: o ramo norte (CSEn), o ramo central (CSEc) e o ramo sul (CSEs). No decorrer da presente dissertação, toda a descrição acerca da BiCSE referir-se-á à CSEs. Segundo *Stramma & England* [1999], A porção de superfície deste ramo atinge a margem continental brasileira em torno de 15°S. Em nível picnoclínico, isto ocorre em 20°S. Em nível intermediário, aproximadamente em 25°S.

Em todas as camadas, há assinatura de que a CSEs se bifurca em duas CCOs: uma seguindo em direção ao equador, e outra seguindo em direção ao pólo sul. Isto forma

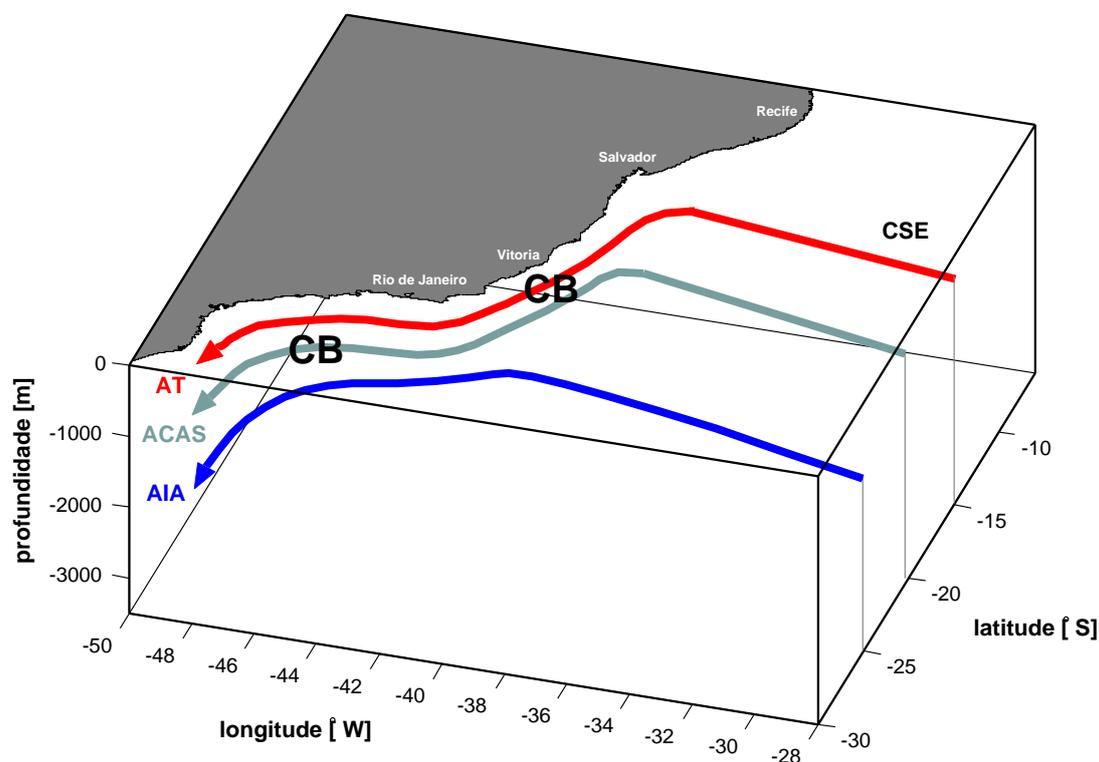


Figura 1.1: Síntese da origem e do escoamento da CB ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de *Stramma & England* [1999].

um complexo e estratificado sistema de escoamento. Tal sistema é composto pela CB, pela Corrente de Contorno Intermediária (CCI), pela Sub-corrente Norte do Brasil (SNB) e pela Corrente Norte do Brasil (CNB).

A CB, originada através da BiCSE em superfície, em 15°S , flui para sul ocupando a camada de superfície até os entornos de 20°S , onde recebe um aporte da BiCSE em nível picnoclínico, espessando-a verticalmente. Em 25°S , a CB recebe um novo aporte, dessa vez da BiCSE em nível intermediário, e passa a fluir para sul ocupando praticamente toda a coluna de água do oceano superior (Figura 1.1).

A CCI se origina através da BiCSE em nível intermediário ao sul de 25°S , flui para norte ao longo do contorno oeste, até que em 20°S recebe o ramo norte da BiCSE em nível picnoclínico. Com a adição deste escoamento, passa a ser denominada SNB. O ramo norte da BiCSE em superfície soma-se ao fluxo da SNB e forma a CNB ao norte de 10°S (Figura 1.2).

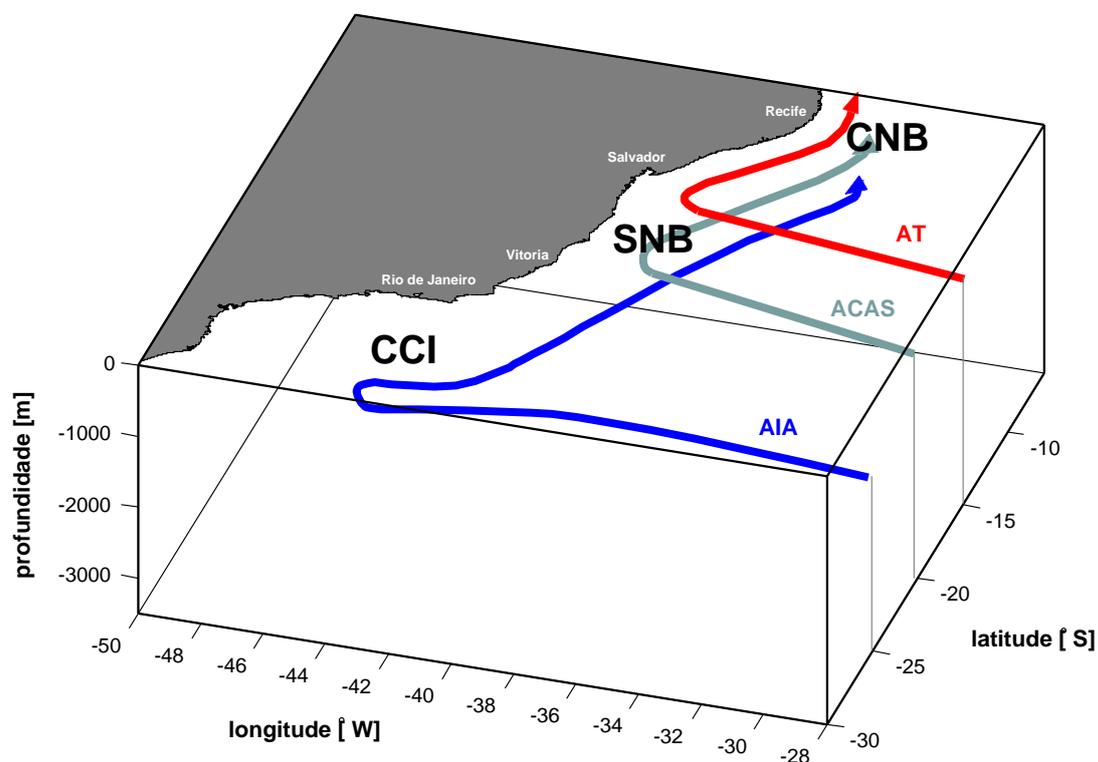


Figura 1.2: Síntese da origem e do escoamento de CCI, SNB e CNB ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de *Stramma & England* [1999].

Existe uma variabilidade temporal relativa à localização deste sistema de bifurcação, o que pode ter implicações na variabilidade climática global. Isto se dá porque o sistema CSE-SNB-CNB é o principal condutor para o retorno de águas da *Célula de Revolvimento Meridional* (CRM) [Talley, 2003; Ganachaud, 2003; Lumpkin & Speer, 2003]. A localização precisa da BiCSE pode prover informações acerca da quantidade de água que é exportada para o Atlântico Norte e recircula no giro subtropical.

Existe ainda uma quarta camada que devemos considerar, que ocupa as porções do sopé continental e parte da planície abissal: é a camada profunda. Esta é composta por três massas de água: a Água Circumpolar Superior (ACS), a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a Água Circumpolar Inferior (ACI). Apesar de ser considerada uma massa de água profunda, a ACS parece fluir de forma consonante à AIA e consiste no limite inferior do Giro Subtropical [Stramma & England, 1999; Mémerly *et al.*, 2000]. Devido ao desconhecimento dos padrões associados à ACS próximo ao

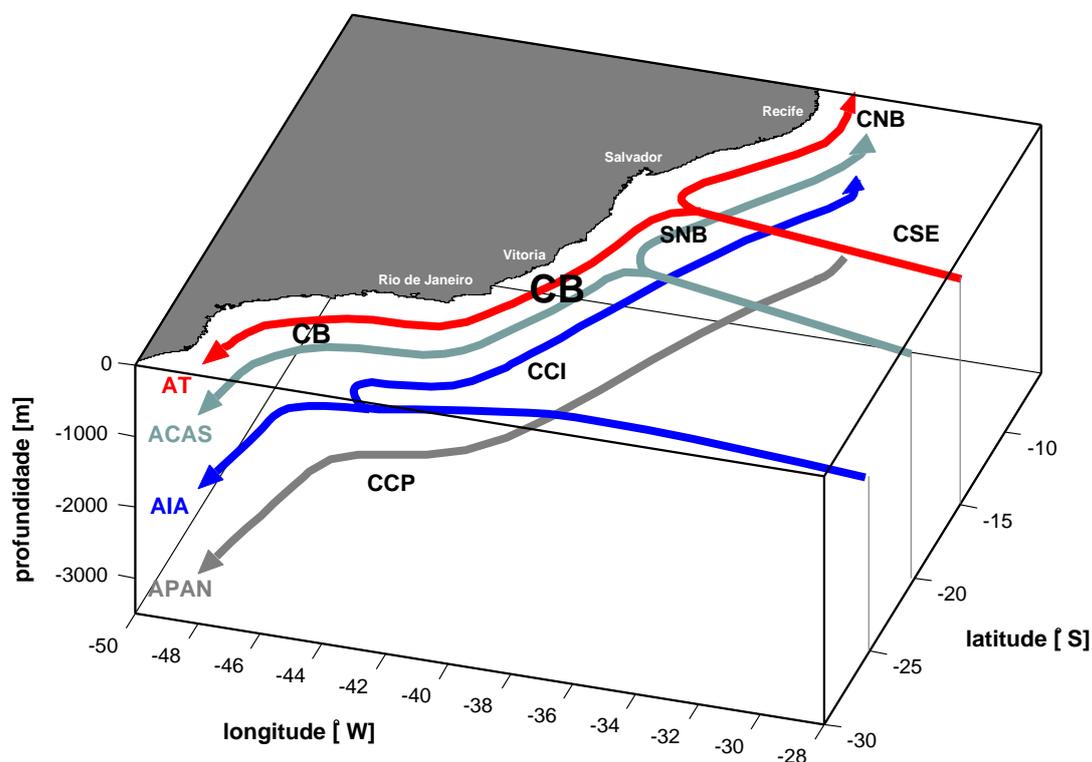


Figura 1.3: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de *Stramma & England* [1999].

contorno oeste, consideraremos-os similares ao da AIA neste trabalho.

Entre 1500-3000 m, os movimentos da APAN se dão na forma de um escoamento organizado conhecido como Corrente de Contorno Profunda (CCP), que flui para o sul ao largo de todo o contorno oeste abaixo do sistema previamente descrito. Ao sul da BiCSE em nível intermediário, observamos que toda a coluna de água entre a superfície e 3000 m flui integralmente em direção ao pólo sul [*Zemba, 1991; Silveira et al., 2000b*]. Os escoamentos da ACI estão associados aos movimentos da Água de Fundo Antártica (AFA) e será considerado neste trabalho como parte da circulação de fundo. A Figura 1.3 sintetiza o padrão de grande escala de todo este complexo sistema de correntes de contorno oeste, residente na margem continental brasileira.

A BiCSE como uma feição de grande escala foi muito pouco explorada por pesquisadores até a presente data no Atlântico Sul. A primeira suspeita que se gera na busca de uma força controladora de sua posição é a variabilidade associada à localização

da faixa de rotacional nulo da tensão de cisalhamento dos ventos de grande escala que forçam o giro subtropical. Essas faixas, segundo a teoria de *Sverdrup* [1947], delimitam os giros de grande escala forçados pelo vento. Com isso, seria conveniente associar a posição e variabilidade da BiCSE com a localização e variabilidade da faixa de rotacional nulo da tensão de cisalhamento do vento. Porém, *Qu & Lukas* [2003] afirmam que essa faixa de rotacional nulo falha ao explicar a localização e variabilidade desta feição, pois além da teoria de *Sverdrup* [1947] considerar um oceano barotrópico, ela se furta a abordar as trocas entre os giros tropical e subtropical. Estes autores analisaram a eficiência da linha de rotacional nulo do vento como indicador da variabilidade da BiCSE no oceano Pacífico.

O único trabalho até então publicado que buscou fornecer uma descrição detalhada da BiCSE em grande escala e investigar sua variabilidade sazonal deve-se à *Rodrigues et al.* [2006]. Estes autores, através do cálculo de velocidades geostróficas baseadas em um campo de massa climatológico anual para o Atlântico Sul e posteriores experimentos numéricos, confirmaram a migração da BiCSE para sul com o aumento da profundidade (Figura 1.4). Eles dividiram esta migração em 7° de latitude nos primeiros 400 m e mais 6° até os 800 m de profundidade, totalizando 14° nos primeiros 1000 m de coluna de água. Os autores observaram que no Pacífico esta migração não excede 8° , portanto atribuíram à presença da CRM a maior migração para sul observada no Atlântico Sul.

Ainda descrevendo os resultados de *Rodrigues et al.* [2006], destacamos que através de suas simulações numéricas os autores puderam constatar que a variabilidade associada à posição da BiCSE se restringe aos primeiros 400 m da coluna de água, o que corresponde grosseiramente à camada de mistura somada a região da termoclina ventilada. Os autores atribuíram como principal mecanismo controlador dessa variabilidade a tensão de cisalhamento do vento remota, isto é, o efeito do vento em escala de giro subtropical.

Os padrões de escoamento descritos até aqui se referem a um cenário de grande escala, ou seja, o que seria um padrão médio de circulação oceânica. Para entender a complexa dinâmica desse sistema, são necessárias investigações de cunho regional, que explorem em maior riqueza de detalhe a atividade de meso-escala dessas feições.

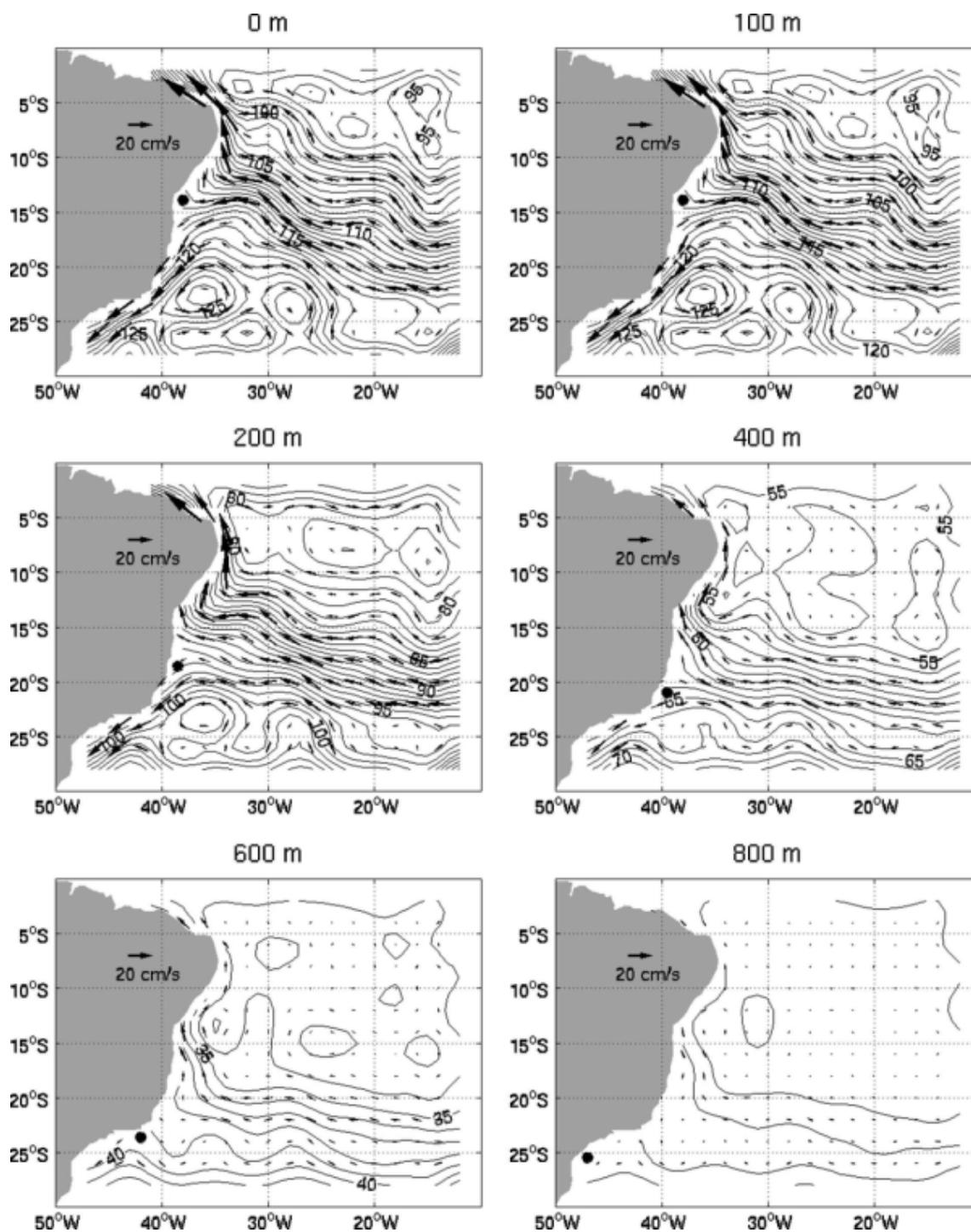


Figura 1.4: Anomalia do geopotencial média anual ($\times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e fluxo geostrófico relativo a 1000 dbar em 0, 100, 200, 400, 600 e 800 m no Atlântico Sul de acordo com *Rodrigues et al.* [2006]. Os círculos pretos representam a localização da BiCSE.

1.3 Padrões Sinóticos de Circulação na Margem Continental Sudeste Brasileira

A circulação de meso-escala ao longo da margem continental brasileira já foi razoavelmente investigada ao largo das costas sul [Olson *et al.*, 1988], sudeste [Silveira *et al.*, 2000b] e nordeste [Silveira *et al.*, 2000a]. São encontradas na literatura informações acerca da estrutura vertical e horizontal, meandramentos e até variabilidade temporal das CCOs para as regiões citadas. Entretanto, a costa leste, sítio de origem da CB, ainda foi muito pouco explorada e inexistem trabalhos de cunho observacional que abordem a descrição das estruturas de meso-escala ligadas à origem e organização da CB.

Estudos descritivos e de processos dinâmicos, relacionados à importante atividade de meso-escala no sudeste, sejam através de manipulação de observações ou por experimentos numéricos, são recentes [Schmid *et al.*, 1995; Lima, 1997; Velhote, 1998; Campos *et al.*, 2000; Calado, 2001; Fernandes, 2001; Silveira *et al.*, 2004; Godoi, 2005; Calado, 2006; Mattos, 2006; Silveira, 2006]. Através da compilação dos principais resultados obtidos pelos autores citados, notamos que há um número razoável de evidências da estrutura tridimensional do sistema de correntes de contorno oeste ao largo do sudeste, e que estas vêm a corroborar os padrões médios descritos por Stramma & England [1999].

Acreditamos ser interessante citar os resultados recentes de Mattos [2006], que confirmou através de dados *in situ* as hipóteses levantadas por Tsuchiya [1985] e Vianna & Menezes [2005], ou seja, a existência de uma célula de recirculação da CB na Bacia de Santos (Figura 1.5). O trabalho de Mattos [2006] mostrou ainda, através da formulação de um modelo quase-geostrófico, que esta célula consiste numa estrutura de grande escala, de caráter quase-estacionário. Este autor sintetiza que o cenário sinótico ao largo do sudeste é composto por estruturas de meso-escala associadas a ondas baroclínicas de vorticidade, e uma estrutura de grande escala mais robusta, associada a célula de recirculação da CB.

Silveira [2006] se dedicou a estudar detalhadamente o Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ, analisando diversos aspectos. Este autor mostrou ser predominantemente baroclínica a estrutura do sistema de correntes, através da comparação de campos de velocidade puramente geostrófica e de velocidade observada diretamente

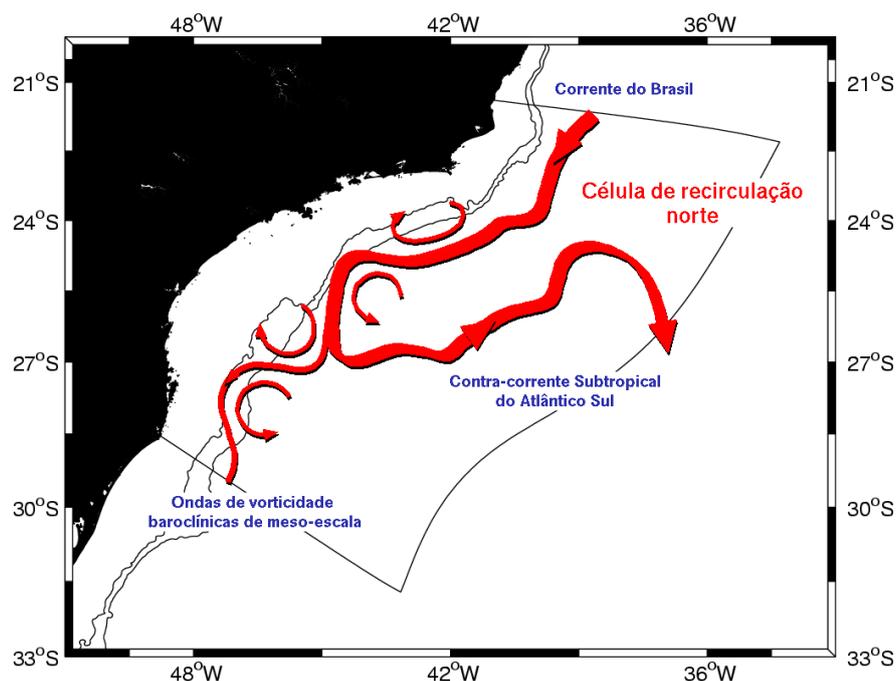


Figura 1.5: Resumo esquemático do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo do sudeste brasileiro, de acordo com Mattos [2006]. As ondas baroclínicas de vorticidade, tipicamente de meso-escala, são representadas pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas. O sinal mais robusto é aquele de grande escala da célula de recirculação da CB, evidenciando a separação parcial desta do contorno oeste.

em uma mesma seção hidrográfica.

Tal resultado é particularmente importante, pois medidas diretas de velocidade são difíceis de serem tomadas no oceano, e esta informação permite que inferências a partir do campo de massa sejam consideradas uma boa representação do escoamento geostrófico total.

Ainda, motivado pelo pequeno número de Rossby encontrado para o sistema em suas análises, o autor aplicou a aproximação quase-geostrófica ao sistema através de uma decomposição modal. Mostrou que na Baía de Campos, este sistema é dominado pelo primeiro modo baroclínico, essencialmente caracterizado pela CB fluindo para sul e a CCI fluindo para norte. O autor explica que a ausência da participação dinâmica da CCP se deve ao fato da presença da feição topográfica conhecida como Platô de São Paulo, afastando-a para o largo. Isto não ocorre em regiões ao norte de 20°S.

A atividade de meso-escala associada à CB, principalmente, já foi investigada por diversos autores, do ponto de vista descritivo e dinâmico no sudeste brasileiro. O vigoroso meandramento da CB é observado desde a costa de Vitória até a Baía de

Santos, com a descrição de vórtices recorrentes, como o Vórtice de Vitória [Schmid *et al.*, 1995], o Vórtice de São Tomé [Calado *et al.*, 2006] e o Vórtice de Cabo Frio [Calado, 2006]. Ademais, Campos *et al.* [1995] e Pereira [2005] descreveram evidências de formação de um dipolo vortical nas imediações de Cabo Frio e na Bacia de Santos.

Alguns trabalhos se dedicaram a investigar as causas dinâmicas do meandramento da CB. Seguindo a vertente de pesquisa voltada à simulação numérica de processos oceânicos, podemos destacar alguns poucos trabalhos, como Velhote [1998], Gonçalves [2000] e Calado [2001]. Esse último buscou, através de simulações numéricas prognósticas com o *Princeton Ocean Model* (POM) [Blumberg & Mellor, 1987], compreender o papel da mudança de orientação da costa e quebra de plataforma nas proximidades de Cabo Frio na geração e crescimento dos meandros baroclínicos da CB. O autor, então, conduziu simulações empregando configurações batimétricas distintas, ora realista, ora idealizada onde o talude continental fora aproximado por uma parede vertical que se estendia até uma bacia abissal de 2000 m de profundidade. Este autor mostrou que os meandros gerados são mais sensíveis à mudança de orientação da costa do que às mudanças de topografia. 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.

Soares [2007] conduziu um experimento idealizado buscando investigar a influência do Banco de Abrolhos na instabilidade do Sistema Corrente do Brasil ao sul de 20°S, e tinha como hipótese que esta feição topográfica poderia ser um mecanismo de disparo para o meandramento subsequente. O autor realizou experimentos prognósticos partindo de uma base de dados climatológica, adicionando modelos paramétricos para incluir o padrão de meso-escala do sistema de correntes de contorno. Seus resultados mostraram que uma topografia semelhante a da região pode favorecer a ocorrência de instabilidades que geram o meandramento observado no sudeste.

Até esta parte deste capítulo, procuramos sintetizar o conhecimento adquirido até a presente data sobre o escoamento de contorno oeste na costa sudeste brasileira. Já adiantando que a porção oceânica adjacente à costa leste é nosso objeto de estudo, dedicaremos-nos a seguir a detalhar o estado da arte da região de interesse.

1.4 Padrões Sinóticos de Circulação na Margem Continental Leste Brasileira

A margem continental leste brasileira é definida oceanograficamente entre a Cadeia Vitória-Trindade (21°S) e a foz do Rio São Francisco (10,5°S). A região abriga um dos ecossistemas mais complexos e biodiversos do planeta: o sistema coralíneo do Banco de Abrolhos. Geomorfologicamente, a região apresenta características peculiares que influem diretamente no escoamento de correntes oceânicas. A plataforma continental é estreita em sua maior parte. Expande-se e atinge mais de 200 km na região do Banco de Abrolhos [Zembruski, 1979]. O talude é bastante mais íngreme se comparado com a região sudeste. A topografia da bacia abissal se intercala com bancos que se estendem até as proximidades da superfície, com declividades acentuadas. Essa complexa topografia é ilustrada na Figura 1.6.

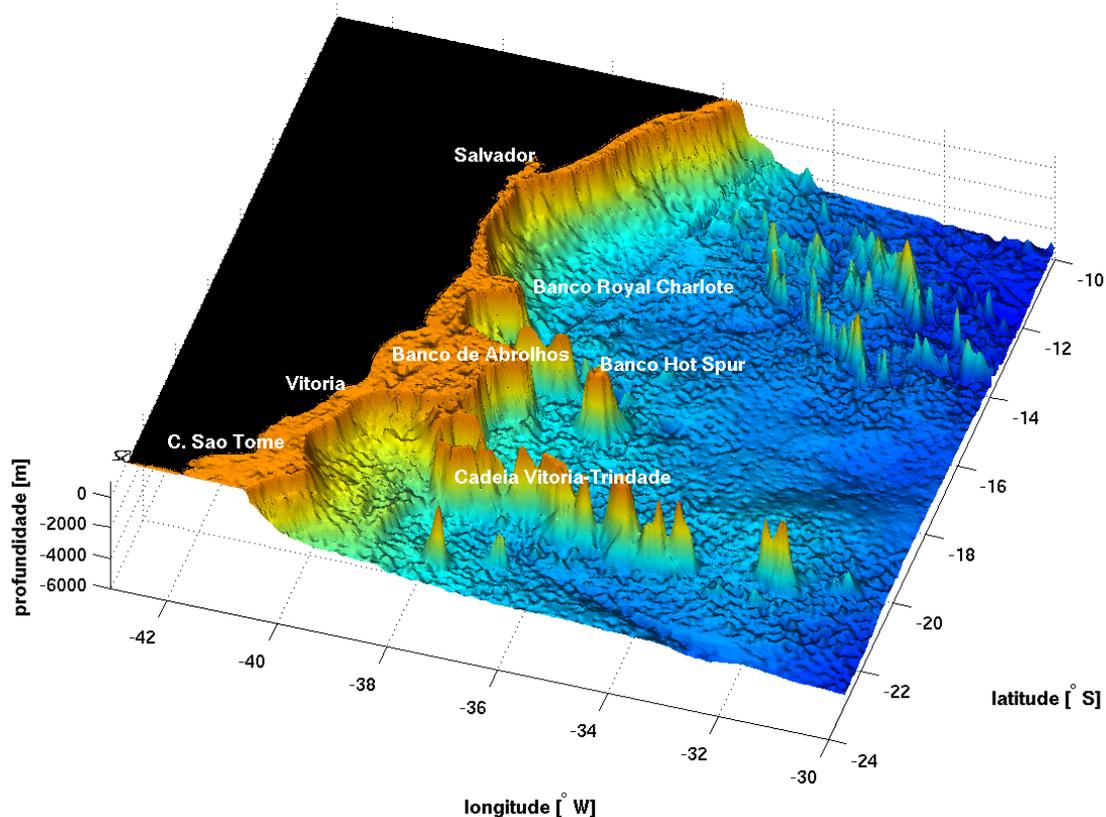


Figura 1.6: Fisiografia da margem continental e bacia abissal adjacente a costa leste brasileira, extraída da base de dados ETOPO 2.

Sintetizemos o que consta na literatura a respeito da circulação de meso-escala nesta região topograficamente complexa. Dentre os poucos trabalhos, podemos evidenciar o pioneirismo de *Miranda & Castro* [1981], que amostraram uma CB baroclínica mais rasa do que a descrita no sudeste, através do campo de massa obtido por garrafas de Nansen, atravessando uma radial hidrográfica localizada em 19°S. Estes utilizaram o *Método Dinâmico Clássico* [*Sandström & Helland-Hansen*, 1903] com um nível de referência situado em 480 dbar em média. A CB amostrada tinha velocidades máximas da ordem de $0,72 \text{ m s}^{-1}$ em seu núcleo na superfície, e transportava para o sul 6,5 Sv.

Mais recentemente, nos mesmos 19°S, *Soutelino* [2005] descreveu uma estrutura da CB muito semelhante (Figura 1.7), nesta ocasião utilizando um conjunto de dados de alta resolução vertical, obtidos por CTD em outubro de 2001. Sua estratégia para o cálculo das velocidades baroclínicas foi o uso da versão seccional do *Princeton Ocean Model* (POMsec), que calculava as velocidades sem dependência de um nível de referência. Foi encontrada uma CB fluindo para sul com núcleo em superfície e espessura vertical de 300 m. Suas velocidades máximas eram da ordem de $0,6 \text{ m s}^{-1}$ e transportava 5,1 Sv.

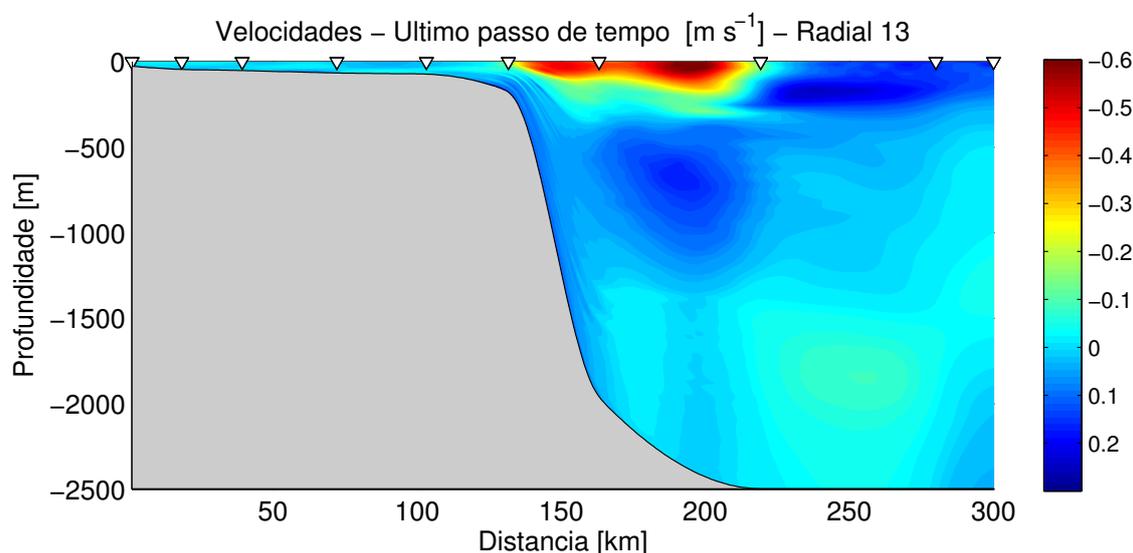


Figura 1.7: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 19°S, em outubro de 2001, segundo *Soutelino* [2005].

O autor pôde também observar uma corrente de contorno oeste fluindo logo abaixo, em sentido oposto, o qual sugeriu ser a SNB após perceber que esta transportava ACAS em direção ao norte. Esta corrente tinha núcleo em aproximadamente 700 m de pro-

fundidade e seu fluxo se estendia até 1300 m. As velocidades máximas eram da ordem de $0,25 \text{ m s}^{-1}$ e o transporte para norte, de 4,1 Sv. Apesar de não ter sido abordado pelo autor em seu trabalho, inspecionando a Figura 1.7 encontramos um fluxo para norte com intensidade comparável a da CB, sugerindo a existência de um anticiclone.

Provavelmente, este mesmo anticiclone foi também capturado por *Silveira et al.* [2006], através de uma análise geostrófica tridimensional com o auxílio de dados hidrográficos obtidos em uma grade horizontal de alta resolução ($18\text{-}21^\circ\text{S}$), na região de Abrolhos no verão de 2005 (Cruzeiro Abrolhos 2). Nesta ocasião, os autores puderam observar a estrutura completa deste possível vórtice, residente ao largo do Banco de Abrolhos (Figura 1.8). Por consequência, denominaram-no de Vórtice de Abrolhos (VAb). *Silveira et al.* [2006] ainda tiveram a oportunidade de amostrar a região novamente no inverno de 2004 (Cruzeiro Abrolhos 1), quando encontraram um padrão não-meandrante, propondo o seguinte cenário. Ao sul de 15°S , a CB é uma corrente rasa, estreita, e transporta cerca de 1,5-3 Sv para o sul, junto à quebra de plataforma e com velocidade máxima da ordem de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. A SNB flui em direção oposta, entre 200-1200 m de profundidade transportando cerca de 12,3 Sv para o norte, com $0,3 \text{ m s}^{-1}$ em seu núcleo. Mais ao sul, a CB se trifurca ao atravessar a Cadeia Vitória-Trindade. Após essa passagem, ocorre a reorganização da CB dentro do Embaiamento do Espírito Santo, podendo ela então assumir um padrão meandrante (Vórtice de Vitória, *Schmid et al.* [1995]) ou um padrão de jato [*Evans et al.*, 1983].

Há uma lacuna de informação na literatura, entre $10\text{-}17^\circ\text{S}$. Em aproximadamente 10°S , quatro trabalhos [*Silveira et al.*, 1994; *Stramma et al.*, 1995; *Soutelino*, 2005; *Schott et al.*, 2005] descreveram de forma muito semelhante a estrutura vertical do sistema de correntes, com uma SNB centrada em 200 m, e aparente ausência da estrutura da CB. Estes autores inferiram as velocidades através de quatro metodologias diferentes: o Método Dinâmico Clássico, referenciado em 1000 dbar [*Silveira et al.*, 1994] (Figura 1.9); medidas diretas de velocidade via ADCP de casco [*Stramma et al.*, 1995] (Figura 1.10); aplicação do POMsec a dados hidrográficos [*Soutelino*, 2005] (Figura 1.11) e fluxo médio a partir de uma seção de fundeios em 11°S entre 2000 e 2004 [*Schott et al.*, 2005] (Figura 1.12). Destacamos que estes últimos autores tiveram ainda a oportunidade de registrar a presença da CCP, fluindo para sul em torno de 2000 m.

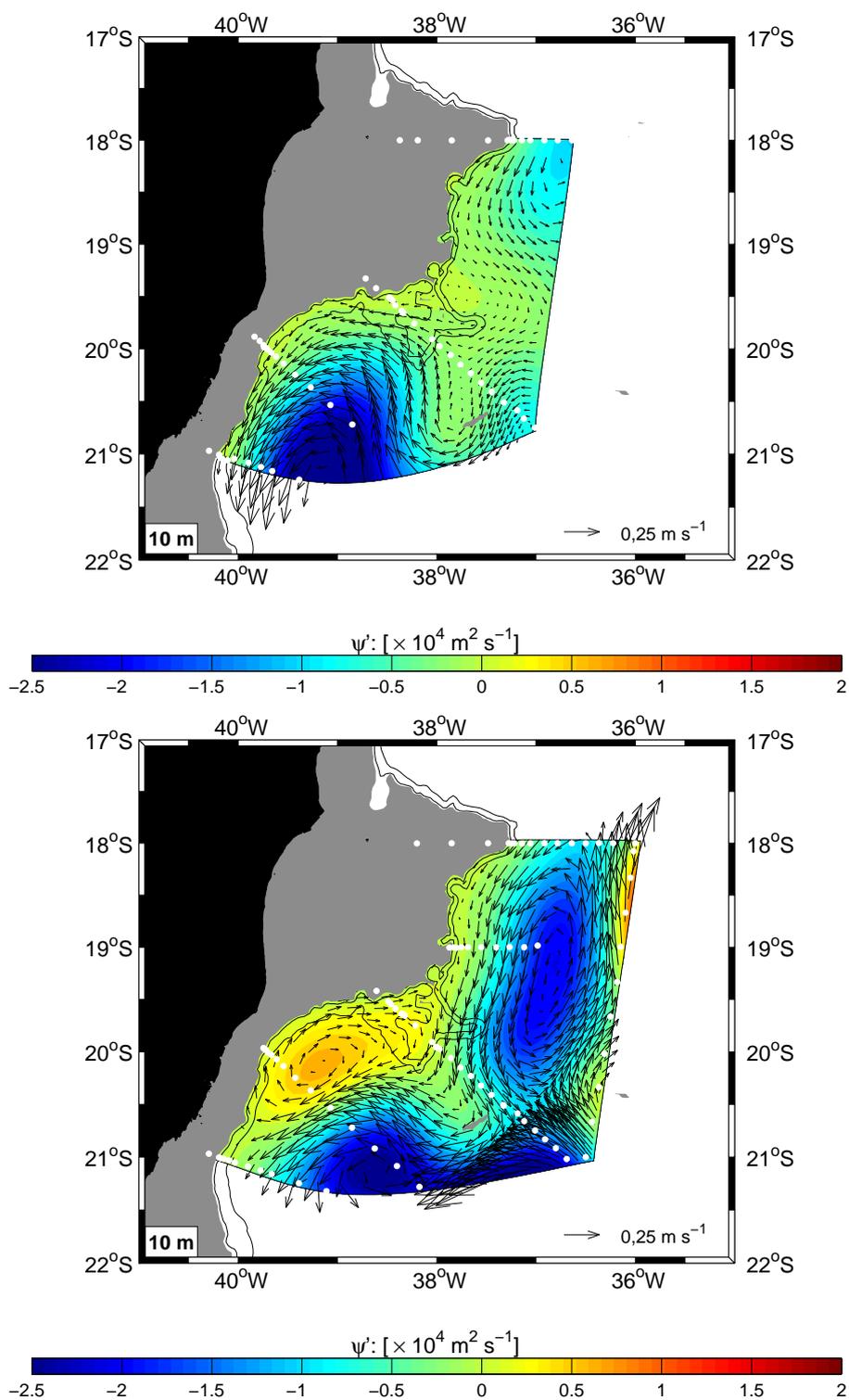


Figura 1.8: Função de corrente geostrófica em 10 m de profundidade, relativa a 1000 dbar, evidenciando a circulação ao largo do Banco de Abrolhos e adjacências, segundo *Silveira et al.* [2006]. Painel superior: setembro de 2004; painel inferior: março de 2005.

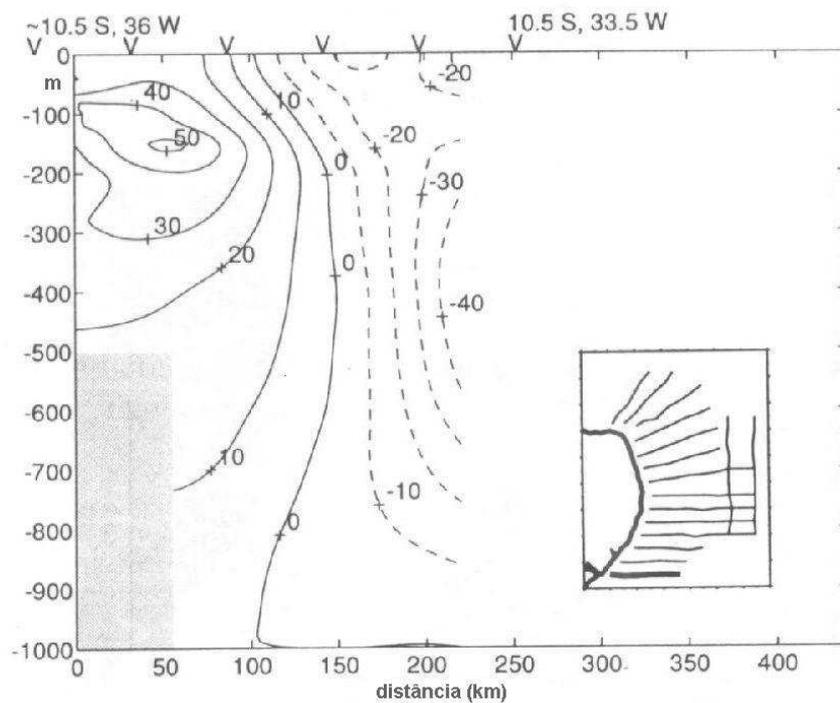


Figura 1.9: Seção vertical de velocidades geostróficas relativas a 1000 dbar em 10,5°S. Valores positivos para o norte. Adaptado de *Silveira et al.* [1994].

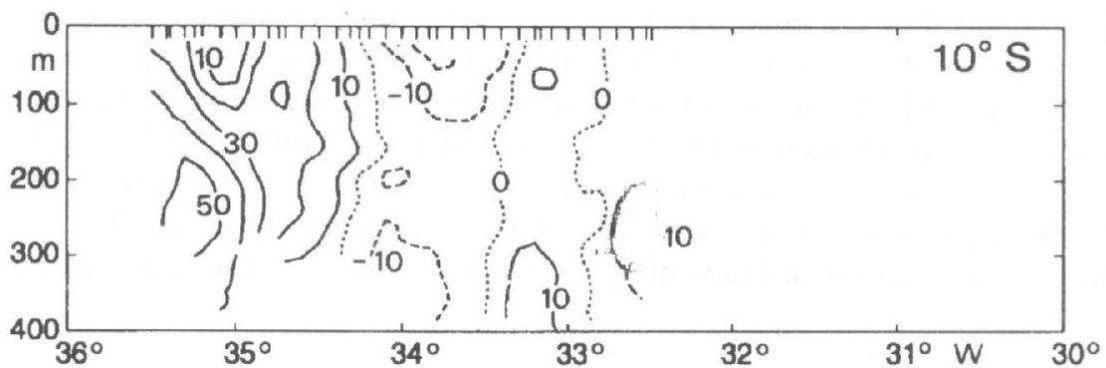


Figura 1.10: Seção vertical de velocidades (ADCP de casco) em 10°S. Valores positivos para o norte. Adaptado de *Stramma et al.* [1995].

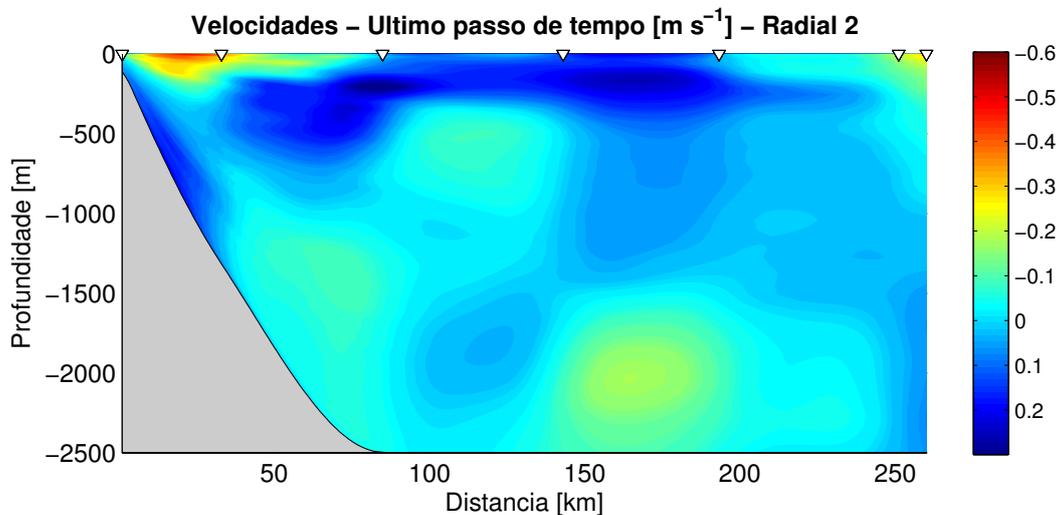


Figura 1.11: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 10°S, segundo *Soutelino* [2005]. Valores positivos para o norte.

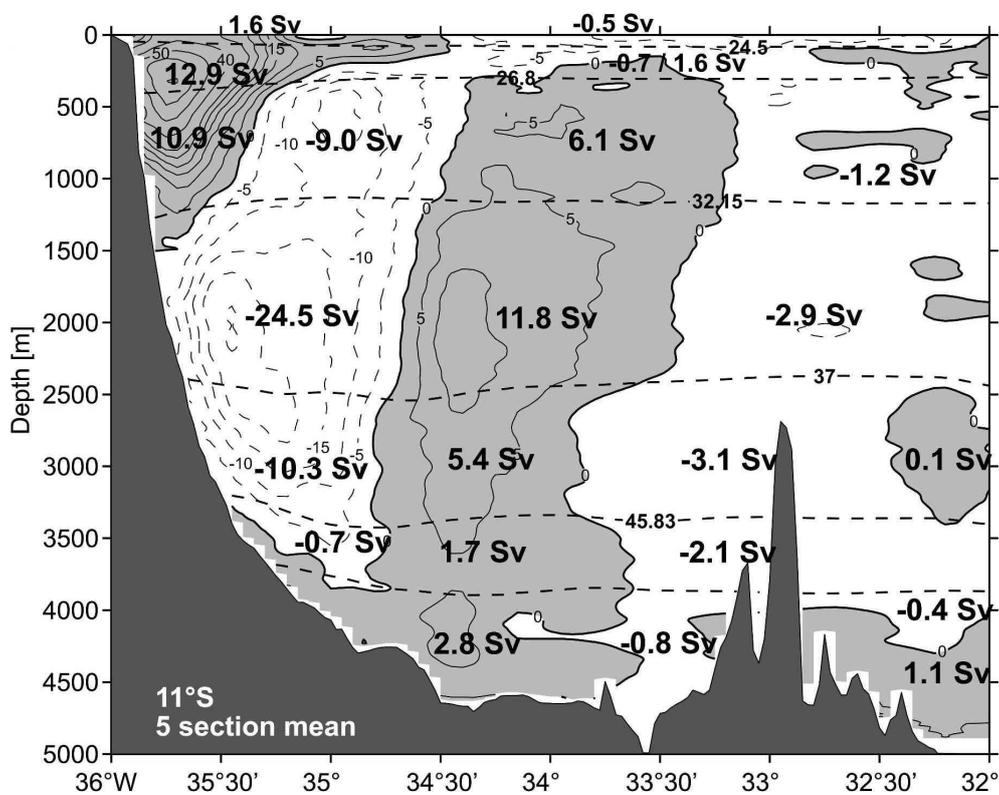


Figura 1.12: Seção vertical de velocidades médias observadas em 11°S, segundo *Schott et al.* [2005]. Valores positivos para o norte.

A revisão apresentada ao longo desta seção, comprovou o quão pouco conhecemos a estrutura e variabilidade espaço-temporal das CCOs associadas ao giro subtropical do Atlântico Sul e ao Giro Equatorial. Mostramos também o quão pouco conhecemos a respeito das feições de meso-escala em toda costa brasileira. Tecemos uma leitura mais detalhada acerca dos trabalhos que procuraram descrever os padrões na costa leste brasileira. A ausência de trabalhos descritivos exatamente na lacuna entre 11-17°S, que segundo os padrões de grande escala abriga a região de origem da CB, motiva-nos a formular as seguintes questões:

- ✓ qual o padrão, em meso-escala, da chegada da CSE junto à margem continental brasileira leste?
- ✓ como se dá a formação e organização da CB sinoticamente como uma CCO, e em que latitude isto ocorre?
- ✓ ao largo da costa leste a CB exhibe intensa atividade de meso-escala como no sudeste?
- ✓ como se dá a formação e organização da SNB sinoticamente ao longo da costa leste?

Outro ponto que deve ser enfatizado é que as poucas informações existentes ao sul de 11°S na literatura são calcadas em velocidades puramente baroclínicas, sejam estas geradas numericamente ou calculadas pelo Método Dinâmico Clássico. Inferências que incluam a componente barotrópica são inexistentes.

1.5 Objetivos

O objetivo central desta dissertação é a descrição da circulação ao largo da costa leste brasileira entre 10°S e 20°S. Esta descrição será conduzida utilizando conjunto de dados climatológicos e sinóticos. Dado que a disponibilidade de dados observacionais sinóticos para a realização deste trabalho (a serem descritos no próximo capítulo) se restringe a meses integrantes do verão austral, concentraremos nossas análises na referida estação do ano. Para atender a este objetivo central, formulamos os seguintes objetivos específicos:

- ✓ identificar a posição da BiCSE climatológica em vários níveis e identificar sua taxa de migração para sul no caso do verão austral;
- ✓ identificar a origem das CCOs CB e SNB do ponto de vista climatológico para o verão;
- ✓ descrever sinoticamente os padrões de escoamento associados ao aporte da CSE junto à margem continental brasileira;
- ✓ identificar a latitude onde a CB tem sua origem como uma CCO ao largo da margem continental brasileira, e como se dá sinoticamente sua organização;
- ✓ descrever sinoticamente o escoamento da CB ao largo da costa leste brasileira e a atividade de meso-escala associada;
- ✓ identificar o sítio de origem da SNB e descrever sinoticamente sua organização e escoamento ao largo da costa leste brasileira;

Descreveremos no Capítulo 2, os dois conjuntos de dados utilizados neste trabalho: um conjunto de dados climatológicos termohalinos e um conjunto de dados sinóticos termohalinos e de velocidade. O Capítulo 3 será dedicado à descrição da metodologia empregada na obtenção de campos de velocidade que subsidiam as análises. O Capítulo 4 se destinará a apresentar e discutir os resultados encontrados. O Capítulo 5 constará de um sumário dos resultados mais relevantes e das conclusões encontradas.

Capítulo 2

Conjunto de Dados

2.1 Preâmbulo

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, as estruturas de interesse. Lembramos aqui que temos em mãos um problema de escalas. A investigação sinótica do sítio de origem da CB é diretamente dependente da localização de uma estrutura de maior escala, ou seja, a BiCSE.

Portanto, para o caso da investigação da BiCSE, buscamos o conjunto de dados climatológicos *World Ocean Atlas 2001* (WOA2001), que foram apresentados recentemente à comunidade científica através dos esforços de *Boyer et al.* [2005]. Sempre que nos referirmos aos dados climatológicos, estamos considerando-os como um cenário médio de circulação, ideal para representar a estrutura de larga escala da BiCSE.

Para investigar os padrões de meso-escala associados a origem da CB, é necessário um conjunto de mais alta resolução que abranja uma área mais limitada. Este é o caso da operação Oceano Leste II (OEII), realizada pela Marinha do Brasil entre fevereiro e março de 2005.

Adiantamos que exploraremos ambos os conjuntos de dados de modo a construir campos horizontais de velocidade horizontalmente não-divergente em vários níveis, baseando-se no conceito e mapeamento de **função de corrente**, que será descrito apropriadamente no Capítulo 3. Entendemos que a obtenção destes campos consistem na melhor estratégia para conduzir as análises pretendidas e nos subsidiarão na busca

pelos objetivos traçados.

2.2 World Ocean Atlas 2001

A origem da base de dados WOA2001 é a mesma 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 (com resolução horizontal de $0,25^\circ$) 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.

A resolução de $0,25^\circ$ é uma melhoria diante daquela de 1° das demais climatologias de 1994 e 1998 citadas. O refinamento 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. A título de exemplo, a Figura 2.1 retrata os campos climatológicos anuais de temperatura e salinidade em superfície para o oceano mundial.

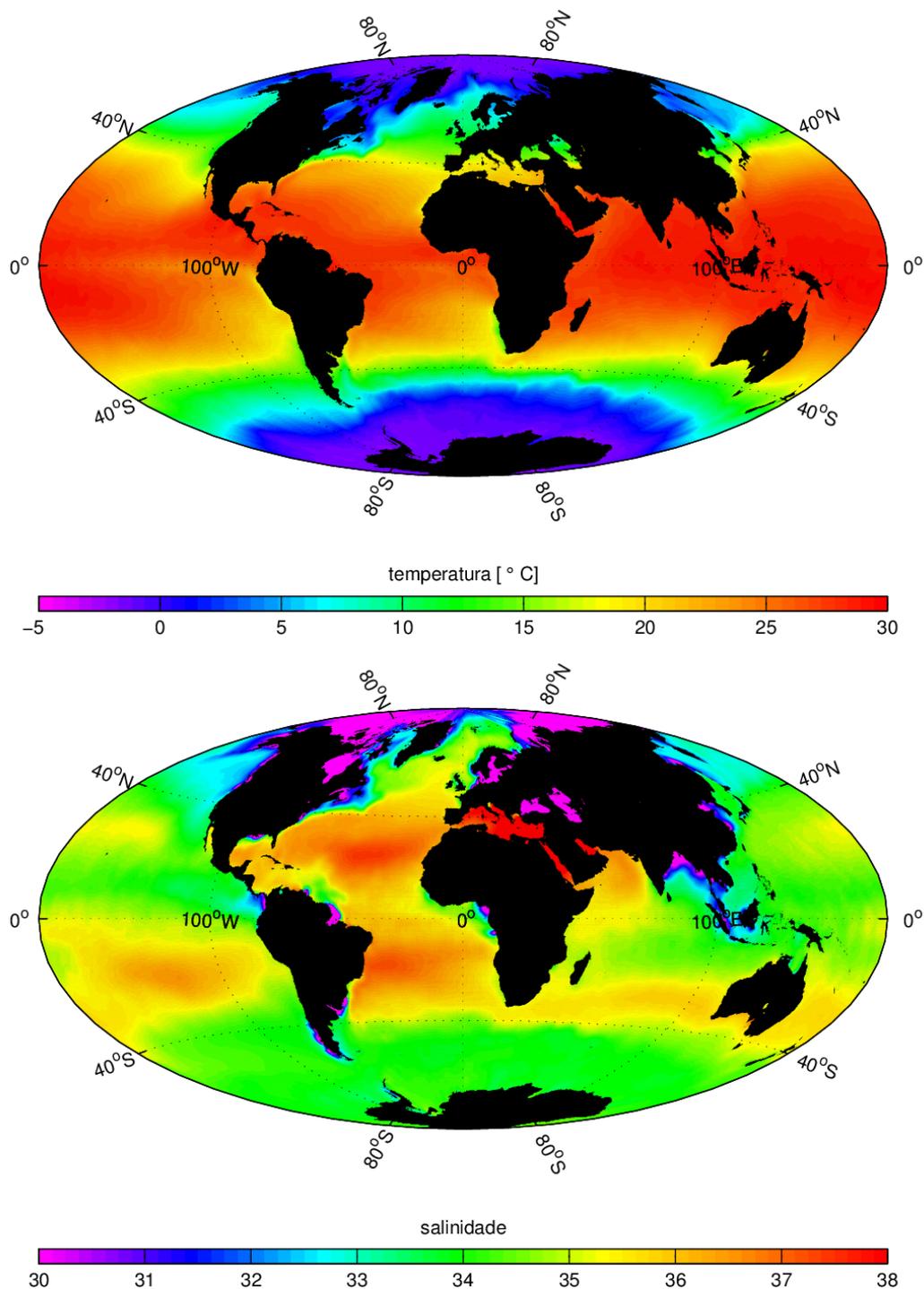


Figura 2.1: Campos anuais em superfície da base climatológica WOA2001 [Boyer *et al.*, 2005]: [superior] temperatura; [inferior] salinidade.

2.3 Operação Oceano Leste II

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 OEII foi conduzida a bordo do N.Oc. Antares no período de 01 de fevereiro de 2005 a 12 de março de 2005. Os dados amostrados de interesse deste trabalho, consistem em perfis de temperatura e salinidade desde a superfície até 2500 m, obtidos via CTD *SeaBird SBE 9Plus* e perfilagem contínua de velocidade alcançada com o auxílio de um *ADCP RD Instruments Broadband* de 75 kHz. Os perfis termohalinos foram distribuídos em 12 radiais normais à costa leste brasileira, entre 10°S e 20°S, totalizando 112 estações oceanográficas (Figura 2.2). As perfilagens de velocidade foram obtidas ao longo de todo o trajeto do navio, enquanto este atendia ao planejamento das estações oceanográficas (Figura 2.2). Tais perfilagens, de acordo com a capacidade de penetração do equipamento, foram realizadas em média desde a superfície até 400 m em média. Vale lembrar que a exploração deste conjunto de dados é de caráter inédito, e sua grade amostral está localizada em um trecho da costa brasileira que permite atender aos objetivos traçados no Capítulo 1.

Para proceder ao mapeamento de função de corrente, urge que consideremos dois procedimentos: **controle de qualidade e pré-processamento**. Levando-se em consideração que os dados termohalinos (CTD) e de velocidade (ADCP) são de natureza diferente, optamos por descrever tais procedimentos em diferentes seções.

2.3.1 Dados Termohalinos - Pré-processamento

Em operações de coleta de dados termohalinos extensas como a OEII é comum que os sensores de condutividade do CTD apresentem desvios. Estes desvios podem ser sistemáticos ou aleatórios. No caso de serem sistemáticos, são passíveis de correção posteriormente. É de praxe, nas operações realizadas pela Marinha do Brasil, a coleta de água em garrafas Niskin, realizada de forma concomitante às perfilagens do CTD. Este procedimento permite medir a salinidade posteriormente, pelo método indutivo. Consta no relatório de bordo fornecido gentilmente pela Marinha do Brasil que nenhum desvio do sensor de condutividade foi observado ao longo dos dias em que a

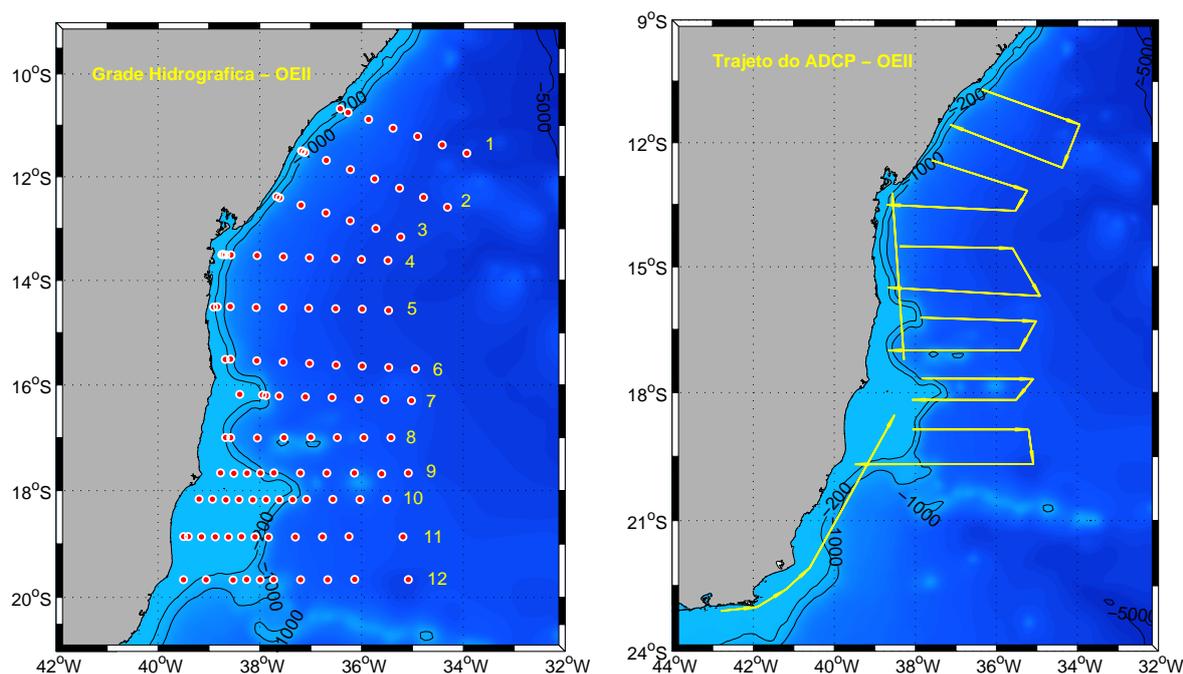


Figura 2.2: Pannel esquerdo: Distribuição das estações hidrográficas realizadas durante a OEII pela Marinha do Brasil, entre fevereiro e março de 2005. Pannel direito: Representação geográfica dos trechos onde o ADCP obteve perfis de velocidade.

operação foi conduzida.

Tendo então avaliação da qualidade dos dados pela Marinha do Brasil, prosseguimos com a descrição de três procedimentos básicos necessários para que estes perfis termohalinos possam ser finalmente utilizados em nossas análises.

Remoção de dados espúrios

É comum ocorrerem erros de comunicação entre o CTD e a unidade de bordo, que armazena os dados em um arquivo. Estes erros são identificados nos arquivos posteriormente através de códigos, que consistem em números notadamente diferentes dos valores de temperatura, condutividade ou pressão, encontrados em qualquer oceano do globo. Tais erros de comunicação são conhecidos como *spikes*. É então necessária uma etapa na qual estes *spikes* são reconhecidos e removidos dos arquivos.

Pode ainda existir outro tipo de *spike*, que não está relacionado com falhas eletrônicas e sim com o simples mal funcionamento do sensor em uma amostra isolada. Nesse caso o valor de temperatura, condutividade ou pressão apresentam valores espúrios, mas dentro da faixa típica para o oceano. Para detectar e eliminar estes *spikes*, adota-

mos um filtro baseado no gradiente das propriedades. Como os perfis verticais dessas propriedades já são razoavelmente conhecidos, podemos estabelecer uma taxa máxima de variação das propriedades e eliminar qualquer valor que exceda a essa taxa. Para tal, investigamos os perfis em blocos de 10 m desde a superfície até o fundo. Em cada bloco referido, foram eliminados os valores que fossem superiores (inferiores) a ele mesmo somado (subtraído) de três vezes o desvio padrão do bloco.

Equi-espacamento vertical

O perfilador CTD utilizado na OEII trabalhou com uma frequência amostral de 15 Hz. Considerando que a velocidade de perfilagem do CTD foi mantida nos entornos de 1 m s^{-1} , entre cada intervalo de 1 m de coluna de água foram obtidas em torno de 15 amostras de temperatura e condutividade. Porém, nada nos garante que este número é o mesmo em cada camada de 1 m. Em outras palavras, não há como garantir um equi-espacamento vertical entre as amostras no momento da coleta. Com isso, se faz necessária a etapa de promediação vertical, conhecida como *binagem*. Esta etapa consiste em calcular médias verticais para cada camada de 1 m de coluna de água, resultando em perfis termohalinos equi-espaçados verticalmente.

Filtragem por Janela Móvel

Para finalizar o tratamento básico dos dados de CTD ainda é necessária uma terceira etapa, a *filtragem por janela móvel*. Este procedimento consiste em recalculer os valores de temperatura e condutividade em cada metro de coluna de água. Os valores são substituídos por uma média ponderada entre eles mesmos e valores adjacentes. A quantidade de valores adjacentes incluídos nesta média corresponde ao *tamanho* da janela utilizada, e a distribuição dos pesos em relação ao valor central é determinada pelo tipo da janela. Este procedimento é necessário pois os dados de CTD são extremamente ruidosos para quem pretende realizar cálculos que envolvam derivadas ou derivadas segundas, que é o caso do presente trabalho, que pretende inferir velocidades geostróficas a partir deste conjunto de perfis termohalinos. A eliminação desses ruídos é imprescindível, mas deve ser cautelosa, pois não podemos atenuar os importantes gradientes destas propriedades. Com isso, optamos por filtrar os diferentes

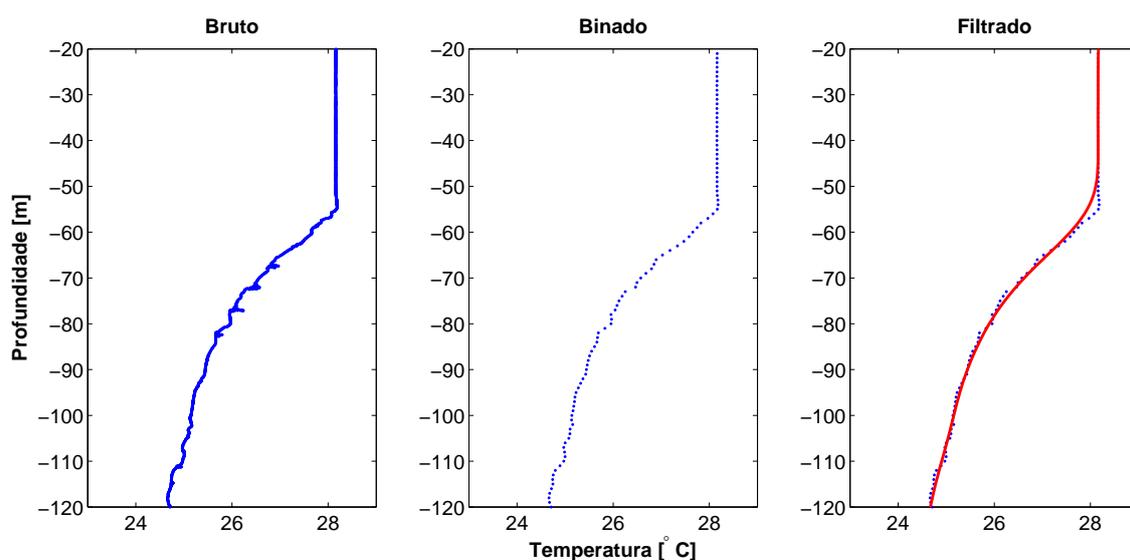


Figura 2.3: Perfil de temperatura referente aos primeiros 120 m de uma estação oceânica da OEII, exemplificando duas etapas do tratamento básico dos dados termohalinos.

perfis com janelas de tamanhos diferentes, dependendo da profundidade local. Para estações mais rasas do que 100 m, utilizamos uma janela de 5 m. Para estações de profundidade entre 100 e 500 m, utilizamos uma janela de 21 m. No restante das estações aplicamos uma janela de 31 m. Nas três camadas em questão, o tipo de janela utilizada foi *hanning*, que promove uma distribuição de pesos de caráter gaussiano, privilegiando a medida central. A Figura 2.3 ilustra cada etapa deste pré-processamento, mostrando o exemplo de um tratamento efetuado em uma estação hidrográfica em particular.

Feito este tratamento básico, os dados estão aptos aos cálculos subseqüentes, que serão devidamente descritos nas próximas seções.

2.3.2 Dados de Velocidade - Pré-processamento

O ADCP é um medidor de correntes que se utiliza de uma peculiaridade da reflexão de ondas sonoras contra um refletor que detém um movimento relativo ao emissor/receptor, chamada de *Efeito Doppler*. Um feixe sonoro, que é emitido com uma frequência \mathcal{F}_1 , ao ser refletido por uma partícula em movimento, retorna com uma frequência \mathcal{F}_2 . O equipamento, então, essencialmente emite um feixe sonoro, que é refletido pelas partículas em suspensão na água. Ele é capaz de quantificar essa

modificação na frequência e associá-la à velocidade e direção de deslocamento das partículas e, por consequência, do fluido em que elas estão imersas passivamente.

O ADCP usado no levantamento disponível para este trabalho, de 75 kHz, é capaz de medir velocidades na coluna de água desde a superfície até aproximadamente 400 m de profundidade. A perfilagem vertical da velocidade é dividida em camadas equiespaçadas pré-configuradas de 8 m.

Apesar dos perfiladores acústicos de velocidade terem surgido na Oceanografia na década de 80, o processamento de seus dados ainda é motivo de discussão na literatura e no meio científico em geral. Com isso, dedicamos esta seção ao detalhamento e justificativa do uso dos procedimentos implementados ao conjunto de dados de ADCP utilizado neste trabalho. Para montar o protocolo de pré-processamento dos dados de velocidade aqui utilizados, orientamo-nos pelos trabalhos do “*Currents Group*”, da Universidade do Havaí, liderado pelo Dr. Eric Firing. Dividiremos o detalhamento dos procedimentos necessários em subitens para favorecer o entendimento e a clareza.

Promediação Temporal

Conforme mencionamos anteriormente, o ADCP mede a velocidade do fluido em função da profundidade na forma de perfis através do *Efeito Doppler*. Estes perfis são obtidos através de, no mínimo, três emissores e receptores de ondas sonoras denominados transdutores. O conjunto de feixes sonoros emitidos pelos transdutores é denominado *ping*, que consiste na forma mais bruta dos dados de ADCP. Cada *ping* resulta em um perfil de velocidade desde a superfície até a profundidade que os feixes sonoros são capazes de penetrar. O próprio princípio físico envolvido por trás da obtenção das velocidades torna o método bastante ruidoso, fazendo com que sejam necessárias etapas de remoção desses ruídos.

Para o caso da OEII, o intervalo amostral para a emissão dos *pings* foi de 3 segundos. O software do fabricante, que recebe os *pings* diretamente do ADCP ao longo da coleta, dispõe ainda de opções de promediação temporal. Em suas configurações de geração dos arquivos de saída (que contêm os dados em si), existem diversas opções de promediação. Em síntese, são três os tipos de arquivos gerados: os brutos, contendo os *pings* inalterados, os de médias curtas (“Short Time Average - STA”) e os de médias lon-

gas (“Long Time Average - LTA”). Conforme consta nas informações de configuração do ADCP na OEII, os arquivos de médias longas estão separados em intervalos de 10 minutos, e optamos então por utilizá-los apenas. Livre dos ruídos mais grosseiros, passamos à próxima etapa, que consiste na obtenção dos valores absolutos das correntes, oriundos da remoção da velocidade do navio.

Cálculo da Velocidade Absoluta

Os dados de velocidade são de natureza consideravelmente diferente dos dados obtidos pelo CTD. Em primeiro lugar, consistem em uma grandeza vetorial, enquanto as propriedades medidas pelo CTD são grandezas escalares, naturalmente mais fáceis de serem amostradas. A amostragem da velocidade se torna particularmente mais complexa para o caso do ADCP de casco, pois o equipamento não se encontra em um referencial fixo. Para que seja possível a obtenção da velocidade absoluta do fluido, ou seja, das correntes, é necessário o acoplamento de outros equipamentos ao sistema de aquisição via ADCP. Para que seja feita uma estimativa razoável do vetor velocidade do navio, é necessária a presença de um sistema de posicionamento por satélite (GPS) e uma agulha giroscópica (GIRO). O GPS fornece as coordenadas geográficas do navio a cada tomada de perfil que o ADCP executa. Tendo-se o tempo entre cada medida, é possível calcularmos o vetor velocidade do navio. A GIRO indica a direção em que a proa do navio está apontada em relação ao norte verdadeiro, indicando, se houver, possíveis desvios da mesma em relação a trajetória desenhada pelos pontos obtidos via GPS. Tendo-se uma boa estimativa da velocidade do navio, basta uma simples soma vetorial para que obtenhamos a velocidade absoluta das correntes. A Figura 2.4 ilustra tal soma. Na referida figura, \vec{v}_n representa a velocidade do navio, \vec{v}_d representa a velocidade medida pelo ADCP e \vec{v}_f representa a resultante, ou seja, a velocidade absoluta do fluido. A figura também ilustra esquematicamente o desalinhamento natural que pode ocorrer entre os eixos de orientação da trajetória do navio e sua proa (ao longo do cruzeiro, conforme as condições ambientais) e entre os eixos da proa do navio e dos transdutores do ADCP (dependente da instalação do equipamento no casco).

O método descrito acima seria simples, se não houvesse certas limitações intrínsecas ao sistema ADCP-GPS-GIRO. A GIRO usualmente apresenta uma resposta mais

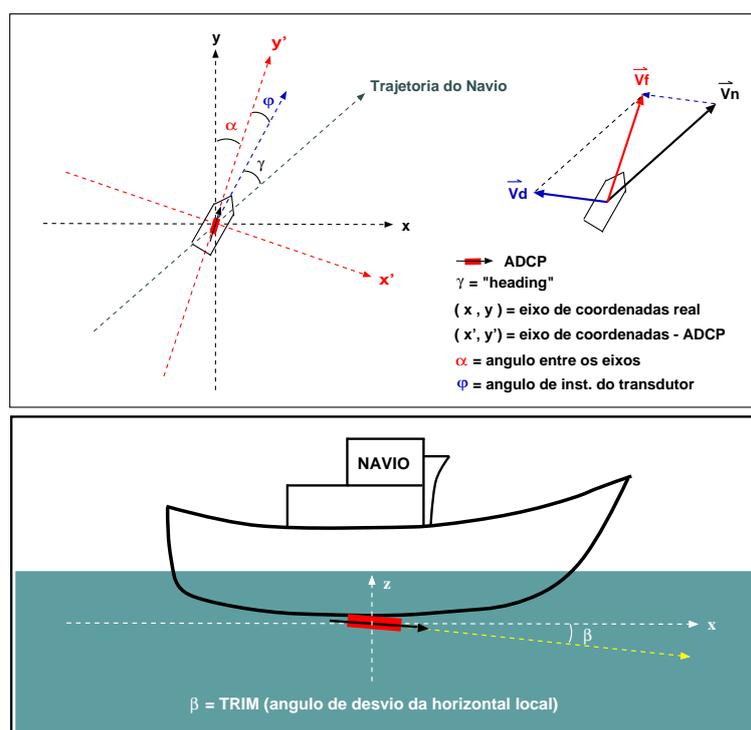


Figura 2.4: Aspectos geométricos e trigonométricos do sistema de aquisição de dados via ADCP de casco. Painel superior: plano horizontal. Painel inferior: plano vertical.

lenta do que a necessária para a frequência em que se tomam os perfis de velocidade via ADCP. Esta resposta lenta se torna um fator importante em trechos onde o navio executa manobras bruscas, ou seja, onde o navio sofre qualquer tipo de aceleração, seja ela linear ou angular. Em levantamentos hidrográficos, como a OEII, estes trechos são tipicamente as paradas para execução de estações hidrográficas e mudanças bruscas de trajetórias associadas aos trechos de navegação entre as radiais. Nestes trechos, a GIRO não se comporta de forma adequada, o que pode acarretar em erros na medição da magnitude e direção da corrente. A Figura 2.5 ilustra os tipos de erros e como eles podem ocorrer.

Adotamos aqui um procedimento de calibração que visa a eliminação destes desvios associados à GIRO. Este método está descrito em detalhes em *Joyce [1989]* e *Pollard & Read [1989]* e exibiremos a seguir seus principais aspectos. Em primeiro lugar, enfatizamos que a calibração é feita apenas nos trechos onde seja suspeito o mal funcionamento da GIRO, que são tipicamente os trechos citados acima para o caso da OEII. *Pollard & Read [1989]* consideram que, no caso de funcionamento inadequado do sistema da GIRO, é possível diagnosticar os desvios resultantes, e que os mesmos têm a

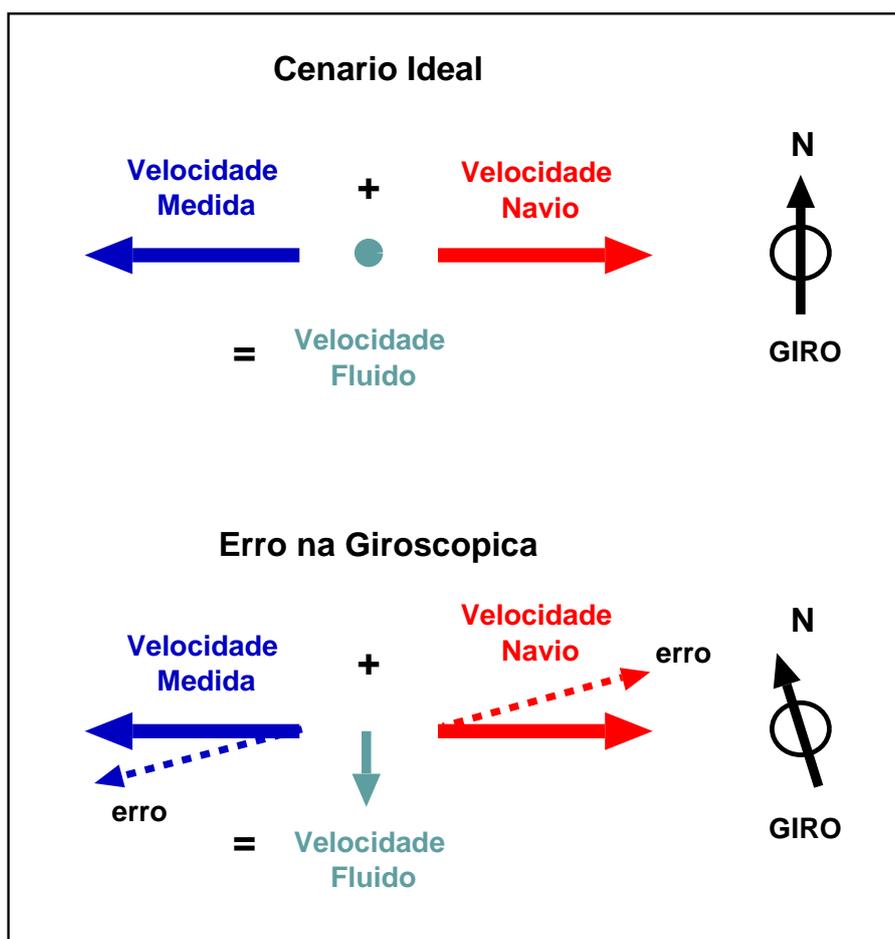


Figura 2.5: Representação esquemática da ocorrência de erros durante a remoção do vetor velocidade do navio, provocados por limitações associadas ao funcionamento da GIRO.

tendência de serem constantes para cada sistema ADCP-GPS-GIRO em particular. Antes de mais nada, vamos definir os eixos de coordenadas e as variáveis envolvidas no sistema de aquisição de dados via ADCP de casco.

Como mostramos na Figura 2.4, que representa esquematicamente o cenário de levantamento de dados por ADCP de casco, o eixo (x, y) representa o eixo cartesiano de coordenadas locais, sob o qual estão orientados os dados referentes ao GPS e à GIRO. O eixo (x', y') refere-se a orientação dos transdutores do ADCP. O ângulo que mede o desvio entre a orientação do ADCP e a proa do navio é denominado φ , e o ângulo que mede o desvio entre o ADCP e o norte verdadeiro é definido como α . O ângulo γ , comumente referido como “heading”, determina o desvio entre a proa do navio e sua trajetória, e pode ser ou não diferente de zero. Chamemos de $\lambda = \alpha + \varphi$ o ângulo entre a proa do navio e o norte verdadeiro e finalmente de β o desvio entre a orientação dos transdutores do ADCP e a vertical local (Figura 2.4, painel inferior). O desvio β sofre variações caso haja aceleração linear do navio e λ sofre variações caso haja aceleração angular do mesmo. Os dados de ADCP, segundo Joyce [1989], devem ser multiplicados por um fator $(1 + \beta)$, onde β geralmente é bem pequeno.

O conhecimento dos ângulos λ e β é então fundamental para conduzir a soma vetorial que resultará na velocidade absoluta do fluido e os mesmos variam ao longo do cruzeiro conforme o navio muda sua trajetória e se submete ao balanço de sentido longitudinal provocado pelas ondas (*caturro*). Os valores desses ângulos devem ser obtidos experimentalmente, utilizando o próprio conjunto de dados, nos trechos mencionados anteriormente. Antes de prosseguirmos com o desenvolvimento matemático que acarretará em expressões para λ e β , assumimos a seguinte condição: “o vetor velocidade do fluido (\vec{V}_f) não deve variar diante de qualquer tipo de manobra do navio”. Essa é a única limitação deste método de calibração, mas consideramos razoável assumir esta condição, levando-se em consideração a natureza do escoamento que pretendemos investigar. Escolhemos uma camada específica para que sejam avaliadas as velocidades antes e depois de um evento de manobra brusca, que é denominada “Camada de Referência”. Como é selecionada uma camada específica, a referida calibração recebe o nome de “Watertracking”, em analogia à “Bottomtracking”, comumente utilizada em águas rasas, que usa como referencial fixo o assoalho oceânico. No presente caso, como

nos concentramos em correntes oceânicas, que tipicamente fluem sobre grandes profundidades, praticamente não existem trechos rasos onde o ADCP consegue trabalhar no modo “Bottomtracking”, que é naturalmente mais eficiente. A camada de referência escolhida para o caso deste trabalho foi a décima oitava, que corresponde a aproximadamente 150 m de profundidade. Tal escolha visa evitar a maior variabilidade espacial das correntes em níveis mais rasos e ao mesmo tempo evitar regiões muito profundas, onde o sinal do ADCP tem menor capacidade de penetração.

Passando ao equacionamento do problema, definamos então (u', v') como as componentes da velocidade quando orientada no eixo de orientação do ADCP (x', y') e (u, v) as componentes de velocidade orientadas no eixo cartesiano local (x, y) . Escrevendo na forma de equação a soma vetorial retratada no painel superior da Figura 2.4, obtemos:

$$u_f = u_n + u_d \quad (2.1)$$

$$v_f = v_n + v_d \quad (2.2)$$

Se incluirmos nas Eqs. 2.1 e 2.2 as definições de λ e β , chegamos em

$$u_f = u_n + (1 + \beta)[u'_d \cos \lambda - v'_d \sin \lambda] \quad (2.3)$$

$$v_f = v_n + (1 + \beta)[u'_d \sin \lambda - v'_d \cos \lambda] \quad (2.4)$$

Então, se u_f e v_f não sofrem modificações, conforme assumimos anteriormente, definimos como $d\vec{v}$ a diferença entre a velocidade após o trecho e a velocidade antes do trecho de calibração e podemos escrever

$$du_n = u_n^{(2)} - u_n^{(1)} \quad ; \quad dv_n = v_n^{(2)} - v_n^{(1)} \quad (2.5)$$

$$du_d = u_d^{(2)} - u_d^{(1)} \quad ; \quad dv_d = v_d^{(2)} - v_d^{(1)} \quad (2.6)$$

$$du_f = 0 \quad ; \quad dv_f = 0 \quad (2.7)$$

e usando as definições explicitadas em 2.5-2.7 nas Equações 2.3 e 2.4, temos que

$$du_n + (1 + \beta)[du_d \cos \lambda - dv_d \sin \lambda] = 0 \quad (2.8)$$

$$dv_n + (1 + \beta)[du_d \sin \lambda + dv_d \cos \lambda] = 0. \quad (2.9)$$

Finalmente, combinando as Eqs. 2.8 e 2.9, obtemos as seguintes expressões para λ e β :

$$tg \lambda = \frac{dv_d \cdot du_n - du_d \cdot dv_n}{dv_d \cdot dv_n + du_d \cdot du_n}; \quad (2.10)$$

$$1 + \beta = \left[\frac{du_n^2 + dv_n^2}{du_d^2 + dv_d^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.11)$$

Conforme dito anteriormente, os parâmetros λ e β são estimados a partir dos dados em trechos particulares da trajetória do navio durante o levantamento hidrográfico/correntográfico. Definamos então, mais precisamente, que trechos são esses:

1. **Estações Oceanográficas:** é o momento mais interessante de executar os cálculos, pois o navio permanece parado durante períodos que variam de 20 minutos até 3 horas. Nesses períodos, assumimos que a velocidade das correntes não pode variar e, adicionalmente, que a velocidade depois da estação oceanográfica deve ser equivalente àquela medida antes da parada. Vale lembrar que a manobra de parada na estação e retomada da trajetória são momentos onde a GIRO sofre com o problema de resposta lenta.
2. **Guinadas bruscas:** nesse caso, assumimos que antes de uma guinada brusca, a velocidade da corrente deve ser a mesma que aquela medida após a guinada.

3. **Trechos repetidos:** caso o navio coincida de navegar o mesmo trecho por duas ou mais vezes em um curto espaço de tempo, existe também uma boa oportunidade de fazer a calibração.

Para obtermos valores λ e β estatisticamente robustos é desejável o maior número possível de trechos de calibração. Considerando essas três oportunidades de estimar as medidas de λ , imaginamos que um cruzeiro oceanográfico como o OEII forneça-nos um número razoável de trechos de calibração. A população de potenciais pontos de calibração é apresentada na Figura 2.6 em termos de sua localização geográfica. Para garantir esta robustez, efetuamos a calibração em todos esses pontos possíveis e conduzimos uma análise estatística criteriosa para avaliar a função densidade de probabilidade dos parâmetros estimados. Montamos, então, um histograma usando todos os valores de λ estimados e calculamos a média e o desvio padrão do mesmo. A Figura 2.7 ilustra tal análise e mostra uma boa qualidade estatística para os cálculos. Com isso, consideramo-nos aptos a aplicar o valor médio dos parâmetros estimados para obter finalmente os vetores corrigidos de velocidade absoluta da corrente. Os valores aplicados aos dados são de $\lambda = 0,94^\circ$ e $\beta = 0,07^\circ$.

Remoção de perfis espúrios

Vários são os fatores que podem influenciar a qualidade das medidas efetuadas pelo ADCP: estado do mar, transparência da água, formação de bolhas nas proximidades dos transdutores, presença de estruturas ou organismos vivos na coluna de água, falhas mecânicas ou eletrônicas, etc. Existem formas de diagnosticar a má qualidade dos dados para a maioria dos problemas exemplificados. Esta etapa consistirá na eliminação de perfis espúrios, seja automaticamente, através de parâmetros de diagnóstico, seja manualmente, através da inspeção minuciosa dos perfis.

Dentre os parâmetros disponíveis para o diagnóstico de deficiências na qualidade dos dados, a velocidade vertical é o mais utilizado. Assume-se que nos oceanos como um todo a velocidade vertical é muito pequena quando comparada com a horizontal, diferindo minimamente em uma ordem de grandeza. Adicionalmente, a velocidade vertical também tem valores absolutos típicos que não costumam ultrapassar uma determinada magnitude. Perfis que tiveram valores de velocidade vertical maiores que a

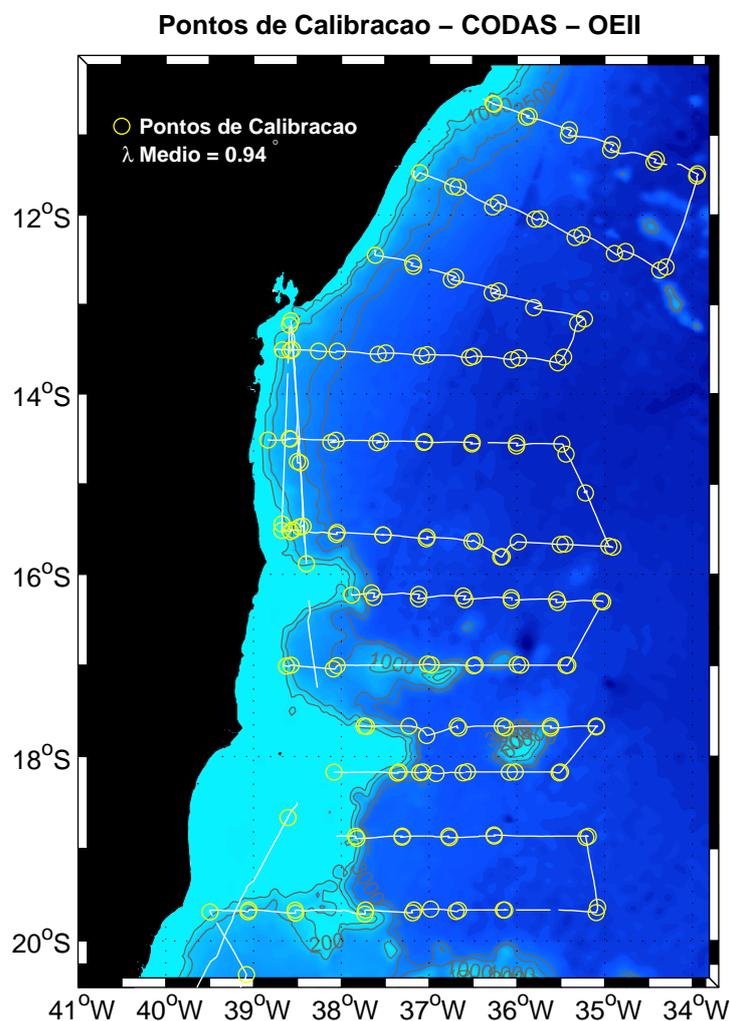


Figura 2.6: Localização geográfica dos potenciais pontos de calibração “Watertracking” encontrados ao longo da derrota do navio durante a OEII.

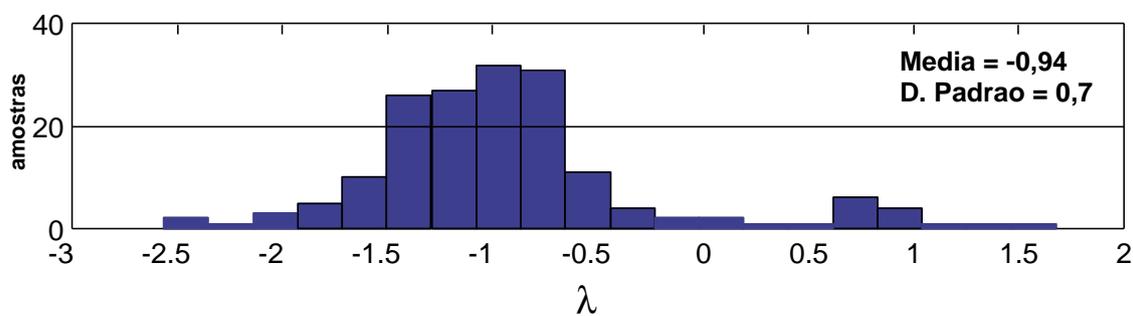


Figura 2.7: Representação gráfica da função densidade de probabilidade associada a população de parâmetros de calibração λ estimados ao longo da OEII.

horizontal ou apresentaram magnitudes de velocidade vertical maiores que um valor pré-determinado, considerado razoável para os escoamentos naturais, foram eliminados.

As velocidades horizontais são também usadas para diagnosticar problemas na qualidade dos dados. Para o caso do presente trabalho, onde pretendemos estudar escoamentos oceânicos, é razoável assumir que qualquer vetor de velocidade que tenha magnitude maior que 2 m s^{-1} seja espúrio, fazendo com que o perfil seja descartado. A intensidade do sinal sonoro, ou intensidade do eco, é também utilizada como parâmetro para eliminar perfis. Caso a intensidade do eco não atinja valores mínimos satisfatórios, o perfil é eliminado do conjunto.

Por fim, utilizamos o *percent good* para eliminar dados espúrios. Conforme dito anteriormente, para que o sistema do ADCP funcione adequadamente, são necessários no mínimo três transdutores. É usual, para os fabricantes, incluir um quarto transdutor, que pode ser redundante, mas aumenta a robustez estatística das medidas. O *percent good* é um parâmetro de qualidade que consiste no coeficiente de correlação entre as informações recolhidas pelos 4 transdutores existentes. Este parâmetro é particularmente importante para detectar problemas de qualidade associados ao estado do mar. O critério escolhido aqui é o de descartar os perfis que não atinjam pelo menos 50 % de *percent good*.

Passando à remoção manual de dados espúrios, lançamos mão de uma ferramenta gráfica, onde podemos visualizar todos os perfis da OEII. Nesta etapa, temos a oportunidade de analisar os dados sob uma ótica física, ou oceanográfica, fugindo da abordagem puramente quantitativa. A idéia aqui é detectar problemas de qualidade que passaram por todos os outros filtros, sob argumentos puramente associados ao comportamento típico dos escoamentos oceânicos. As correntes oceânicas têm uma forma razoavelmente contínua e suave de variar espacialmente. Procuramos aqui por mudanças bruscas e isoladas na direção e/ou magnitude de velocidade em pequenos trechos, ou evidências sérias de descontinuidades no escoamento, como grandes divergências ou convergências em áreas limitadas. Esta é a oportunidade de inspecionar os dados de forma crítica e minuciosa, melhorando a qualidade do conjunto final.

Gradeamento Espacial

Tendo finalmente os dados corrigidos e com garantia de qualidade, acreditamos ser interessante a promediação espacial dos dados, acarretando em um equi-espacamento horizontal dos mesmos. Dessa forma, transformamos os dados que estão no domínio (x, y, t) para o domínio (x, y) . Esta abordagem é a ideal para o presente trabalho, pois pretendemos interpretar os resultados sob o ponto de vista sinótico. Consideraremos que o cenário observado durante OEII tem caráter sinótico para as escalas de movimento que estamos interessados. Para sustentar tal afirmação, será necessária, mais adiante, a execução de procedimentos de gradeamento e interpolação que promovam uma filtragem espacial nestes dados. Estes procedimentos serão descritos em detalhe no Capítulo 3. O importante aqui é deixar os dados preparados para tal, e isso consiste nesta promediação horizontal dos perfis em intervalos regulares de latitude e longitude ao longo da derrota do navio.

Finalmente, após todos estes quatro procedimentos, os dados estão prontos para as etapas subseqüentes, de acordo com os objetivos propostos na Seção 1.5. Antes de dar prosseguimento às etapas seguintes, acreditamos ser interessante exibir um trecho específico do levantamento correntográfico como exemplo para o resultado de todo tratamento conduzido.

A Figura 2.8 retrata mapas horizontais de vetores de velocidade em 80 m de profundidade em um trecho peculiar da OEII, onde notamos problemas nos dados associados à referida limitação da GIRO. Nesta figura, observamos no painel superior o trecho antes de qualquer calibração ou tratamento. Neste caso, foi apenas calculada a velocidade absoluta da corrente para fins de comparação. O painel inferior consiste nos dados após todo o tratamento descrito no decorrer da presente seção. Na Figura 2.8, observamos duas mudanças bruscas de trajetória do navio e algumas oscilações na trajetória correspondentes à realização de estações oceanográficas. Como podemos notar, os vetores brutos apresentaram mudanças significativas na direção após cada guinada brusca do navio. Nos dados tratados é evidente a melhoria de qualidade do campo de velocidade, fruto da calibração realizada. Vemos aqui que, apesar das limitações e aproximações utilizadas, o resultado final se mostra com melhor qualidade do que os dados brutos.

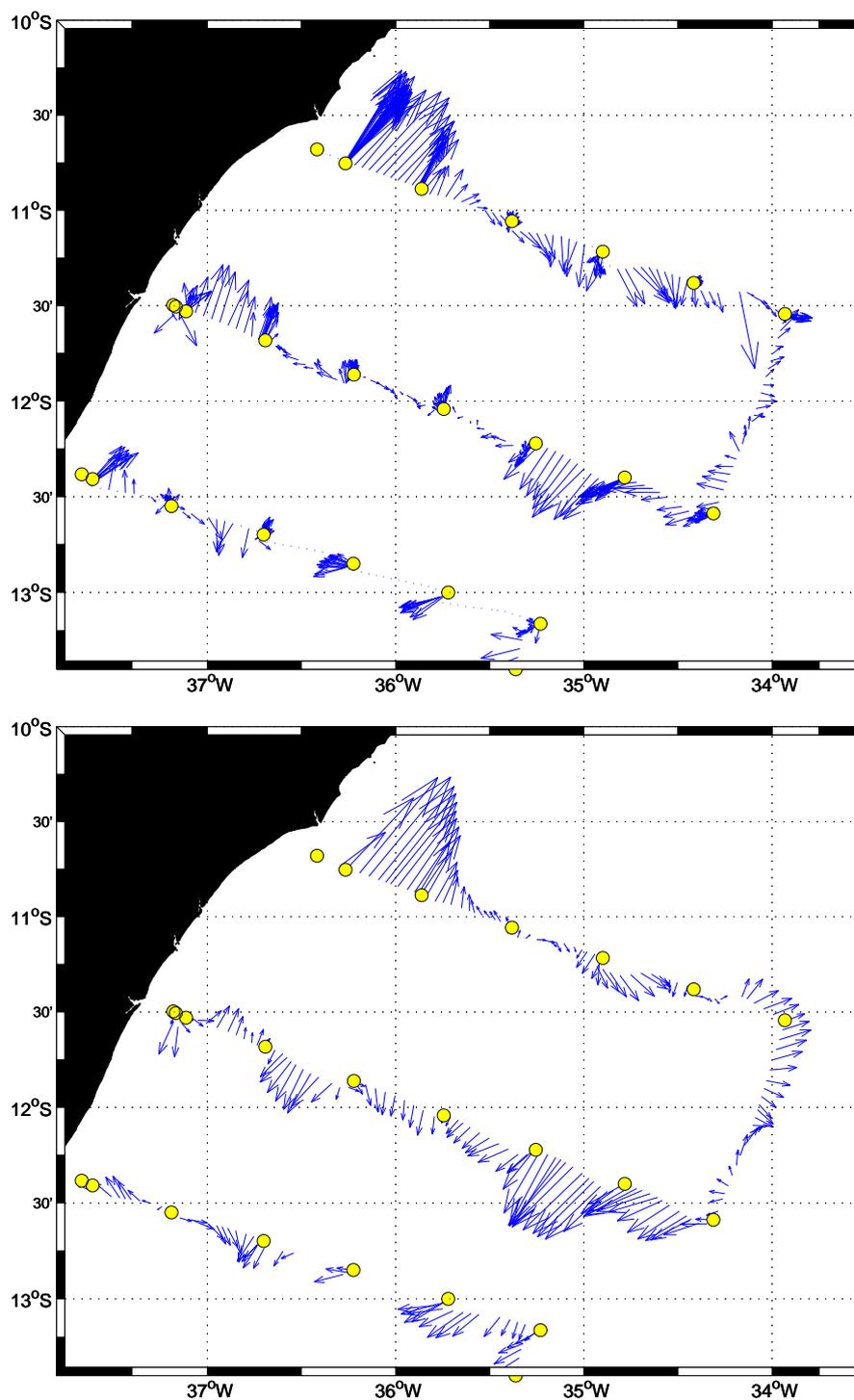


Figura 2.8: Comparação qualitativa entre os dados de ADCP brutos (painel superior) e após o pré-processamento (painel inferior). Estão representados os vetores de velocidade em aproximadamente 80 m de profundidade. Os círculos amarelos indicam a posição das estações oceanográficas realizadas durante a OEII.

Todos os procedimentos e cálculos efetuados descritos a partir da Seção 2.3.2 foram conduzidos com o auxílio do “Common Ocean Data Access System (CODAS)”. O CODAS consiste em um pacote de programas desenvolvidos na Universidade do Havaí com a finalidade de uniformizar os procedimentos de processamento e armazenamento de dados de ADCP de casco e encontra-se disponível para a comunidade científica no website da universidade.

Estando os dados termohalinos e de velocidade prontos para serem trabalhados, prosseguiremos no próximo capítulo com a descrição detalhada da metodologia científica aplicada para construir os campos que nos fornecerão subsídios para responder às perguntas formuladas no Capítulo 1.

Capítulo 3

Construção dos Campos de Função de Corrente

3.1 Preâmbulo

Após a apresentação dos dois conjuntos (climatológico e sinótico) de dados que utilizamos, é natural que apresentemos a metodologia empregada para a construção dos campos de velocidade horizontalmente não-divergente citados no capítulo anterior. Cada conjunto, em particular, possibilitará a obtenção de diferentes campos.

Antes de discutirmos tais campos, abordaremos a fundamentação teórica na qual está calcada a presente dissertação. Através dessa fundamentação teórica e da metodologia aplicada, conseguiremos construir mapas horizontais de velocidade a partir dos conjuntos de dados citados.

O tipo de escoamento que pretendemos investigar tem escalas temporais e espaciais que se aproximam da geostrofia. O movimento geostrófico é um movimento estacionário não-divergente horizontalmente (se avaliado no plano f), que consiste no resultado de um equilíbrio entre as forças de gradiente de pressão e Coriolis. As duas modalidades conhecidas da força do gradiente de pressão são a força do gradiente barotrópico de pressão e a força do gradiente baroclínico de pressão. A primeira depende unicamente da elevação da superfície livre do mar em relação a um nível base. Ela é responsável pela geração das correntes geostróficas barotrópicas, que não apresentam variações verticais. A segunda depende dos gradientes horizontais de densidade, ou

seja, dos gradientes horizontais das propriedades termohalinas. Esta é responsável pela geração de correntes geostróficas baroclínicas, que tem por definição o cisalhamento vertical de velocidades e transporte nulo na coluna de água.

As correntes geostróficas do oceano real, como as CCOs, tem na realidade a contribuição dos dois tipos de força do gradiente de pressão. É comum então dividirmos as correntes geostróficas em duas **componentes**: a **componente barotrópica** e a **componente baroclínica**. De uma forma geral as correntes oceânicas como as CCOs em um oceano tropical, têm em sua componente baroclínica a maior parte da energia, em parte devido a forte estratificação da coluna de água observada nestas latitudes. É devido a este motivo que, como pudemos perceber através do Capítulo 1, numerosos são os trabalhos que descrevem os escoamentos, quantitativamente ou qualitativamente, com base apenas na componente baroclínica dos mesmos. Por mais que esta componente seja predominante e ajude a responder e entender as lacunas ainda existentes no conhecimento do escoamento ao largo da margem continental brasileira, a disponibilidade de traçar estimativas da velocidade total torna mais completo o entendimento da circulação.

Em geral, obter estimativas da velocidade total é consideravelmente mais dispendioso do que apenas a da componente baroclínica. O motivo é que é muito mais difícil, por exemplo, obter dados de velocidade ou altura da superfície livre do mar, do que da estrutura termohalina tridimensional.

Neste trabalho, temos a disponibilidade dos dois tipos de variáveis: dados termohalinos (climatológicos e sinóticos) e dados de velocidade (sinóticos). Os dados termohalinos, sejam eles climatológicos ou sinóticos, nos possibilitam a estimativa de velocidade geostrófica baroclínica. Os dados de velocidade, possibilitam a estimativa da velocidade geostrófica total. Na próxima seção, detalharemos o embasamento teórico que permite, através de dados termohalinos, estimar velocidades geostróficas baroclínicas relativas, e sob que ótica isto permite a construção de campos horizontais desta grandeza.

3.2 Função de Corrente Geostrófica Relativa

3.2.1 Fundamentos Teóricos

O movimento geostrófico, por ter aproximadamente natureza horizontalmente não-divergente ($\nabla_H \cdot \vec{v} = 0$), nos permite definir uma grandeza denominada **função de corrente** (ψ), que tem como definição matemática

$$u = -\frac{\partial\psi}{\partial y} \quad e \quad v = \frac{\partial\psi}{\partial x}. \quad (3.1)$$

Se partimos das componentes zonal e meridional da equação do movimento geostrófico, em coordenadas isobáricas, temos que

$$u = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial\Delta\Phi}{\partial y} \quad e \quad v = \frac{1}{f_0} \frac{\partial\Delta\Phi}{\partial x}, \quad (3.2)$$

onde f_0 é o parâmetro de Coriolis médio para a região de estudo. $\Delta\Phi$ é anomalia do geopotencial, definida por

$$\Delta\Phi = \int_{p_0}^p \delta_\alpha dp, \quad (3.3)$$

que por sua vez depende unicamente dos dados termohalinos, pois δ_α consiste na anomalia do volume específico. Portanto, vemos que para cada perfil hidrográfico, seja ele oriundo dos dados termohalinos climatológicos provenientes da base WOA2001, seja ele oriundo das estações hidrográficas da OEII, podemos calcular perfis de $\Delta\Phi$ relativos a um nível p_0 de referência, que daqui em diante chamaremos de \mathcal{NR} . Combinando as Equações 3.1 e 3.2, chegamos facilmente a

$$\psi_{(p_0/p)} = \frac{\Delta\Phi}{f_0}, \quad (3.4)$$

de onde podemos calcular as componentes zonal e meridional do movimento geostrófico, através da Equação 3.1. Entretanto, calcular o gradiente explicitado na referida equação requer um mapeamento horizontal da quantidade $\psi_{(p_0/p)}$.

Das Equações 3.4 e 3.3, podemos apontar algumas limitações inerentes ao método quando da obtenção de $\psi_{(p_0/p)}$ através de dados hidrográficos apenas. Uma vez que a determinação de $\psi_{(p_0/p)}$ passa por adotarmos um valor representativo do \mathcal{NR} , este deve ser tal que melhor reproduza o campo de velocidades baroclínicas absolutas ao largo da costa leste brasileira. Em outras palavras, está associado às velocidades geostróficas baroclínicas relativas (ao \mathcal{NR}) e não absolutas. A forma mais comum de lidar com o \mathcal{NR} é assumir um valor nulo e constante para o mesmo, em toda a área de estudo. Esta abordagem que permite a obtenção de velocidades geostróficas através dos dados termohalinos é denominada Método Dinâmico Clássico (*MDC*), e foi desenvolvido originalmente por *Sandström & Helland-Hansen* [1903].

As técnicas utilizadas para o mapeamento de $\psi_{(p_0/p)}$, e conseqüentemente $u_{(p_0/p)}$ e $v_{(p_0/p)}$ geostróficas serão detalhadas na próxima seção. Entretanto, já adiantamos aqui que para as diferentes abordagens previstas nesta dissertação (climatológica e sinótica), técnicas diferentes serão utilizadas para este mapeamento, em função dos tipos de variáveis observacionais disponíveis para cada uma delas. Para o cenário climatológico, por dispormos apenas de dados termohalinos, utilizaremos exatamente a abordagem apresentada nesta seção. Para o cenário sinótico, utilizaremos uma combinação de dados termohalinos e de velocidade para nos isentarmos da dependência de um \mathcal{NR} .

3.2.2 Mapeamento Objetivo

Fazendo uso dos dados termohalinos climatológicos disponíveis e usufruindo do método analítico detalhado na seção anterior, comecemos a descrição da metodologia empregada na construção dos campos de $\psi_{(p_0/p)}$ geostrófico climatológico para o verão austral.

Inicialmente, como buscamos a representação de um cenário médio que possa nos prover uma descrição adequada da feição da BiCSE, adotaremos o \mathcal{NR} de 1000 dbar, já utilizado por *Rodrigues et al.* [2006]. De acordo com estes autores este é o nível médio em que o escoamento associado ao giro subtropical se esvanece.

Na construção dos campos horizontais de $\psi_{(p_0/p)}$, primeiramente calculamos um perfil de $\psi_{(p_0/p)}$ a partir de cada perfil termohalino da base de dados WOA2001, limita-

dos ao Oceano Atlântico Sul, e usando a Equação 3.4. Posteriormente, interpolamos os valores de $\psi_{(p_0/p)}$ encontrados para uma grade limitada pelos paralelos de 2°-30°S e pelos meridianos de 30°-50°W, em cada nível vertical. Para tanto utilizamos uma técnica de interpolação chamada *Análise Objetiva (AO)*. De acordo com *Bretherton et al.* [1976], a *AO* é baseada no 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 de interpolação.

Carter & Robinson [1987] mostraram que a *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 prévio 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 o conjunto WOA2001 e a OEII (já adiantando que o mesmo método de interpolação será adotado para este conjunto).

Para o mapeamento horizontal de escoamentos geofísicos, buscamos utilizar uma função de correlação dada por:

$$C(\Delta x, \Delta y) = (1 - \epsilon^2)e^{-[(\Delta x)^2/l_x^2 + (\Delta y)^2/l_y^2]}, \quad (3.5)$$

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 [*Carter & Robinson*, 1987].

Para essa natureza de escoamentos, as diferenças entre os comprimentos de correlação horizontais l_x e l_y costumam ser sutis como consequência da notável isotropia horizontal dos mesmos. Em muitos casos e principalmente naqueles envolvendo mapeamento de quantidades com estruturas de caráter radial, tal como característico das feições de larga escala, como a BiCSE, e as feições ligadas à atividade de meso-escala

da CB (meandros e vórtices), é convidativo utilizar a forma isotrópica gaussiana da Equação 3.5:

$$C(r) = (1 - \epsilon^2)e^{-r^2/l_c^2}, \quad (3.6)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ e l_c é o comprimento de correlação horizontal na direção radial [Silveira et al., 2000a].

O comprimento de correlação e a variância do erro amostral podem ser determinados de duas maneiras conhecidas: (1) a partir do ajuste não-linear da função de correlação amostral dos dados à forma teórica (Eq. 3.6) ou (2) 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 (1), seguindo Silveira et al. [2000a]. Fica claro o grau de subjetividade implícito no caso (2). 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 (2), há também uma limitação associada ao caso (1), 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 3.5 ou 3.6. 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 $\psi_{(p_0/p)}$ para uma profundidade em que existam valores em todos os pontos de grade do WOA2001. A correlação amostral é apresentada na Figura 3.1, 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. 3.6) é uma boa aproximação. Seu ajuste não-linear nos fornece um comprimento de correlação $l_c = 488 \text{ km} \approx 4,4^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,105$.

Em resumo, o emprego da \mathcal{AO} como técnica de interpolação na construção dos campos horizontais de $\psi_{(p_0/p)}$ estima o valor desta quantidade para cada ponto pertencente à grade de interpolação de escolha. Os parâmetros $l_c = 4,4^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,105$ são então utilizados. Como subproduto, a \mathcal{AO} nos fornece o campo de erros, estimado a

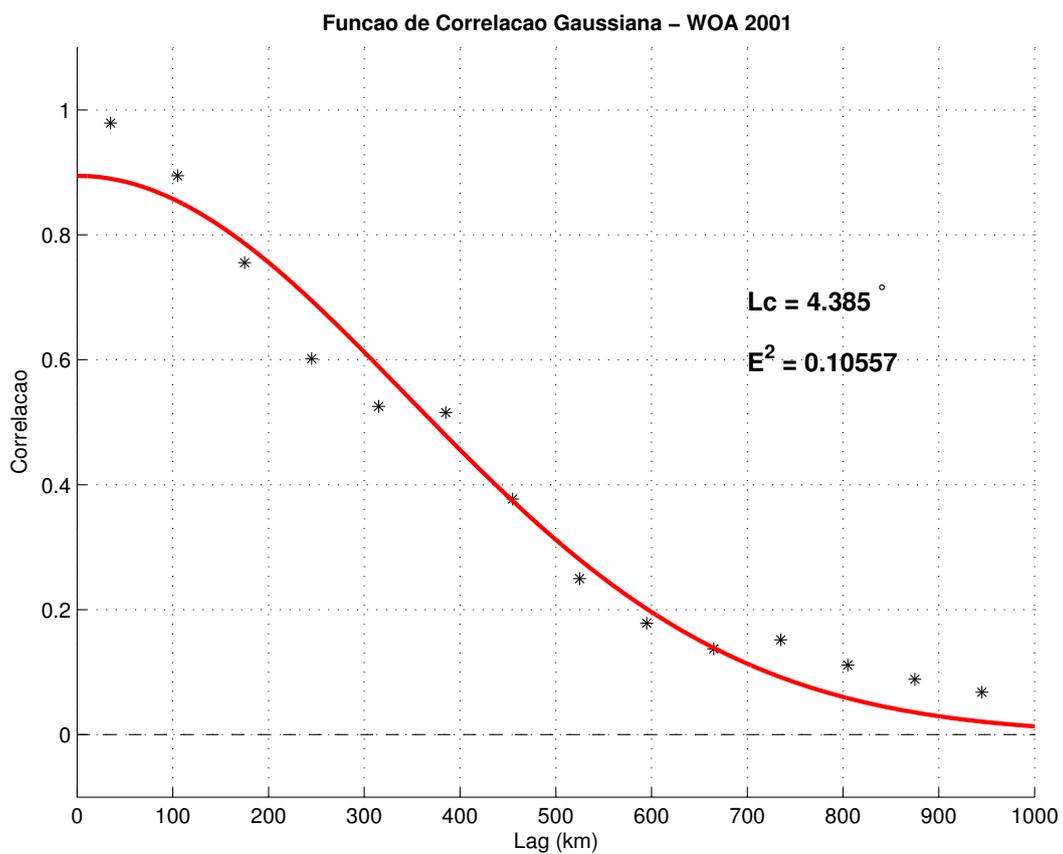


Figura 3.1: Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados do WOA2001. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.6 (linha vermelha), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 488 \text{ km} \approx 4,4^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,105$.

partir do erro médio quadrático, associado ao processo de interpolação. A Figura 3.2 apresenta tal campo de erros de interpolação (percentual) considerando os parâmetros l_c e ϵ^2 determinados. A título de informação, a Figura 3.2 ilustra a grade construída para interpolação, caracterizada por uma resolução de 60×60 pontos espaçados, em média, de 50 km.

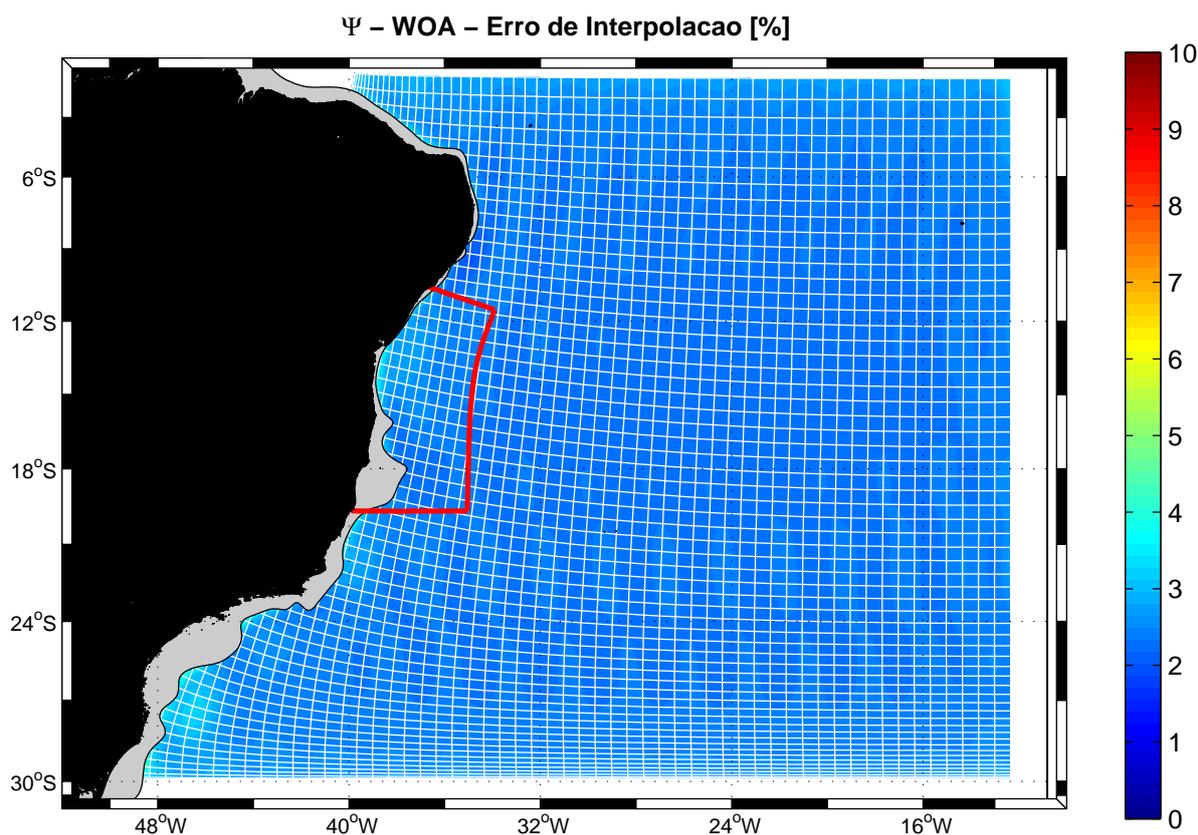


Figura 3.2: Representação da grade para interpolação dos campos de $\psi_{(p_0/p)}$ da climatologia WOA2001 sobreposta ao mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por $\mathcal{A}\mathcal{O}$: $l_c = 4,4^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,105$. A área correspondente aos domínios geográficos da OEII está envolta pela caixa vermelha.

Há ainda um último aspecto importante a ser frisado sobre à construção dos campos de $\psi_{(p_0/p)}$. Determinadas estruturas espúrias presentes nos campos podem ter sua origem na forma como $\psi_{(p_0/p)}$ foi calculado nas proximidades da costa, onde são mais esparsos os perfis do WOA2001 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 simples-

mente 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 $\psi_{(p_0/p)}$ calculados relativamente ao \mathcal{NR} .

3.3 Função de Corrente Geostrófica Absoluta

3.3.1 Fundamentos Teóricos

O arcabouço teórico utilizado aqui é o mesmo apresentado na seção precedente, ou seja, a geostrofia. Com isso, a formulação matemática para o cálculo das velocidades geostróficas permanece inalterada. O que muda é que substituiremos o *nível de movimento nulo* (\mathcal{NR}) por um *nível de velocidade conhecida*, oriunda dos dados de ADCP. Ao fazermos isto, estaremos migrando do **Método Dinâmico Clássico** (\mathcal{MDC}) para o **Método Dinâmico Referenciado** (\mathcal{MDR}). De agora em diante, quando nos referirmos ao \mathcal{MDR} fazemos alusão àquele que utiliza-se das velocidades observadas por ADCP de casco. Neste caso, para nos fazermos mais claros, expandiremos a abordagem matemática.

Na Seção 3.2.1, mostramos como chegar à grandeza escalar $\psi_{(p_0/p)}$ através dos dados termohalinos, através das Equações 3.2 e 3.4. O que buscaremos agora é uma equação que relacione uma componente qualquer da velocidade (meridional por exemplo) aos dados termohalinos diretamente. Se combinamos as Equações 3.2 e 3.4 e as escrevemos para a componente meridional, obtemos

$$v(p) - v(p_0) = -\frac{1}{f_0} \int_{p_0}^p \frac{\partial \delta_\alpha}{\partial x} dp, \quad (3.7)$$

que nada mais é do que uma forma diferente de representar o já exposto na Seção 3.2.1, porém torna-se fundamental para entender o cerne do processo de referencia-

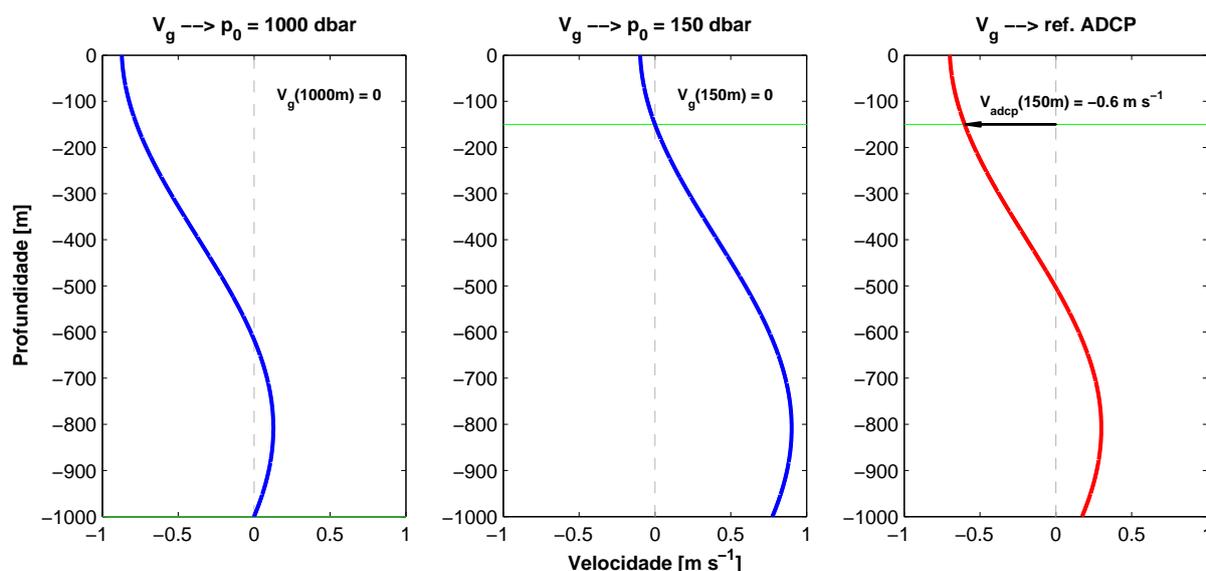


Figura 3.3: Representação idealizada de um perfil de velocidade típico da costa brasileira evidenciando as diferenças entre métodos *MDC* e *MDR*. O painel esquerdo representa um perfil de velocidade geostrófica calculada através do *MDC* com $\mathcal{NR} = 1000$ dbar, o painel central exemplifica o caso do $\mathcal{NR} = 150$ dbar e o painel direito mostra como se dá a aplicação do *MDR*.

mento do Método Dinâmico.

Na Equação 3.7, $v(p)$ é a velocidade em um nível isobárico qualquer de interesse e $v(p_0)$ corresponderia à velocidade no \mathcal{NR} . Ou seja, segundo o *MDC*, $v(p_0) = 0$, mas para a aplicação do *MDR*, simplesmente $v(p_0)$ será a velocidade medida pelo ADCP de casco. A Figura 3.3 ilustra como é feito este cálculo através da representação de um perfil de velocidade idealizado calculado por ambos os métodos: o *MDC*, que se baseia em um \mathcal{NR} e o *MDR*, que se baseia em um nível de velocidades medidas diretamente. Supondo ser uma representação idealizada do sistema CB-SNB por exemplo, note o quão inadequada pode se tornar a representação do perfil de velocidades caso a escolha do \mathcal{NR} seja mal sucedida. À medida que utilizamos dados observados de velocidade, a representação fica mais próxima do cenário real, por nos tornarmos livres da imposição de um nível **constante** de escoamento nulo. No nosso caso, teremos inúmeros perfis, e em cada um deles, o valor de velocidade observada é único.

A próxima e crucial etapa consiste em selecionar um $v(p_0)$ que possibilite isolar o movimento geostrófico, tendo em vista que as velocidades diretamente observadas são o resultado da ação de um conjunto de movimentos diversos ocorrentes no oceano. Isto significa que devemos buscar apenas a componente geostrófica dos vetores de

velocidade oriundos do ADCP, para que utilizemos a Equação 3.7 adequadamente. A melhor estratégia, segundo *Sutton & Chereskin* [2002] e *Pickard & Lindstrom* [1993], está calcada na escolha de p_0 , garantindo que este nível esteja sob mínima influência possível das componentes ageostróficas da velocidade. Segundo estes autores, existem três principais fontes de velocidades ageostróficas para regiões oceânicas, como esta que é objeto de estudo nesta dissertação. São estas:

- ✓ a deriva de Ekman, provocada pela tensão de cisalhamento do vento;
- ✓ as correntes quase-inerciais;
- ✓ as correntes de maré.

Dos três itens, as correntes quase-inerciais e as correntes de maré serão filtradas naturalmente através da interpolação por \mathcal{AO} que aplicaremos aos dados, por terem frequências relativamente altas quando comparadas às correntes geostroficas. Para evitarmos a deriva de Ekman, pretendemos, de acordo com *Sutton & Chereskin* [2002], buscar níveis de profundidade onde o efeito direto da tensão de cisalhamento do vento é praticamente nulo. Para tanto, conduzimos uma estimativa da profundidade média da camada de Ekman durante o período de duração da OEII.

De acordo com *Cushman-Roisin* [1994], a profundidade da camada de Ekman pode ser determinada empiricamente através de

$$h_E = \frac{\gamma}{\rho_0} u_*, \quad (3.8)$$

onde γ é a constante de *Von Karman* e tem como valor 0,4. A variável u_* é a *velocidade friccional* que depende diretamente da tensão de cisalhamento do vento, através de

$$u_* = \sqrt{\frac{|\vec{\tau}|}{f_0}}. \quad (3.9)$$

Para obtermos uma estimativa do vento, retiramos os valores de tensão de cisalhamento ($\vec{\tau}$) de campos oriundos do escaterômetro da NASA (QuickSCAT), recolhidos para todo o período de duração da OEII. Trata-se de um sensor remoto montado em um satélite que mede a tensão de cisalhamento do vento junto a superfície do mar

através da rugosidade da mesma. Estes dados são conteúdo de um programa de sensoriamento remoto internacional que data desde o ano de 1998 até os dias atuais, e estão disponíveis gratuitamente na rede através do *website* da NASA. De posse de todos os valores de h_E calculados através do uso destes dados na Equação 3.8, obtivemos seu valor médio, que foi de aproximadamente 77 m. Utilizamos os vetores de velocidade de corrente no nível equivalente à aproximadamente o dobro da profundidade média da camada de Ekman calculada (150 m), que estão certamente livres deste efeito. Este nível de 150 m adicionalmente localiza-se em uma profundidade onde os dados de ADCP ainda apresentam uma boa consistência, considerando sua capacidade de penetração.

Como nas investigações deste trabalho estamos construindo campos horizontais, na prática não usaremos a Equação 3.7, portanto voltemos a abordagem que considera ψ em detrimento de tratar separadamente as componentes do vetor velocidade. Esta abordagem é mais elegante e confortável, pois carrega a informação dos dois componentes do vetor velocidade em uma só grandeza escalar (ψ). Esta é também a abordagem utilizada por *Sutton & Chereskin* [2002] que partem do princípio que

$$\psi_{tot} = \psi_{(p_0/p)} + \psi_{obs(p_0)}. \quad (3.10)$$

O procedimento de cálculo representado através da Eq. 3.10 consiste na soma escalar de dois campos horizontais de ψ , e pode ser resumido em três etapas:

1. **Cálculo de $\psi_{(p_0/p)}$:** consiste na construção de um campo de função de corrente geostrófica segundo o *MDC*, baseando-se unicamente na estrutura termohalina da OEII. O p_0 utilizado será convenientemente o de 150 m.
2. **Cálculo de $\psi_{obs(p_0)}$:** consiste na construção de um campo de função de corrente observada baseando-se nos dados de velocidade observada via ADCP de casco durante a OEII. Este campo será construído no nível de 150 m, de acordo com as razões apresentadas nos últimos parágrafos.
3. **Cálculo de ψ_{tot} :** consiste na construção de um campo de função de corrente geostrófica absoluta. Isto se dá com a soma dos demais campos construídos, de

acordo com a expressão apresentada na Eq. 3.10. Notemos que a etapa 1 utiliza-se de um $p_0 = 150m$, pois o campo de função de corrente geostrófica absoluta neste nível deve ser idêntico ao campo de função de corrente observada. Neste nível, somaremos o campo de $\psi_{obs(p_0)}$ com um campo de $\psi_{(p_0/p)}$ **nulo**. O resultado destes cálculos em um panorama vertical é semelhante ao exposto na Figura 3.3.

3.3.2 Mapeamento Objetivo

Evidentemente, é necessário tecermos maiores esclarecimentos acerca da etapa 2, ou seja, do cálculo de $\psi_{obs(p_0)}$, uma vez que esta é oriunda da interpolação das componentes zonal ($u_{obs(p_0)}$) e meridional ($v_{obs(p_0)}$) do vetor velocidade fornecidas pelo ADCP, utilizando uma modalidade diferente da \mathcal{AO} : a **Análise Objetiva Vetorial** (\mathcal{AOV}) [Bretherton et al., 1976]. Antes de esclarecermos tal método, lembramos que os campos de $\psi_{(p_0/p)}$ são calculados exatamente aos moldes do que foi detalhado na Seção 3.2.1, e dependem unicamente dos dados termohalinos. De acordo com esta abordagem (MDC), o interpolador \mathcal{AO} recebe como entrada $\psi_{(p_0/p)}$, e disponibiliza como saída a mesma grandeza $\psi_{(p_0/p)}$ interpolada otimamente. Já para o caso de $\psi_{obs(p_0)}$ é necessária a utilização da \mathcal{AOV} , pois as grandezas de entrada e saída são de natureza dimensional diferente. Temos como entrada as componentes $u_{obs(p_0)}$ e $v_{obs(p_0)}$ e como saída $\psi_{obs(p_0)}$. Este procedimento é executado de forma semelhante nos cálculos de Silveira et al. [2000a], que fez uso de dados de velocidade observada diretamente via perfilador PEGASUS.

O princípio físico que torna possível tal cálculo está calcado em garantir a não-divergência do campo de velocidade após a interpolação, que é o caso dos cálculos realizados pela \mathcal{AOV} . Naturalmente, mesmo em níveis profundos como o de 150 m, longe da influência da tensão de cisalhamento do vento, ainda resta nos campos alguma divergência horizontal, oriunda de movimentos ageostróficos de mais baixa frequência. Com isso, a \mathcal{AOV} além de necessária para transformar $u_{obs(p_0)}$ e $v_{obs(p_0)}$ em $\psi_{obs(p_0)}$, favorece ainda mais a eliminação dos ruídos ageostróficos.

Em síntese, o esquema de interpolação por \mathcal{AOV} utiliza o princípio de que todo e qualquer campo de velocidade, pode ser escrito segundo a decomposição de Euler, que consiste em

$$\vec{v} = (u, v) = \vec{k} \times \nabla\psi - \nabla\chi, \quad (3.11)$$

onde χ é o potencial de velocidade, que representa a parte divergente e irrotacional do campo de velocidade, e ψ a função de corrente, que representa a parte rotacional e não-divergente. Para podermos obter um campo de função de corrente observada $\psi_{obs(p_0)}$, de acordo com sua definição [Kundu, 1990], obrigatoriamente devemos remover a divergência. Os cálculos efetuados durante a \mathcal{AOV} dão uma estimativa de $\psi_{obs(p_0)}$, assumindo que o fluxo divergente é negligenciável, seguindo o princípio: “*Se existe uma relação funcional entre a velocidade não-divergente e $\psi_{obs(p_0)}$, existe também uma relação funcional entre suas funções de correlação, assumindo isotropia para o campo de velocidade.*”

Assim como a \mathcal{AO} , a \mathcal{AOV} tem a mesma propriedade de promover uma filtragem espaço-temporal nos dados, de forma a eliminar as estruturas que estejam embebidas em uma escala não resolvida pelo desenho amostral da OEII. Para tanto, devemos repetir os cálculos referentes à estimativa dos parâmetros de interpolação l_c e ϵ^2 , de modo a manter o critério metodológico que permite utilizar a técnica de forma ótima. Portanto, repetimos os cálculos descritos na Seção 3.2.2 para o caso de ψ climatológico, dessa vez utilizando ψ sinótico, seja $\psi_{(p_0/p)}$ ou $\psi_{obs(p_0)}$. Escolhemos aqui o $\psi_{(p_0/p)}$ para esta estimativa, e assumimos que tanto para esta grandeza quanto para as velocidades observadas pelo ADCP, as escalas horizontais das estruturas de interesse são as mesmas.

Conforme esperávamos, o l_c estimado para os dados sinóticos é significativamente menor do que aquele estimado para a climatologia, pois a mesma representa um cenário médio, onde as estruturas são de maior escala espacial. A Figura 3.4 mostra a curva de auto-correlação e os valores dos parâmetros encontrados são de comprimento de correlação $l_c = 95 \text{ km} \approx 1^\circ$ e variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,19$. Este valor menor de l_c , já nos dá indícios do quão maior será o nível de detalhamento contido no escoamento encontrado. A título de informação, a Figura 3.5 ilustra a grade curvilínea construída para interpolação, caracterizada por uma resolução de 50×30 pontos espaçados, em média, de 15 km. O mapa de erro percentual de interpolação está subposto à grade curvilínea na Figura 3.5.

A metodologia empregada para o cálculo de l_c e ϵ^2 , apesar de ser meramente es-

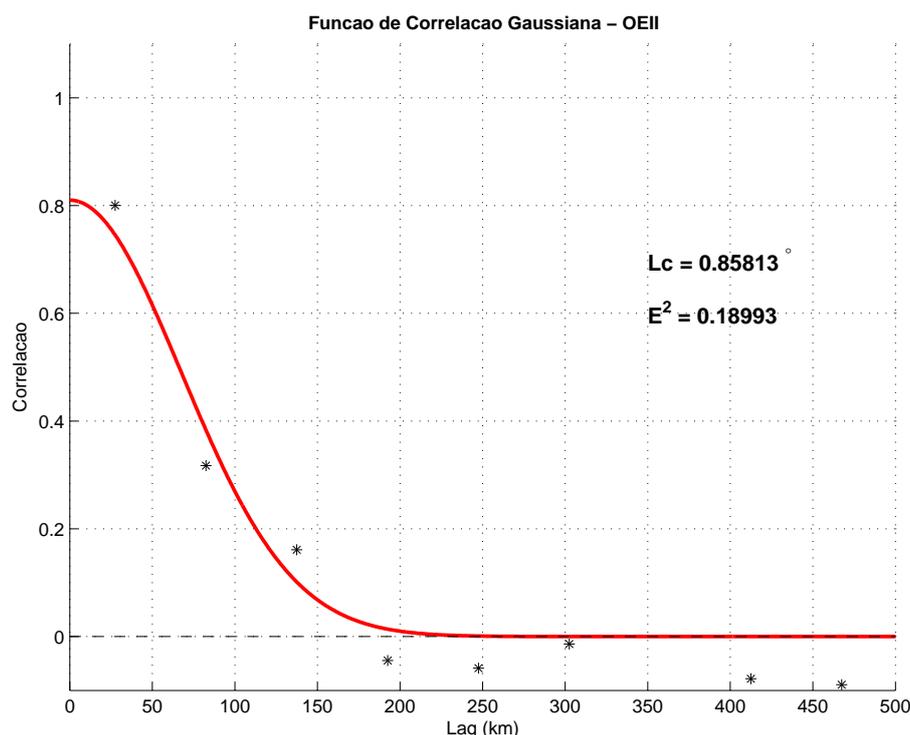


Figura 3.4: Correlação amostral da função de corrente geostrófica calculada para os dados da OEII. Conforme ajuste não-linear para a Equação 3.6 (linha vermelha), obtemos um comprimento de correlação $l_c = 95 \text{ km} \approx 1^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,19$.

tatística, remete a um significado físico suficientemente robusto: estamos minimizando *aliasing* por estruturas não resolvidas adequadamente pela amostragem.

Antes de prosseguir, para melhorar o entendimento dos cálculos executados, expandiremos o exemplo idealizado exposto na Figura 3.6 para o espaço horizontal, que será a forma de apresentação que nos possibilitará interpretação dos resultados. Lembremos então, que para todo vetor $\vec{v} = u\vec{i} + v\vec{j}$ existe um escalar ψ , e vice-versa. Escolhemos a abordagem vetorial para este exemplo por esta permitir uma melhor visualização dos cálculos executados. Para tanto, construímos campos idealizados das quantidades $\psi_{(p_0/p)}$ e $\psi_{obs(p_0)}$ e somamo-os com a finalidade de obter um ψ_{tot} também idealizado.

A Figura 3.6 apresenta os campos idealizados onde são representados vetores de velocidade não-divergente. Estes vetores foram obtidos através do cálculo do gradiente horizontal das quantidades explicitadas no parágrafo anterior, conforme a Equação 3.1. No painel superior esquerdo, é mostrado o campo idealizado de vetores de velocidade geostrófica em 10 m relativa a 150 m: $\vec{v}_{(p_0/p)}$. O painel superior direito representa

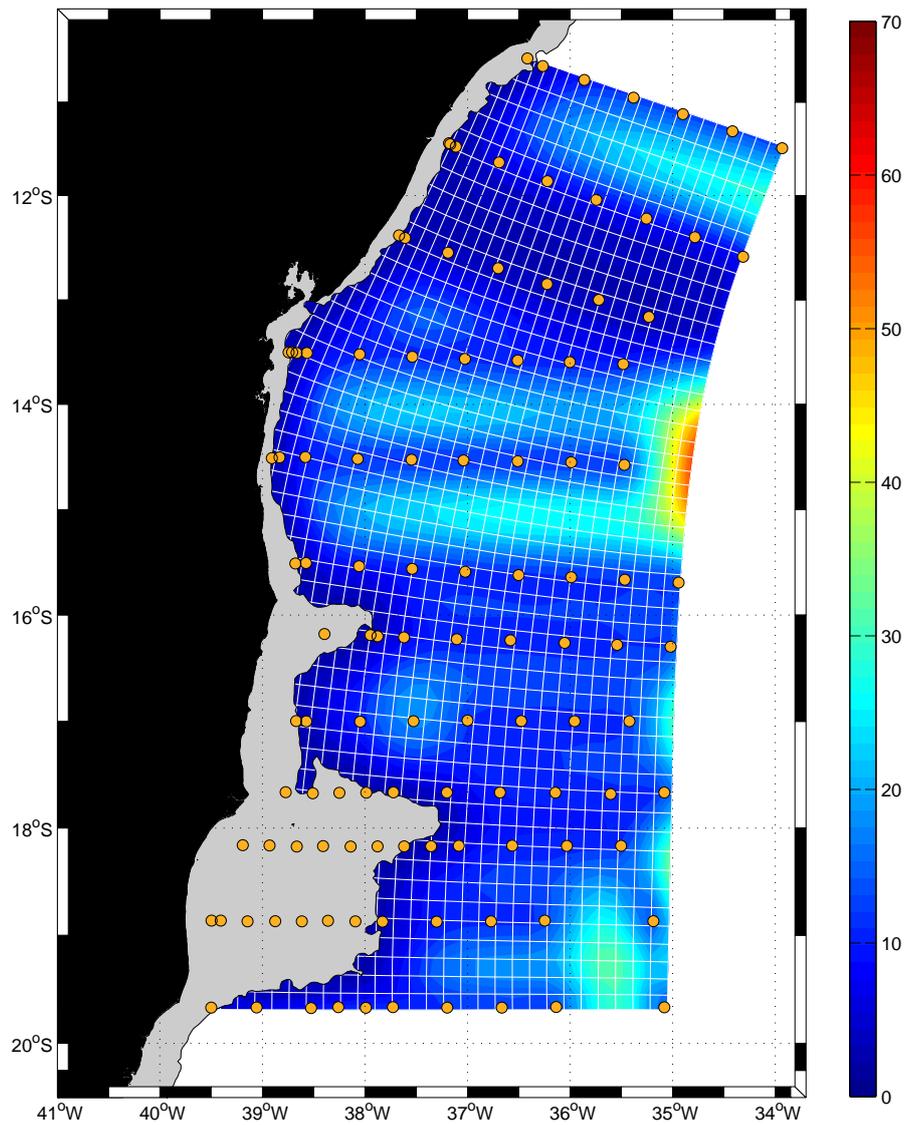


Figura 3.5: Representação da grade para interpolação dos campos da OEII sobreposta ao mapa do erro médio quadrático percentual de interpolação por \mathcal{AO} : $l_c = 1^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,19$.

os vetores de velocidade observada por ADCP em 150 m isentos de sua componente divergente: $\vec{v}_{obs(p_0)}$. O painel inferior representa o resultado da soma explicitada na Equação 3.10, com as devidas adaptações para uso vetorial: $\vec{v}_{tot} = \vec{v}_{(p_0/p)} + \vec{v}_{obs(p_0)}$. Esta é a forma com a qual calcularíamos o campo de velocidades em 10 m, por exemplo. Procedemos exatamente dessa forma com os dados reais observados durante a OEII para os vários níveis verticais de interesse deste trabalho.

Após o esclarecimento e detalhamento da metodologia empregada nesta etapa do trabalho, nos resta dar início a apresentação dos resultados.

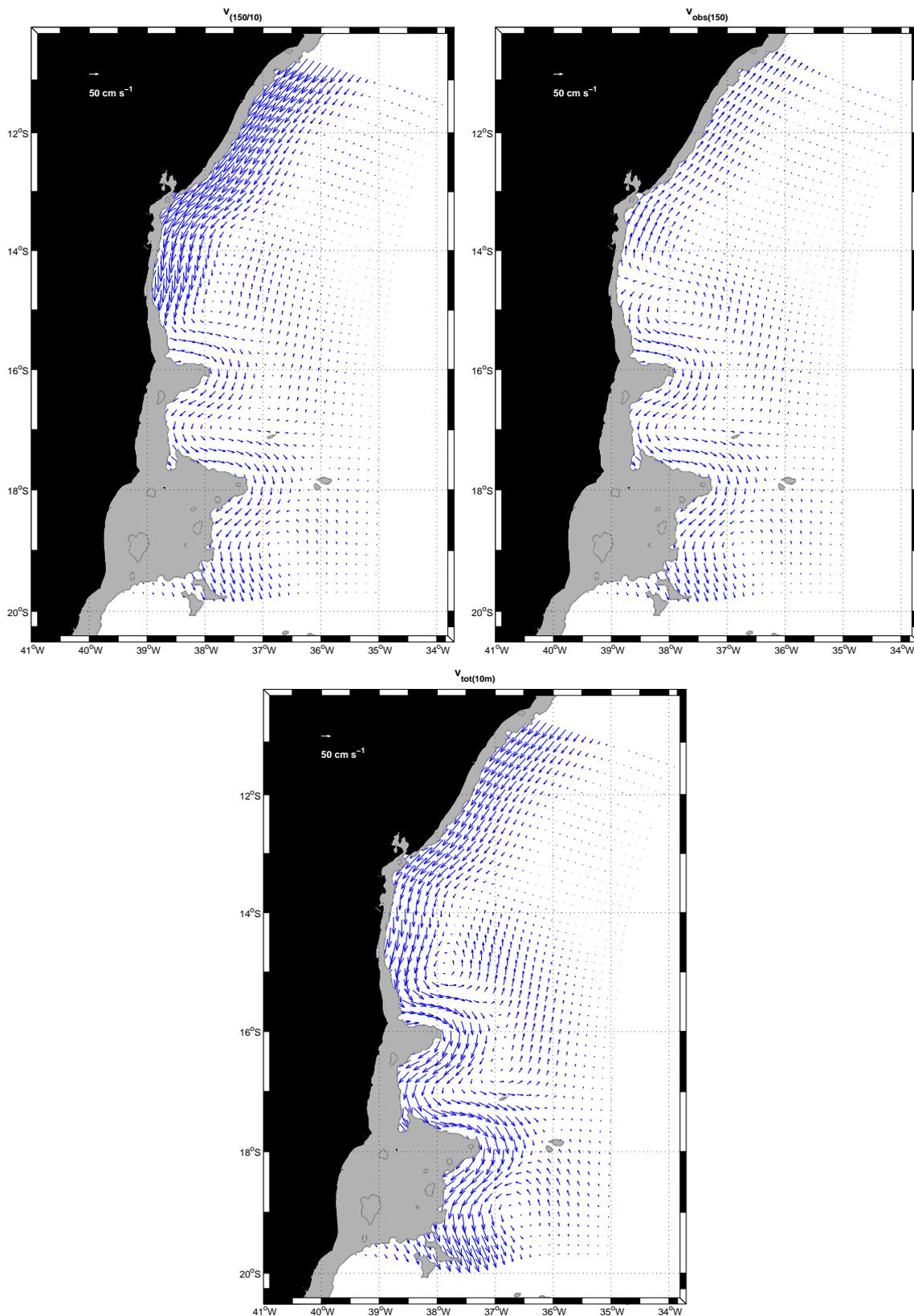


Figura 3.6: Campos idealizados de velocidade não-divergente ilustrando os cálculos correspondentes ao MDR . O painel superior esquerdo idealiza a velocidade geostrófica em 10m calculada com $\mathcal{NR} = 150m$. O painel superior direito idealiza a velocidade observada via ADCP de casco em 150m, após remoção da componente divergente. O painel inferior mostra o campo final, resultado da soma vetorial dos anteriores.

Capítulo 4

Resultados e Discussão

Este capítulo apresenta os resultados referentes aos padrões de escoamento obtidos para a região de estudo tanto no âmbito climatológico (via análise geostrófica dos dados do WOA2001) quanto sinótico (via análise dinâmica dos dados da OEII). Os resultados obtidos são confrontados, comparados e discutidos à luz da literatura disponível para a região.

4.1 Cenário Climatológico

Destinamos esta seção à apresentação e discussão dos campos horizontais de ψ oriundos dos dados climatológicos provenientes do WOA2001. Lembramos aqui, que os campos apresentados para o cenário de verão são derivados a partir do campo termohalino médio obtido para os meses de janeiro, fevereiro e março. Enfatizamos ainda, que os padrões a serem apresentados se limitam à componente geostrófica baroclínica do escoamento relativa à superfície isobárica de 1000 dbar (correspondente a um \mathcal{NR} de 1000 m em coordenadas cartesianas). No entanto é a obtenção de uma aproximação razoável da circulação geostrófica, que nos permite entender o cenário médio de escoamento do giro subtropical e da BiCSE.

Dado que o objetivo desta parte do trabalho é localizar e descrever a BiCSE e escoamento médio das CCOs ao largo da margem continental brasileira, limitaremos a análise e discussão ao escoamento superior, ou seja, em profundidades mais rasas que o \mathcal{NR} . Esta porção da coluna de água é comumente referida na literatura como o “Oce-

ano Superior”, e é nela que se concentra o escoamento associado ao giro subtropical gerado pelo vento. Seleccionamos então, cientes da dependência vertical que a BiCSE possui, os níveis de 20, 200, 500 e 800 m para apresentação dos campos de ψ . Estes campos correspondem às Figuras 4.1-4.4.

Imediatamente, podemos comprovar através da inspeção das Figuras 4.1-4.4 a dependência que a BiCSE possui em relação ao binômio profundidade - latitude, confirmando o cenário já descrito por *Stramma & England* [1999] e mais recentemente por *Rodrigues et al.* [2006] para campos médios anuais. Entre o campo de 20 m (Figura 4.1) e o campo de 800 m (Figura 4.4), a localização da BiCSE migrou de aproximadamente 9°S para 23°S . Em 20 m (Figura 4.1), observamos em linhas gerais que a CSE é um escoamento não confinado. Esta corrente tem uma largura extensa, ou seja, aproximadamente 700 km, enquanto flui cruzando o oceano Atlântico Sul. Ao se aproximar da margem continental brasileira, torna-se difícil apontar um ponto exato onde sua bifurcação efetivamente ocorre. O que observamos de fato é que seu fluxo se incorpora suavemente ao contorno oeste. Portanto, escolhemos aqui como ponto de sua localização, o trecho da costa brasileira onde há uma demarcada divergência nas CCOs. Ou seja, onde existe a origem dos escoamentos das CCOs em cada nível analisado. Uma vez que na metodologia discutida no Capítulo 3 mostramos que ao aplicarmos o ajuste na \mathcal{AO} para que as condições de contorno de *Dirichlet* sejam respeitadas junto a isóbata que escolhemos para representar a quebra da plataforma continental, podemos considerar tal isóbata como uma linha de corrente nos campos de ψ . Nesse caso, marcamos o ponto de bifurcação na linha de corrente que se orienta perpendicularmente à tal isóbata.

Para o campo de 20 m este ponto corresponde ao sítio médio de origem da CB e da CNB e se localiza em aproximadamente 9°S para o verão climatológico. Através da inspeção da Figura 4.1, podemos constatar que a CB, já a partir dessa latitude, se organiza em um jato de contorno oeste típico. O que percebemos também é o ganho em termos de intensidade que esta corrente tem à medida que se dirige para o sul e vai recebendo continuamente o aporte zonal da extensa CSE. Mais ao sul, nos entornos de 23°S e 38°W , encontramos uma robusta assinatura da Célula de Recirculação Norte da CB. Tal estrutura já foi descrita por *Tsuchiya* [1985] e *Mattos* [2006] a partir de outros

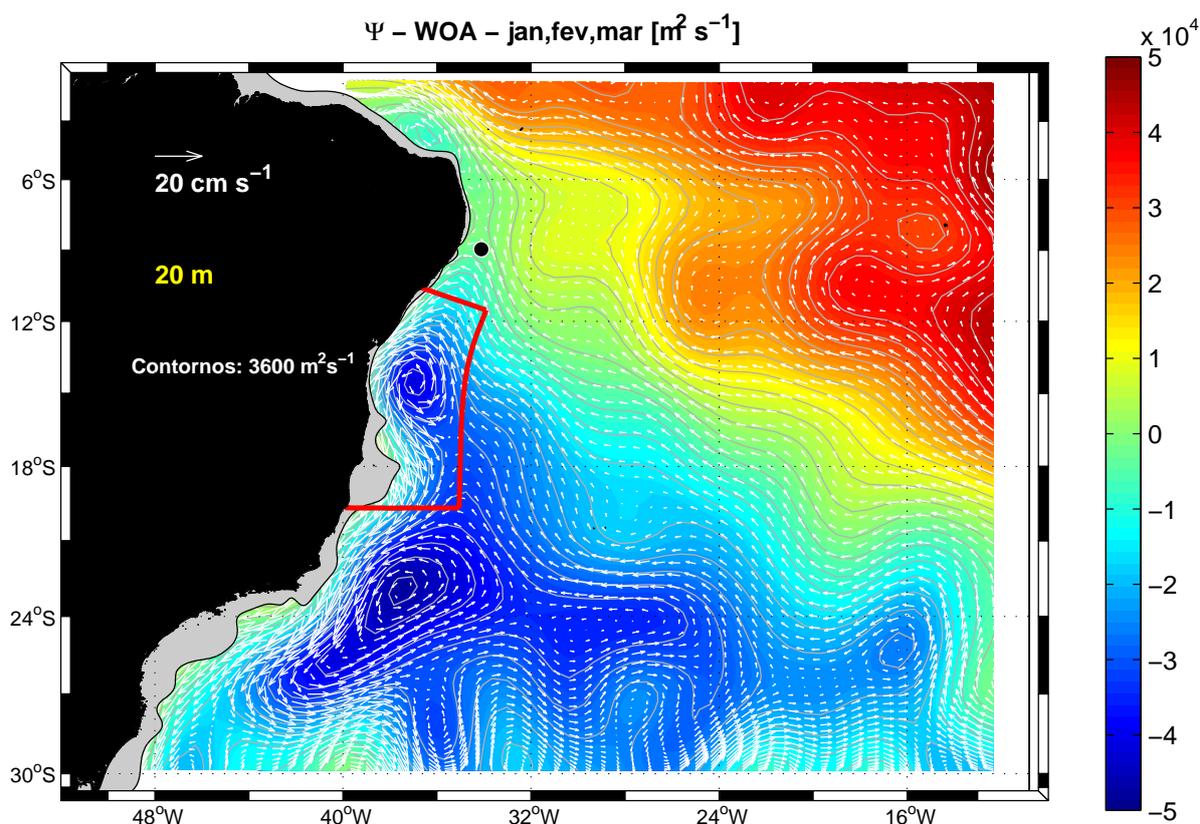


Figura 4.1: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 20 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.

conjuntos de dados.

É notável também em 20 m, que a CB, ao sul de sua origem junto a margem continental, desenvolve um grande anticiclone, de aproximadamente 500 km de diâmetro, centrado também em 15°S. Especulamos que este anticiclone de grande escala tenha sua formação explicada pela complexa topografia associada aos bancos de Royal-Charlotte e Abrolhos (Figura 1.6).

Em 200 m de profundidade (Figura 4.2), podemos constatar que a BiCSE está localizada consideravelmente mais ao sul, em aproximadamente 12°S. Esta localidade já se encontra no interior dos domínios geográficos da OEII. A organização das CCOs parece ocorrer de forma muito semelhante neste nível, quando comparamos com os 20 m. Assim como em 20 m, em 200 m observamos o mesmo anticiclone centrado em 15°S. Neste nível, a estrutura apenas exhibe intensidades um pouco menores. Consta-

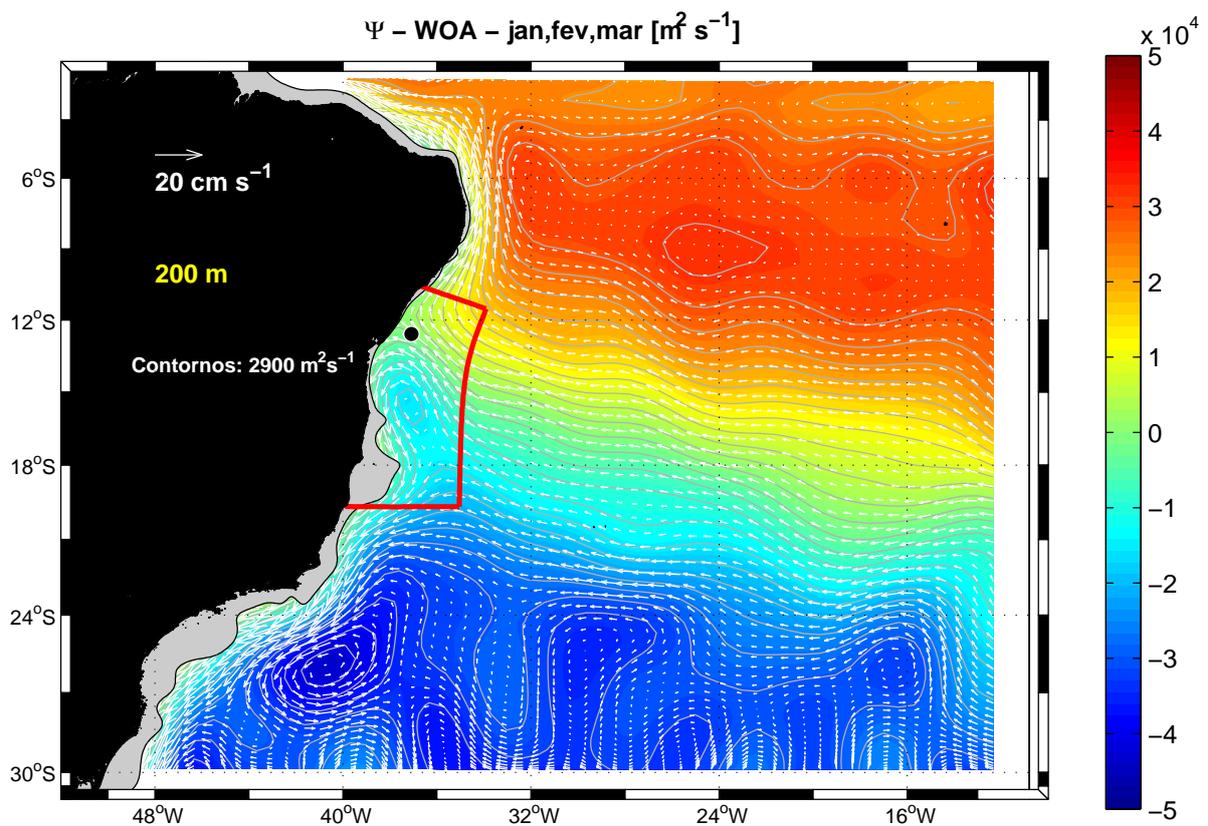


Figura 4.2: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 200 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.

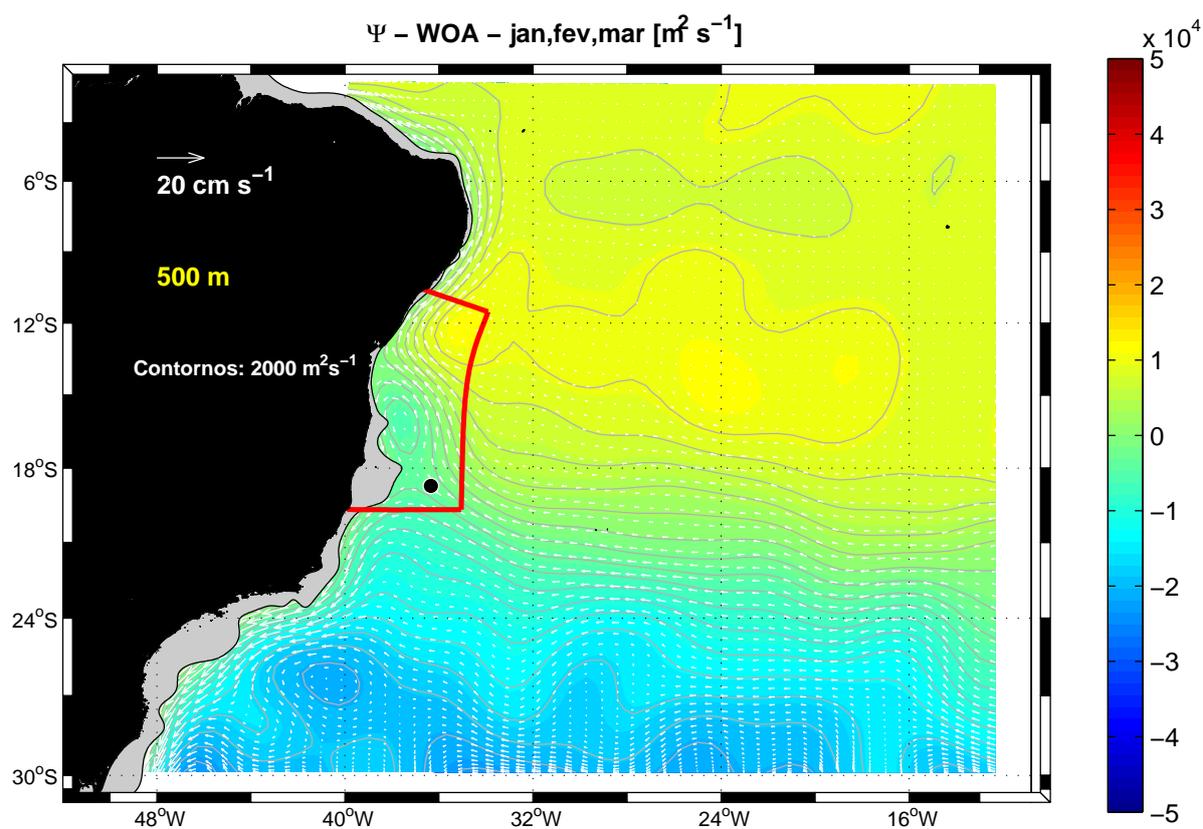


Figura 4.3: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 500 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.

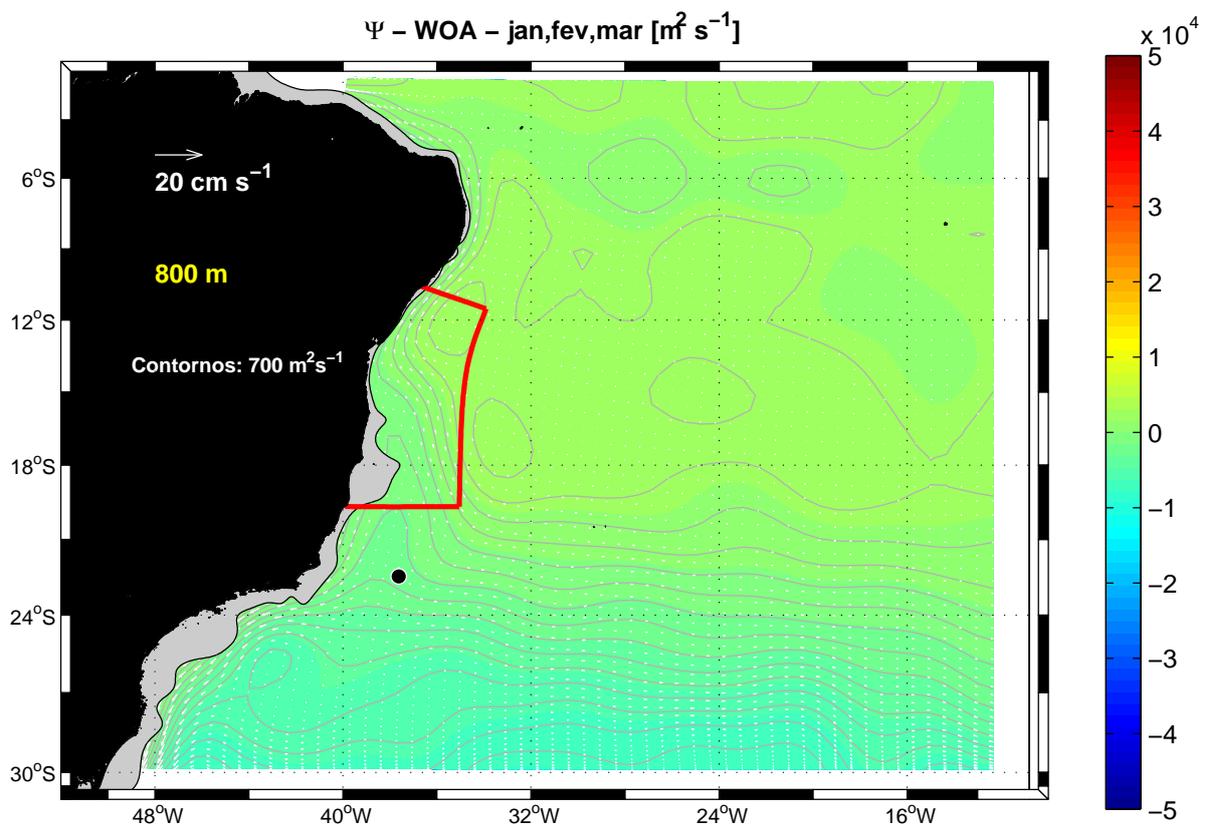


Figura 4.4: Função de corrente geostrófica ψ , oriunda dos campos climatológicos do WOA-2001, em 800 m de profundidade, nos meses de verão. O \mathcal{NR} adotado é igual a 1000 m. A região cinza próxima à margem continental denota profundidades menores que o \mathcal{NR} adotado. A envoltória vermelha delimita a área da OEII. O círculo preto representa a posição da BiCSE.

tamos ainda, que a banda de velocidades mais intensas da CSE já se encontra mais ao sul, assim como todo giro subtropical em si. Observamos nitidamente a organização da CB e alimentação da já SNB nesses níveis. Se focarmos a análise para a região de abrangência da OEII, podemos esperar o sítio da BiCSE completamente amostrado.

Passemos então à análise do campo de 500 m (Figura 4.3), que já se encontra na região limítrofe entre o domínio vertical da ACAS e da AIA. Este campo nos mostra uma migração mais significativa da CSE para sul. Esta corrente, que nos níveis mais rasos descritos cruzava o oceano Atlântico Sul com notada componente meridional em direção ao Equador, não mais o faz. Em 500 m, o núcleo de velocidades da CSE parece se localizar em aproximadamente 21°S, sendo que todo seu fluxo, que é essencialmente zonal, está delimitado entre os paralelos de 18-25°S. A BiCSE neste nível se localiza em aproximadamente 20°S, corroborando os padrões de *Stramma & England* [1999] e diferindo ligeiramente do cenário médio anual encontrado por *Rodrigues et al.* [2006] (21°S). Neste nível, de acordo com os padrões vistos na literatura (Capítulo 1), o que observamos em aproximadamente 20°S é o sítio de origem da SNB. Novamente, se focarmos a atenção na região da OEII, de acordo com estes resultados, podemos esperar apenas fluxo para norte junto ao contorno oeste nesta profundidade, associado ao escoamento desta corrente.

Em 800 m (Figura 4.4), ao focarmos atenção na envoltória vermelha que delimita a região da OEII, podemos esperar apenas fluxo para norte junto ao contorno oeste novamente. O núcleo de velocidades da CSE parece estar localizado em 24°S e seu fluxo confinado entre os paralelos de 22°S e 26°S. Neste nível não existe uma assinatura robusta da BiCSE próximo ao contorno oeste. Entretanto, observamos que a divergência do fluxo da CSE ocorre em aproximadamente 23°S e 36°W. Neste nível também ocorre uma concordância significativa entre estes resultados e aqueles apresentados tanto por *Stramma & England* [1999] quanto por *Rodrigues et al.* [2006]. Ambos os trabalhos apontam para uma BiCSE em aproximadamente 25°S em 800 m de profundidade, ou seja, aproximadamente 2° mais ao sul apenas do que os resultados aqui encontrados.

Com a finalidade de sintetizar os resultados encontrados e compará-los com aqueles encontrados por *Stramma & England* [1999] e *Rodrigues et al.* [2006], construímos a Tabela 4.1. A inspeção da referida tabela logo nos chama a atenção, pois o posicio-

Tabela 4.1: Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ climatológico de verão (WOA2001) no que se refere à localização e migração vertical da BiCSE.

Autor \Rightarrow	Stramma & England (1999)	Rodrigues et al. (2006)	Este Trabalho
ψ \Rightarrow	Média Anual	Média Anual	Média Verão
BiCSE (0-100 m)	15°S	14°S	10°S
BiCSE (200 m)	-	18°S	12°S
BiCSE (500 m)	20°S	21°S	20°S
BiCSE (800 m)	25°S	25°S	23°S
Migração Meridional (0-1000 m)	10°	14°	14°

namento da BiCSE encontrado neste trabalho para o verão climatológico está mais ao norte do que o encontrado por exemplo para *Stramma & England* [1999] e *Rodrigues et al.* [2006], para uma climatologia anual. Esperávamos o oposto, pois nos meses de verão para o hemisfério sul, todo o sistema de grande escala associado aos giros subtropicais se desloca para o sul, seguindo a Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT). Com os dados disponíveis para este trabalho, não podemos tirar conclusões a respeito de tal discrepância. Podemos apenas especular que as diferenças encontradas podem ser explicadas pela metodologia aplicada para a identificação do ponto exato de ocorrência da BiCSE. *Stramma & England* [1999] utilizaram abordagem por camadas, portanto a comparação com os resultados aqui encontrados deve ser conduzida com cautela. Já *Rodrigues et al.* [2006] utilizaram níveis absolutos, porém estes autores não detalharam o método de identificação do ponto exato da feição.

Os resultados encontrados para a climatologia de verão já nos dão indícios do que esperar dos dados quase-sinóticos da OEII, que foram coletados nesta mesma estação do ano. Evidentemente, o cenário a ser disponibilizado através dos campos construídos a partir da OEII, estará longe dos escoamentos médios aqui estimados. Pretendemos obter as feições encontradas em muito maior riqueza de detalhe, embasados no fato de que a resolução temporal e espacial deste conjunto hidrográfico é suficiente

para tal propósito. Buscaremos também, sempre que desejável, fazer intercomparações entre os cenários climatológico e sinótico.

4.2 Cenário Sinótico

Através da aplicação dos critérios e métodos descritos na Seção 3.3, dedicamos esta seção à apresentação e discussão dos campos horizontais de função de corrente geostrófica absoluta. Estes campos, vale lembrar, são oriundos de uma combinação entre dados termohalinos e de velocidade para a aplicação de uma metodologia que julgamos inédita para os escoamentos ao largo da costa brasileira: o *MDR*. Esta metodologia nos possibilita interpretar os campos de ψ_{tot} como um escoamento geostrófico absoluto, composto por suas componentes baroclínica e barotrópica. Ela oferece uma grande vantagem em relação ao *MDC*, pois não constrói campos relativos a uma superfície isobárica arbitrária (\mathcal{NR}) e não se limita à componente baroclínica do escoamento.

Uma vez feitos estes comentários, e dado que o objeto de estudo desta dissertação é investigar a estrutura tridimensional da CB em seu sítio de origem e de outras CCOs que fluem ao longo da margem continental brasileira, concentraremos nossa análise novamente no oceano superior, ou seja, nos primeiros 1000 m da coluna de água aproximadamente.

Entretanto, antes de iniciar as análises referentes aos campos de ψ_{tot} , acreditamos ser pertinente apresentar os vetores de velocidade observada em 150 m oriundos de todo o pré-processamento descrito na Seção 2.3.2. Estes vetores são mostrados então na Figura 4.5, onde nos apoiaremos para indicar as principais feições notáveis encontradas. É este campo que se submete à aplicação da *AOV*, originando o campo de $\psi_{obs(p_0)}$, que por sua vez serve como referência para finalmente encontrar ψ_{tot} em cada profundidade desejada.

A primeira feição que nos chama bastante a atenção é o aspecto de divergência de escoamento junto à margem continental nos entornos de 14°S. Tomando como referência este paralelo, há, na radial imediatamente ao norte, um evidente fluxo para norte, associado à SNB. Na radial imediatamente ao sul, em contraponto, existe um

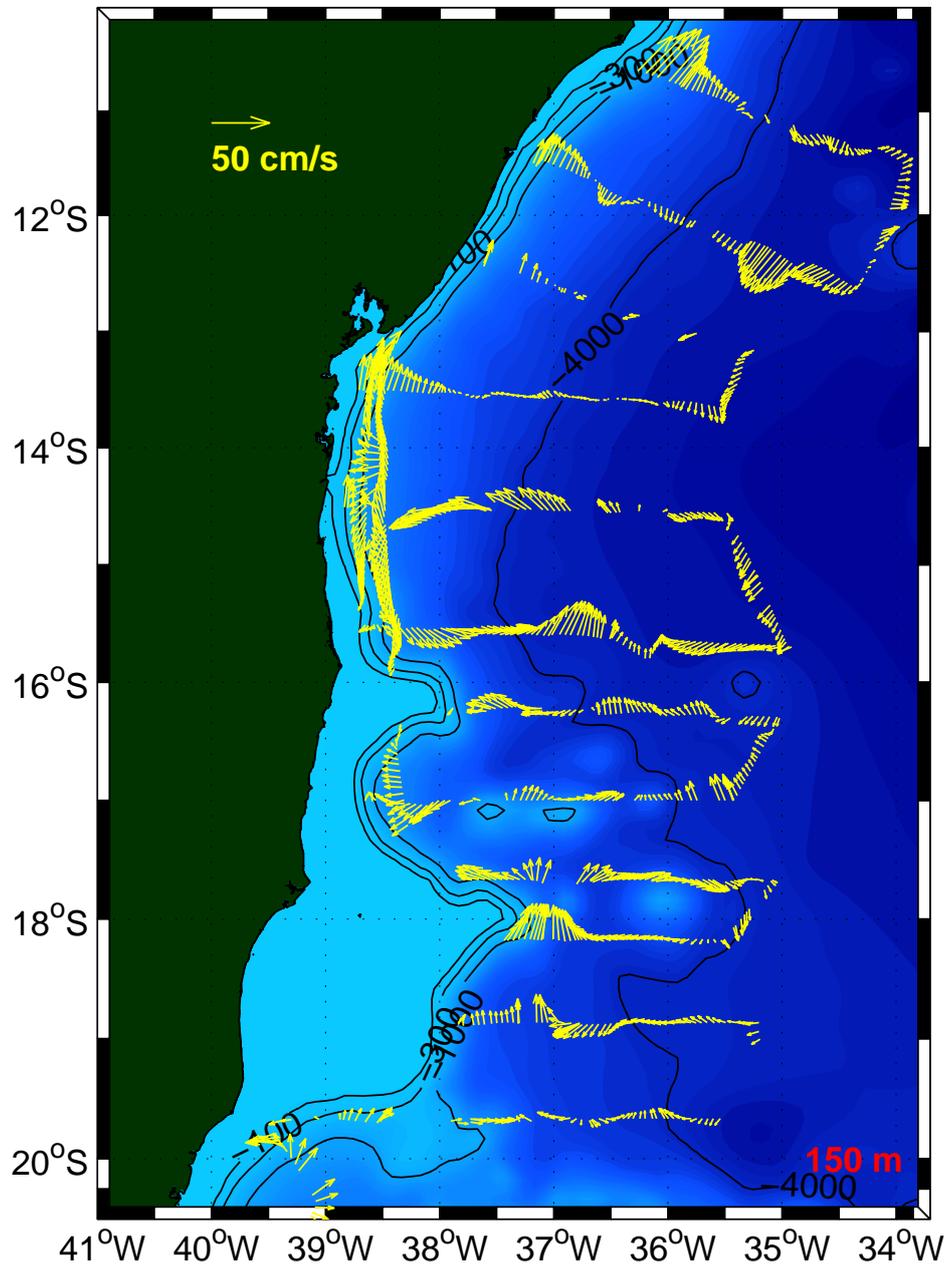


Figura 4.5: Vetores de velocidade observada via ADCP de casco em 150 m de profundidade durante a OEII. Estes vetores consistem nas velocidades após a rotina de pré-processamento descrita no Capítulo 2.

fluxo para sul. Esta é uma provável evidência da BiCSE em caráter regional, que, mesmo analisando apenas os vetores brutos, sem qualquer tipo de interpolação, nos faz acreditar que esta feição se localiza na referida latitude para o nível de 150 m. Oportunamente, o conjunto OEII dispõe de dois trechos de radiais compostas unicamente por perfilagens de ADCP, que são quase perfeitamente meridionais ligando estas duas radiais hidrográficas citadas. Estes trechos mostram claramente a inversão de velocidades, ora para norte (parte norte do trecho), ora para sul (parte sul do trecho), associada ao sinal da BiCSE junto à margem continental.

Migrando a atenção para a área ao norte do paralelo de 14°S, fica clara também a organização da SNB junto ao contorno oeste, à medida que existem vetores de velocidade junto à margem continental consideravelmente maiores do que nas porções mais oceânicas das radiais. Já que estamos analisando um nível vertical muito próximo do núcleo da SNB (200 m), de acordo com os padrões revistos no Capítulo 1, aproveitemos para comentar seu escoamento. A SNB parece estar razoavelmente bem representada nas quatro primeiras radiais da fronteira norte da grade amostral. Seu fluxo neste nível parece se intensificar a medida que se dirige para o norte. Na primeira radial do desenho amostral, esta corrente exhibe velocidades maiores que $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Inferimos como largura média desta corrente pouco mais de 100 km neste nível de 150 m.

Já que identificamos a latitude de 14°S como a possível localização da BiCSE regionalmente, de acordo com os resultados explicitados na Figura 4.5 apontamos esta latitude como o sítio de origem da CB, em 150 m. A CB não parece se organizar tão bem quanto a SNB. A topografia complexa e suas fracas velocidades podem estar mascarando a identificação de seu escoamento. Aguardemos a descrição dos campos de ψ_{tot} para inferir informações de forma mais detalhada.

Outras duas feições que identificamos claramente e esperamos encontrar nos campos de ψ_{tot} , são duas estruturas vorticiais anticiclônicas, uma aparentemente centrada em 15°S - 37,5°W e outra em 17°S - 38°W. Isto pelo menos é o que sugere o comportamento dos vetores nas radiais que circundam estas localidades. Sem mais para ser explorado na Figura 4.5, prosseguimos finalmente com a análise dos campos de ψ_{tot} nos níveis verticais de interesse deste trabalho. Seleccionamos os níveis verticais de 20, 150, 200, 500, 800 m, cujos mapas estão representados nas Figuras 4.6 - 4.10.

Primeiramente, voltemos nossa atenção à porção mais rasa da coluna de água, exibida na Figura 4.6, correspondente aos 20 m de profundidade. Recapitulando o que foi encontrado na Seção 4.1, climatologicamente, a BiCSE não se encontra nos domínios geográficos da OEII para este nível. Tal fato se confirma sinoticamente, uma vez que não observamos na referida profundidade nenhum sinal da SNB. O que observamos é uma CB fraca e meandrante, em todo o domínio. Seu escoamento parece adentrar aproximadamente em 11°S - 34,5°W dirigindo-se para o sul e logo começa a meandrar vigorosamente para oeste, formando um ciclone. Suas velocidades nesta região são da ordem de 0,25 m s⁻¹. A corrente meandra anticiclonicamente e volta a se orientar em direção ao sul aproximadamente centrada no meridiano de 36°W, ainda distante da margem continental. Suas velocidades nesta região ainda se mantêm na ordem de 0,25 m s⁻¹.

A CB flui para sul até cerca de 13°S e meandra novamente para oeste e em aproximadamente 14°S, finalmente atinge o contorno oeste e passa a fluir sobre a margem continental. Suas velocidades crescem e passam, em 13°S, a ser da ordem de 0,35 m s⁻¹. Assim esta corrente flui, junto a margem continental, ganhando velocidade em sua viagem para o sul, culminando em 0,5 m s⁻¹ ao deixar o domínio da OEII em aproximadamente 19,5°S.

A estrutura exibida pela CB ao norte de 14°S parece indicar que esta corrente ainda está se organizando como uma CCO. O aspecto meandrante exibido, parece ser a forma com a qual a CB se integra ao contorno oeste do ponto de vista sinótico. O fato de seu escoamento ter início distante da margem continental pode indicar que a estrutura da BiCSE e sua atividade de meso-escala ocorram já ao largo, fora do contorno oeste, pelo menos neste nível.

Ao sul de 14°S, onde a CB já está completamente integrada ao contorno oeste, a corrente já exhibe velocidades, larguras e escoamento típico de uma CCO. A CB parece, ao sul de 14°S, seguir os contornos topográficos da margem continental, como que tentando conservar vorticidade potencial. O Banco de Royal-Charlotte e o Banco de Abrolhos parecem forçar um intenso meandramento no escoamento da CB, dando origem a três estruturas anticiclônicas: uma logo ao sul do paralelo de 14°S, ao largo de Ilhéus, outra entre o Banco de Royal-Charlotte e o Banco de Abrolhos e outra ao

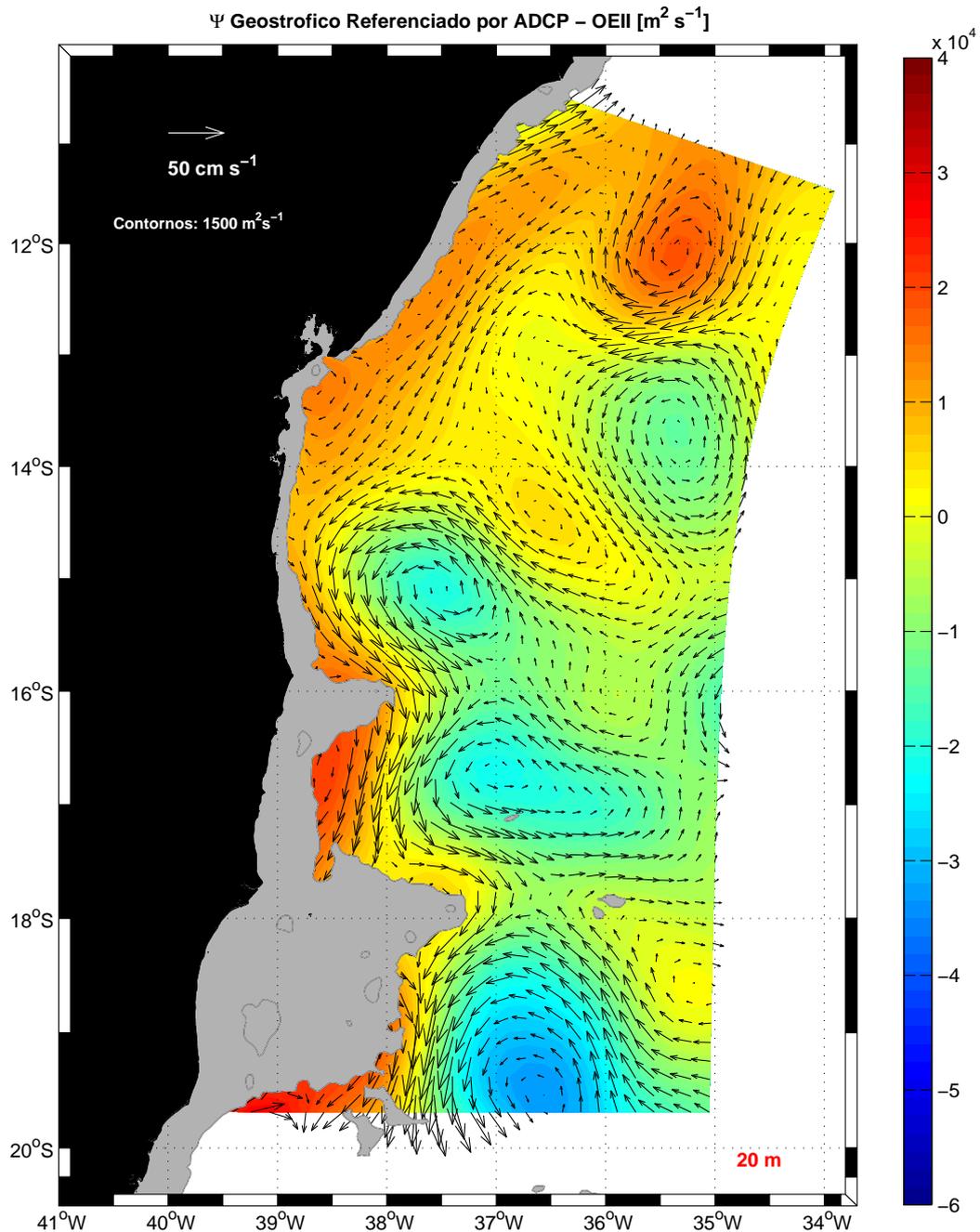


Figura 4.6: Campo horizontal de função de corrente geostrofica absoluta ψ_{tot} a 20 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 100 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot} .

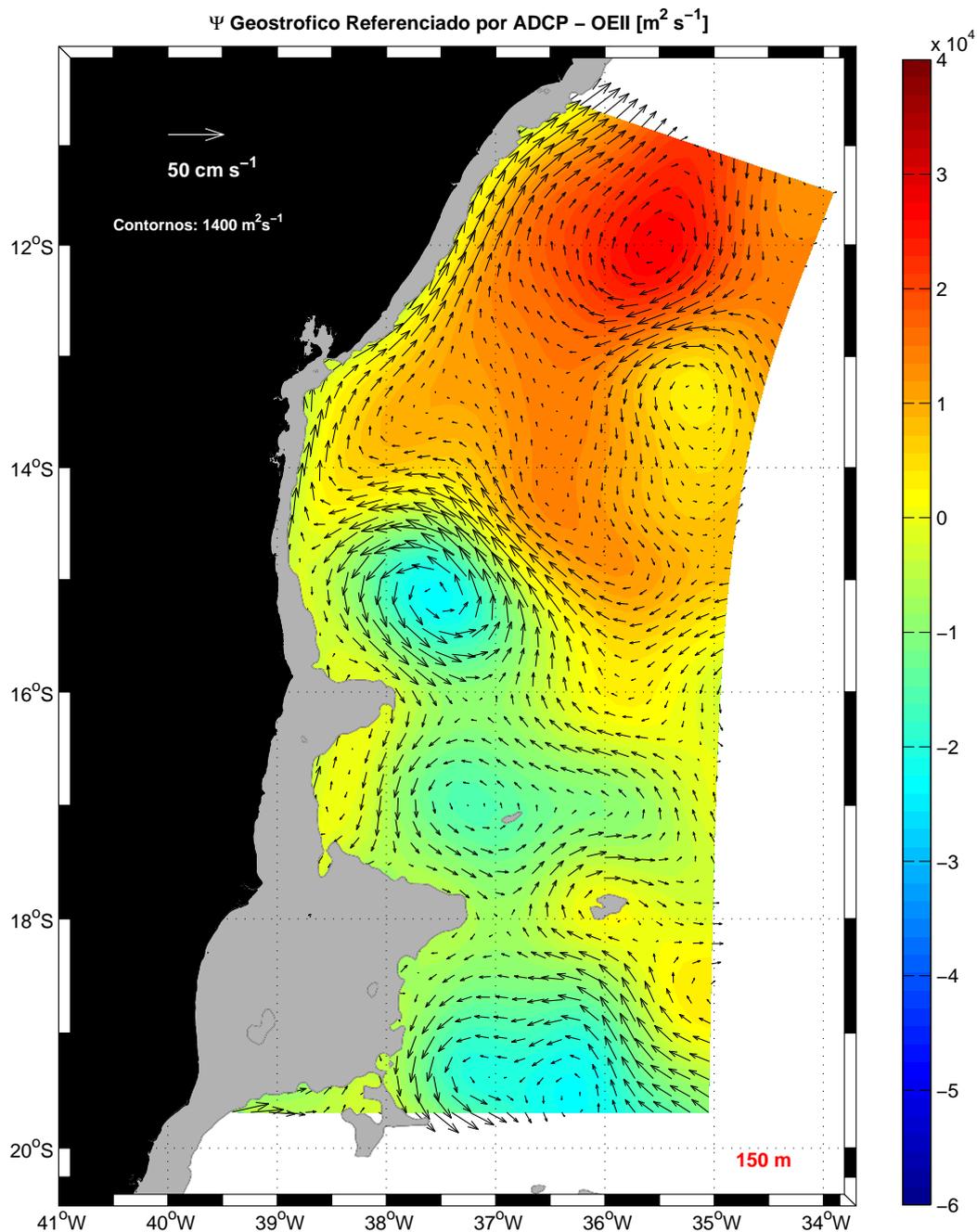


Figura 4.7: Campo horizontal de função de corrente geostrofica absoluta ψ_{tot} a 150 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 150 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot} .

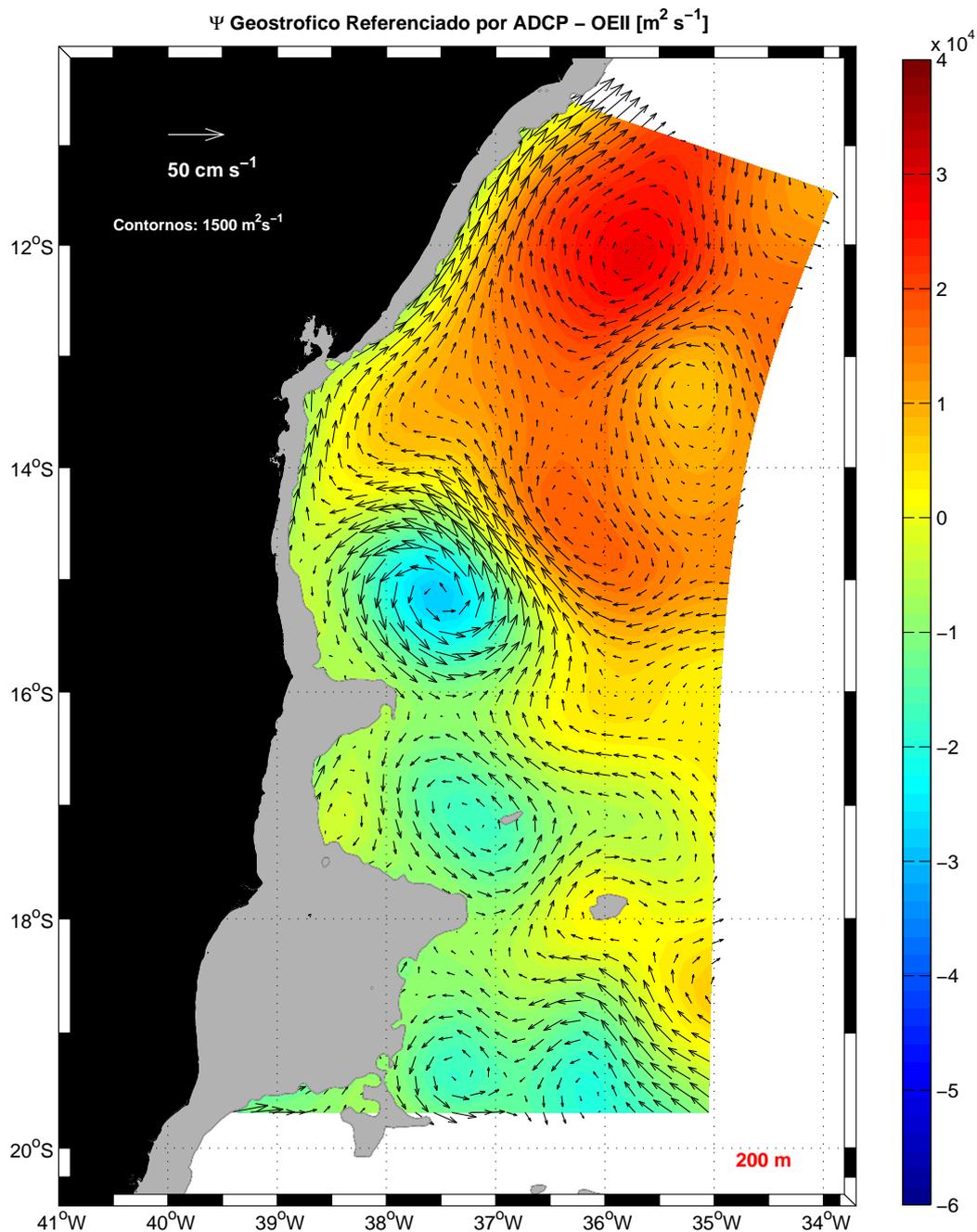


Figura 4.8: Campo horizontal de função de corrente geostrofica absoluta ψ_{tot} a 200 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 200 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot} .

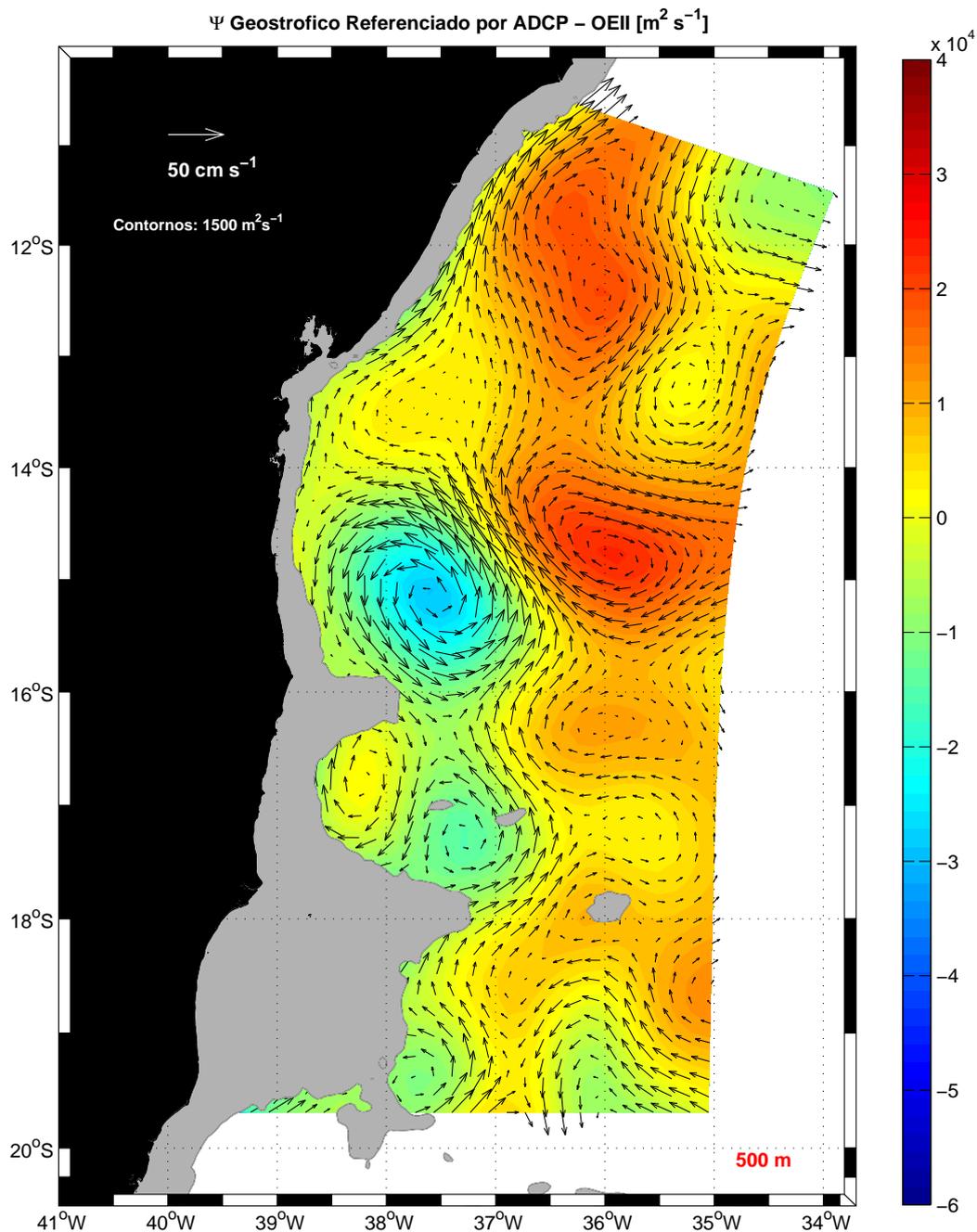


Figura 4.9: Campo horizontal de função de corrente geostrofica absoluta ψ_{tot} a 500 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 500 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot} .

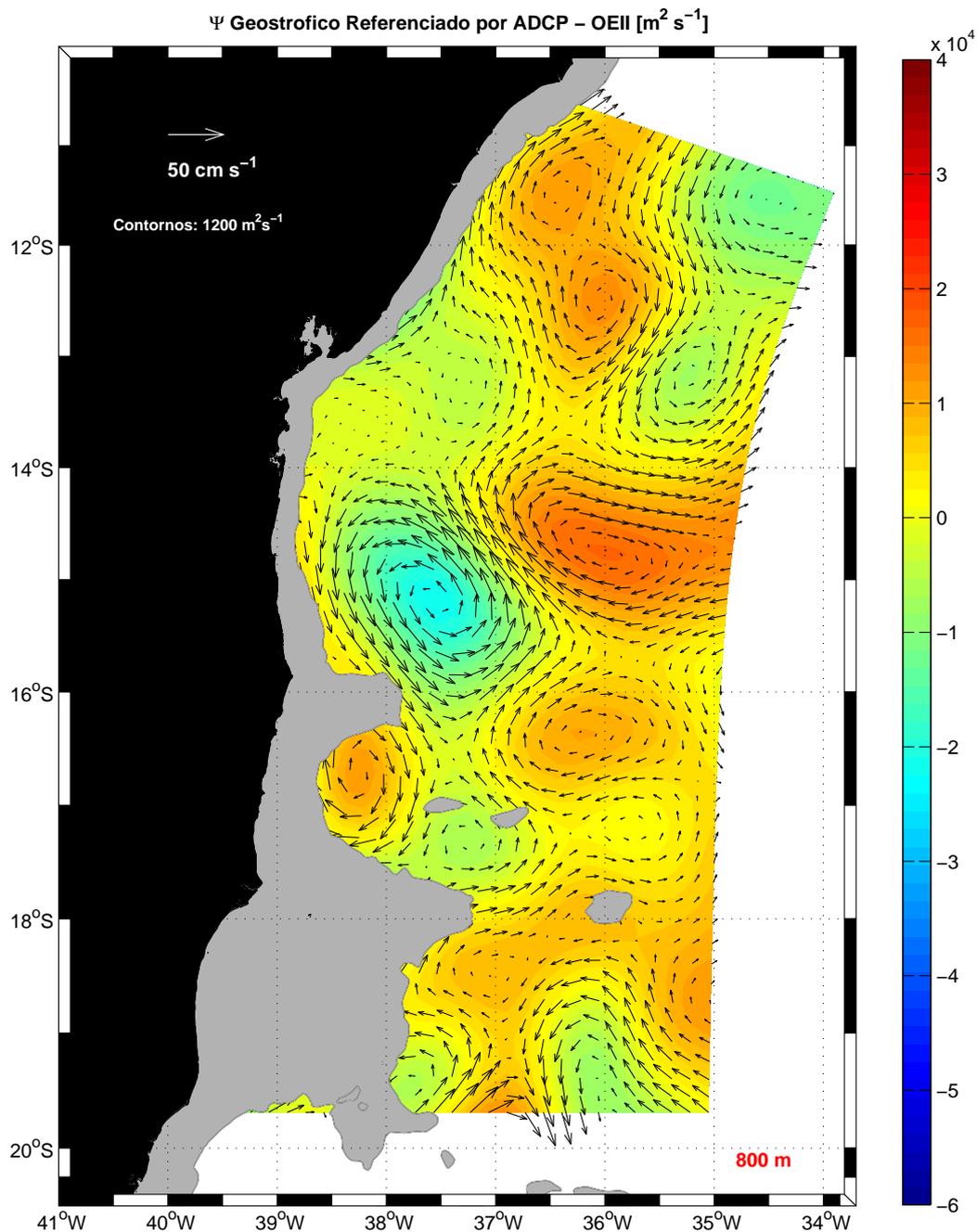


Figura 4.10: Campo horizontal de função de corrente geostrofica absoluta ψ_{tot} a 800 m de profundidade, estimado a partir dos dados da OEII. A máscara cinza, junto à costa, representa o contorno dinâmico (isóbata de 800 m). Os vetores de velocidade estão sobrepostos ao campo de ψ_{tot} .

largo do Banco de Abrolhos. Voltemos agora nossa atenção então para os meandros e vórtices da CB.

A partir deste momento, definimos nomenclaturas para estas estruturas, pois as mesmas se estendem até outros níveis. A estrutura anticiclônica localizada ao norte do Banco Royal-Charlotte denominaremos **Vórtice de Ilhéus (VI)**. Nos referiremos ao meandro localizado entre o Banco Royal-Charlotte e o Banco de Abrolhos como **Vórtice de Royal-Charlotte (VRC)**. Ao anticiclone de maior dimensão horizontal, localizado ao largo do Banco de Abrolhos, seguiremos também a nomenclatura primeiramente sugerida por *Silveira et al.* [2006], ou seja, chamaremos de **Vórtice de Abrolhos (VAb)**.

O VI nestes níveis parece ter a estrutura de velocidades mais bem definida que os demais. Ele possui uma forma bastante simétrica e tem, como todo vórtice, velocidades menores em seu centro. Seu diâmetro é de aproximadamente 200 km, característico de vórtices de meso-escala. Ao longo de sua estrutura, este vórtice exibe velocidades da ordem de $0,5 \text{ m s}^{-1}$.

O VRC tem intensidade semelhante ao VI, porém sua simetria não é tão marcada. Este vórtice se alonga em sua porção leste, deformando-se e dificultando qualquer tentativa de estimativa de seu diâmetro nestes níveis.

Propositalmente, deixamos por último o VAb, que é o maior deles e já foi anteriormente observado do ponto de vista baroclínico, através da aplicação do *MDC* por *Silveira et al.* [2006], e cujos esforços já foram relatados no Capítulo 1. Vale frisar que os dados explorados por estes são também no período de verão. Os resultados destes autores são confrontados com aqueles aqui obtidos com o auxílio da Figura 4.11.

Nesta figura, selecionamos uma sub-região inserida na presente área de estudo, representativa da região investigada pelos autores, no nível de 20 m. Conforme a figura nos mostra, o VAb trata-se de um vórtice de diâmetro visivelmente maior do que os demais encontrados aqui, ou mesmo os que ocorrem ao largo do sudeste brasileiro, muitas vezes descritos na literatura. Apesar de aparentemente o VAb não ter sido completamente capturado pela OEII, sua localização geográfica é extremamente semelhante com a da estrutura encontrada nos esforços de *Silveira et al.* [2006]. A menos das intensidades envolvidas e da exata simetria do vórtice, o padrão de escoamento é bem similar entre os campos deste e do trabalho supracitado. A maior diferença observada

talvez esteja associada à extensão zonal desta estrutura, que parece ser significativamente maior para o caso deste trabalho. Enquanto o campo obtido por *Silveira et al.* [2006] mostra uma extensão zonal

de aproximadamente 220 km, os resultados encontrados aqui nos remetem a uma extensão de aproximadamente 280 km. A metodologia empregada neste trabalho, baseada em velocidades observadas, nos permite confirmar a existência do VAb, pois em nossos cálculos não nos furtamos de considerar a componente barotrópica do escoamento. Com isso, complementamos os esforços destes autores e confirmamos que seus resultados, contendo apenas a componente baroclínica, são uma representação razoável do campo total. A assinatura do VAb na análise dos dados da OEII corrobora *Silveira et al.* [2006] acerca desta feição ser uma estrutura quase-permanente.

Passemos agora ao nível de 150 m (Figura 4.7). Lembremos que este campo, uma vez que usamos 150 m como referência para os cálculos segundo o *MDR*, se trata exatamente das velocidades oriundas do ADCP de casco. Assim, este é o campo de função de corrente observada oriundo da interpolação dos vetores de velocidade expostos na Figura 4.5. Neste nível já é nítida a ocorrência da BiCSE em aproximadamente 14°S. Há um escoamento zonal para oeste adentrando o domínio em 14,5°S, provavelmente associado a CSE, que se bifurca nitidamente ao atingir a margem continental brasileira. A CSE penetra zonalmente o domínio como um jato de aproximadamente 100 km de largura, exibindo velocidades da ordem de $0,15 \text{ m s}^{-1}$. Esta bifurcação, naturalmente dá origem a um fluxo para sul (CB) e outro para norte (SNB), que tendem a seguir o contorno oeste com destinos opostos. Apesar de no campo de 20 m não termos observado a BiCSE, o padrão exposto nos sugere que a mesma ocorre ao largo da costa. Já para os campos de 150 m fica claro que ela ocorre junto à margem continental.

Por este nível (150 m) não ser ainda o correspondente ao núcleo da SNB, de acordo com a revisão da literatura exposta no Capítulo 1, esta corrente ainda exhibe baixas velocidades. Logo que a SNB se organiza junto ao contorno oeste exhibe velocidades da ordem de $0,2 \text{ m s}^{-1}$. Sua velocidade aumenta conforme se dirige para o norte, deixando o domínio com a velocidade máxima de $0,25 \text{ m s}^{-1}$. Seu escoamento é bem organizado em forma de jato, com largura média de aproximadamente 100 km. A corrente segue fielmente a margem continental, sem exhibir qualquer tipo de meandramento, fato este

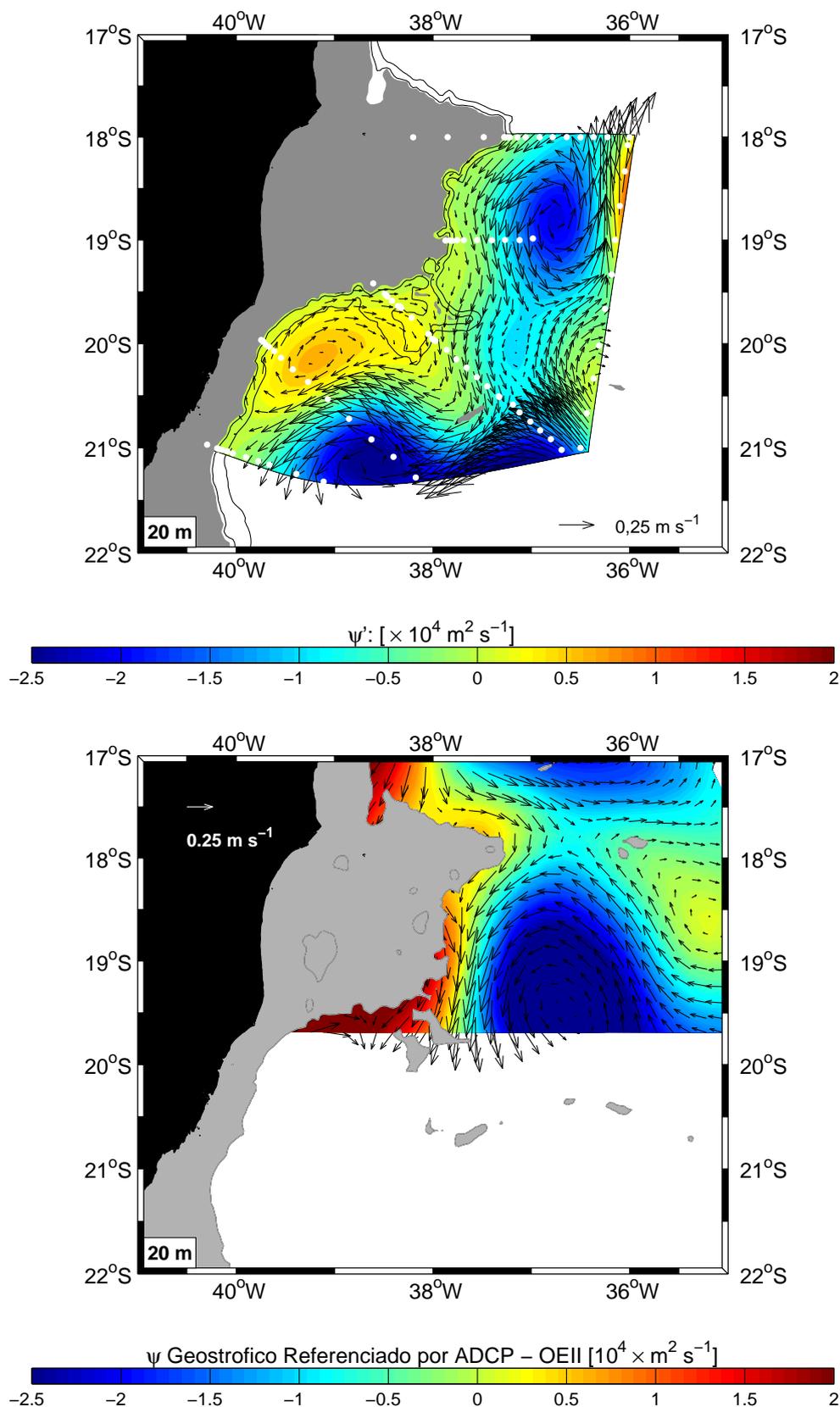


Figura 4.11: Campos horizontais de ψ em 20 m de profundidade. Painel superior: ψ calculado através do *MDC*, relativo a 1000 dbar, segundo os resultados de *Silveira et al.* [2006] para o Cruzeiro Abrolhos 2 (verão de 2005). Painel inferior: ψ calculado através do *MDR*, oriundo dos dados da OEII (verão de 2005).

favorecido pela topografia nessa região, que é extremamente diferente daquela ao sul de 15°S (Figura 1.6).

A CB tem em sua origem, aproximadamente $0,25 \text{ m s}^{-1}$ e assim se mantém rumo ao sul até deixar o domínio em 19,5°S. Ressaltamos aqui a menor intensidade do escoamento da CB de forma geral, quando comparamos com o campo de 20 m. Isto nos mostra o quão esta corrente é rasa perto de seu sítio de origem, e que seu núcleo de velocidades máximas se encontra em superfície. Sua largura média neste nível corresponde a aproximadamente 100 km, assim como a SNB.

No nível de 150 m novamente observamos um vigoroso meandramento associado ao escoamento da CB. As estruturas vorticais descritas para 20 m são detectadas ainda neste nível. A estrutura do VI permanece praticamente inalterada. O VRC parece ter perdido um pouco de intensidade, uma vez que exibe velocidades menores ($0,17 \text{ m s}^{-1}$) nesta profundidade. O VAb, também parece apresentar uma estrutura mais tênue do que no nível de 20 m, assim como o VRC e a CB propriamente dita.

Ao descrevermos a porção da coluna de água, equivalente aos 200 m de profundidade (Figura 4.8), aparentemente não existem grandes mudanças no padrão de escoamento. Entretanto, há alguns comentários interessantes que se fazem pertinentes no tocante a este nível.

Conforme explicitado no Capítulo 1, este é exatamente o nível onde a SNB tem seu núcleo, de acordo com trabalhos anteriores presentes na literatura. É exatamente nesse escopo que fazemos a primeira ressalva em relação a este campo. É evidente que a SNB se mostra mais intensa e bem organizada em 200 m. Seu escoamento se inicia nos mesmos 14,5°S, e segue sua viagem para o norte junto à margem continental. Neste nível, a SNB atinge velocidades da ordem de $0,45 \text{ m s}^{-1}$, em 10,5°S, onde se encontra plenamente formada. Este valor é comparável ao encontrado por *Silveira et al.* [1994] ($0,5 \text{ m s}^{-1}$), *Stramma et al.* [1995] ($0,5 \text{ m s}^{-1}$), e *Soutelino* [2005] ($0,34 \text{ m s}^{-1}$).

A segunda observação interessante se refere à estrutura dos vórtices VI e VRC. Estes parecem ter suas estruturas de velocidade mais bem organizadas, ou seja, apresentam uma configuração mais simétrica do que aquela observada nos níveis mais rasos. As intensidades de corrente associadas ao VI não diferem de níveis mais rasos, sugerindo que sua estrutura atinge níveis ainda mais profundos.

O mesmo não pode ser afirmado em relação ao VAb. No campo de 200 m, este vórtice parece se esvaecer. Sua estrutura, mais fraca em termos de velocidade e dimensionalmente menor do que aquela descrita nos níveis mais superiores, está agora limitada à porção sul do Banco de Abrolhos.

Intrigantemente o mesmo foi observado nos campos de *Silveira et al.* [2006], apesar de tal fato não ter sido explorado pelos autores. Para tornar clara esta constatação, repetimos para 200 m a construção de uma figura que exponha o campo de ψ_{tot} oriundo da OEII limitado na área geográfica correspondente a grade hidrográfica explorada por estes autores. Este campo, juntamente com o campo original de *Silveira et al.* [2006] em 200 m são mostrados na Figura 4.12. Exceto pelas velocidades para sul associadas às bordas oeste dos vórtices VI, VRC e VAb, a CB parece não mais fazer parte do cenário sinótico em 200 m de profundidade. Aparentemente, o aporte zonal de velocidades para oeste observado em 19°S - 35°W já é a assinatura da CSE atingindo o contorno oeste neste nível. Isto pode indicar o sítio de formação da SNB, porém não façamos mais observações antes de inspecionar o campo de 500 m.

Ao passarmos a análise ao campo de 500 m, lembramos que de acordo com padrões de larga escala observados no Capítulo 1, a CSE adentra a margem continental brasileira em aproximadamente 20°S, onde a Cadeia Vitória-Trindade funciona como um divisor de águas para o seu fluxo. Os resultados encontrados aqui para o cenário climatológico de verão (Figura 4.3) confirmam tal fato. De acordo com estes resultados, descritos na Seção 4.1, não há mais evidências da CB neste nível.

De acordo com a Figura 4.9, parece também não haver mais sinais da presença da CB sinoticamente, mostrando novamente o quão rasa esta corrente é ao largo da margem continental leste brasileira. Os padrões da literatura que afirmam que a BiCSE na região da picnoclina ocorre em 20°S [*Stramma & England, 1999; Rodrigues et al., 2006*] parecem ser corroborados pelos resultados aqui obtidos.

O que vemos em 500 m é provavelmente a organização da SNB como CCO ao largo da costa leste brasileira. Este indício é sustentado pela presença de um fluxo zonal adentrando o domínio no extremo sul e leste da grade amostral da OEII (já observado em 200 m). Este fluxo parece ser a chegada da CSE nestes níveis, que, meandrando, se alinha ao contorno oeste junto ao Banco de Abrolhos e finalmente se constitui como

uma CCO (SNB), que segue para o norte exibindo intensa atividade de meso-escala. O fluxo da CSE tem aproximadamente 150 km de largura e exibe velocidades da ordem de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ no momento em que adentra o domínio da grade amostral da OEII.

A SNB em 500 m, origina-se então ao sul de 19°S , exibindo velocidades da ordem de $0,2 \text{ m s}^{-1}$, com uma largura de aproximadamente 80 km. Esta corrente segue sua viagem para norte meandrando, ora junto a margem continental, ora mais ao largo. Este é o caso do paralelo de $17,5^\circ\text{S}$, onde logo ao norte do Banco de Abrolhos a corrente deixa de seguir a isóbata de 500 m, e se afasta para o largo, fluindo ao longo do meridiano de $36,5^\circ\text{W}$. Nesta latitude, seu fluxo é ligeiramente mais intenso, com velocidades da ordem de $0,25 \text{ m s}^{-1}$. Ao atingir o paralelo de 15°S , seu fluxo se torna consideravelmente mais intenso, atingindo valores de velocidade da ordem de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Nesta latitude, a SNB integra a borda leste do VI, o qual ainda permanece vigoroso neste nível. Imediatamente ao norte de 14°S , seu fluxo parece se bifurcar, onde parte da corrente se dirige ao contorno oeste e parte segue para norte ao longo do meridiano de 37°W . O ramo que se aproxima da margem continental flui com velocidades da ordem de $0,15 \text{ m s}^{-1}$, enquanto o que flui ao largo, exibe velocidades de $0,25 \text{ m s}^{-1}$. Em torno de 12°S estes ramos voltam a se unificar, reorganizando a SNB e fazendo com que assim ela escoe até deixar o domínio, com velocidades de aproximadamente $0,35 \text{ m s}^{-1}$.

Constatamos também para o campo de 500 m a assinatura do VI. Este vórtice parece ter a mesma estrutura de velocidades desde o campo de 150 m até os 500 m. Sua estrutura apenas difere sutilmente daquela observada no campo de 20 m. Neste nível, as velocidades associadas a ele são menores. Observamos ainda que o centro do VRC parece ter se deslocado para leste. Em seu lugar, junto a margem continental notamos em 500 m uma outra estrutura vortical, girando no sentido oposto, ou seja, ciclônica. Este ciclone parece estar confinado entre o banco Royal-Charlotte e o Banco de Abrolhos. Seu diâmetro é menor do que o das demais estruturas vorticais observadas em todos os campos, atingindo apenas 100 km. O VRC e este ciclone parecem formar uma estrutura bipolar de velocidades. O VAb esvaeceu por completo neste nível, dando lugar a assinatura da chegada da CSE e estrutura de origem da SNB.

Passando ao campo mais profundo escolhido para análise nesta seção, comentemos as principais constatações acerca do campo de 800 m (Figura 4.10). Novamente

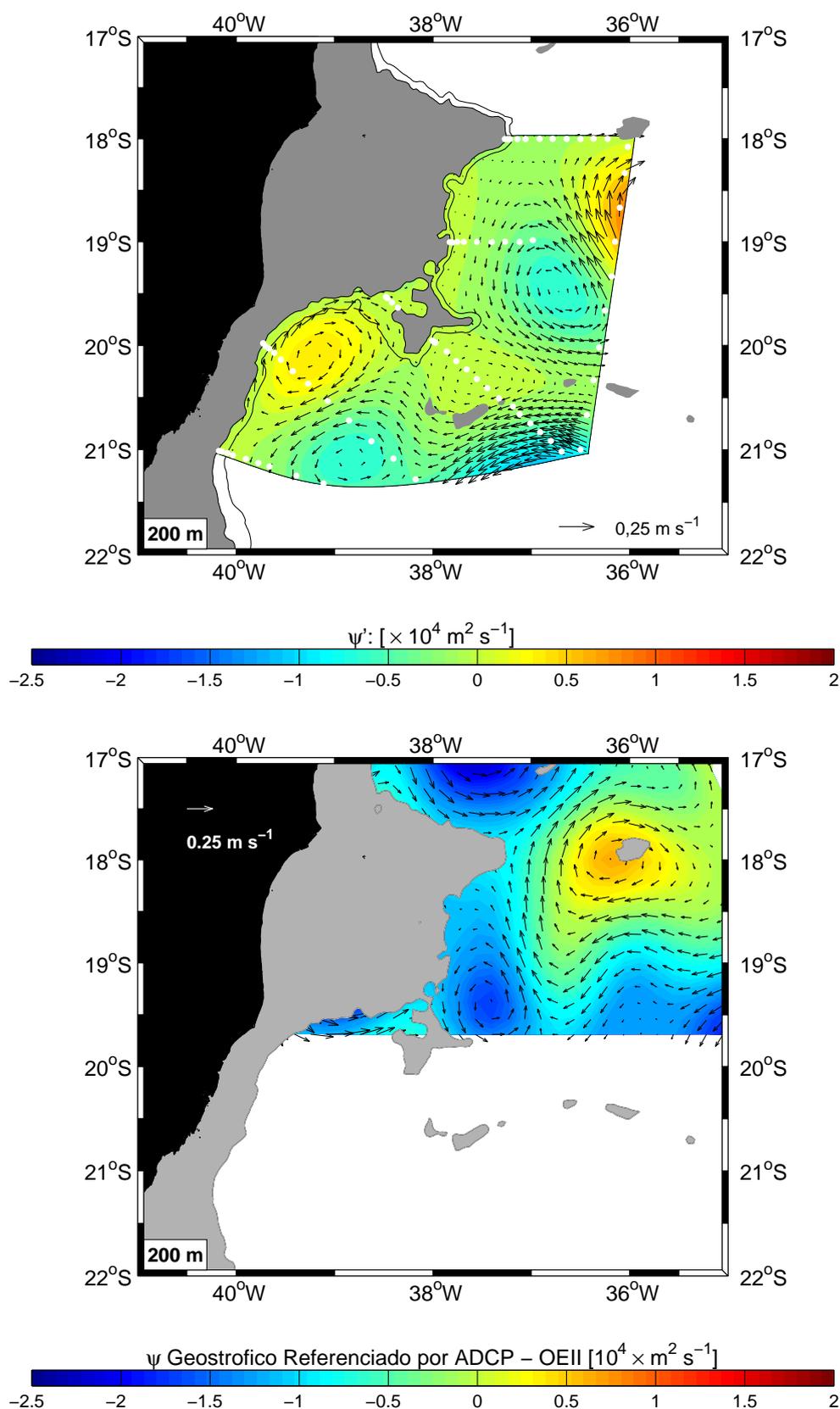


Figura 4.12: Campos horizontais de ψ em 200 m de profundidade. Painel superior: ψ calculado através do *MDC*, relativo a 1000 dbar, segundo os resultados de *Silveira et al.* [2006] para o Cruzeiro Abrolhos 2 (verão de 2005). Painel inferior: ψ calculado através do *MDR*, oriundo dos dados da OEII (verão de 2005).

não observamos mudanças importantes nos padrões de escoamento quando comparamos com o nível de 500 m. Em geral as velocidades se mostraram menores que no nível citado. Destacamos que em 800 m o VRC parece ter praticamente desaparecido, diferentemente do VI, que permanece ainda bem estruturado e fazendo parte da estrutura bipolar antes descrita. O fluxo da SNB não mais aparenta ter a robustez apresentada em níveis mais rasos, provavelmente indicando que esta corrente já está enfraquecendo com o aumento da profundidade.

Capítulo 5

Considerações Finais

5.1 Sumário e Conclusões

Tendo finalmente descrito os principais padrões de escoamento em vários níveis com o auxílio dos campos de ψ construídos, urge uma organização e compilação das informações obtidas através da interpretação dos resultados. Primeiramente, façamos uma breve síntese dos resultados encontrados para o escoamento climatológico de verão.

Ao longo da Seção 4.1, constatamos que em superfície, a BiCSE, e por conseqüência a origem da CB do ponto de vista climatológico, ocorrem em aproximadamente 10°S. Em 200 m, encontramos um evidente sinal da BiCSE em 12°S, de onde partem os escoamentos climatológicos da CB e da SNB, para sul e para norte respectivamente. Para os níveis de 500 m e 800 m, observamos que todo o escoamento na costa leste brasileira é composto essencialmente pelo fluxo para norte da SNB. A BiCSE encontra-se em 20°S e 23°S, respectivamente para os referidos níveis. Entendemos que a origem climatológica da SNB se localiza em aproximadamente 20°S, pela inspeção do nível de 500 m.

Passando à circulação sinótica, sintetizemos os resultados encontrados na Seção 4.2. Podemos por exemplo, dividir os fluxos das principais CCOs investigadas (CB e SNB) em três níveis verticais principais. Tais níveis serão divididos de acordo com as principais diferenças observadas na estrutura tridimensional das correntes em todos os níveis analisados. Serão então próximo a **superfície** (20 m), **topo da picnoclina** (150

m) e **base da picnoclina** (500 m). Construimos para cada nível referido um desenho esquemático do escoamento, sobreposto aos campos de ψ já descritos. Apresentamos estes esquemas nas Figuras 5.1, 5.2 e 5.3.

Sintetizando o escoamento em nível de superfície, ou seja, de 0 - 20 m, apoiando-se na Figura 5.1, reafirmamos que não há sinais do sítio da BiCSE. O que observamos é um fluxo para sul organizado e meandrante em todo o domínio investigado. Atribuimos este fluxo à CB, que adentra no domínio afastada da margem continental e meandra vigorosamente até se juntar à mesma em 14°S. A partir desta latitude, o padrão meandrante é delineado pelos contornos topográficos, e a CB ganha velocidade até deixar o domínio. Também descrevemos as estruturas vorticiais mais importantes e confrontamo-as com resultados prévios para a mesma região.

O cenário referente ao topo da termoclina (Figura 5.2) já apresenta um robusto sinal da BiCSE em 14,5°S. Ao norte desta latitude temos a SNB se organizando em um jato junto a margem continental. Ao sul desta latitude temos a CB também junto à margem continental exibindo uma intensa atividade de meso-escala, aparentemente forçada pela complexa topografia local. Os mesmos vórtices descritos para a superfície têm também robusta estrutura no topo da termoclina.

Atribuimos à base da picnoclina (500 m) o sítio de origem da SNB junto à costa leste brasileira. A Figura 5.3 mostra o que acreditamos ser a chegada da CSE em nível picnoclínico, fazendo com que a CCI receba este aporte e passe a ser denominada SNB. A ausência do sinal da CB mostra que esta é uma corrente bastante rasa na costa leste. O escoamento da SNB passa afastado do contorno oeste integrando a borda leste dos anticiclones VRC e VI, desde sua origem até aproximadamente 14°S. Nesta latitude, junta-se à margem continental e segue seu percurso em direção ao norte.

Considerando as CCOs presentes em nossas análises, ou seja, a SNB e a CB, faremos agora uma breve síntese sobre seus respectivos escoamentos ao longo da costa leste. As Tabelas 5.1 e 5.2 sintetizam as principais características de cada CCO em diversas latitudes e as compara com àquelas obtidas na literatura até a presente data.

Aparentemente a origem da CB em nível de superfície não foi capturada pela OEII. Esta corrente já aparece organizada em 10,5°S, que corresponde à fronteira norte da grade amostral. Suas velocidades e espessura vertical aumentam ao longo de sua via-

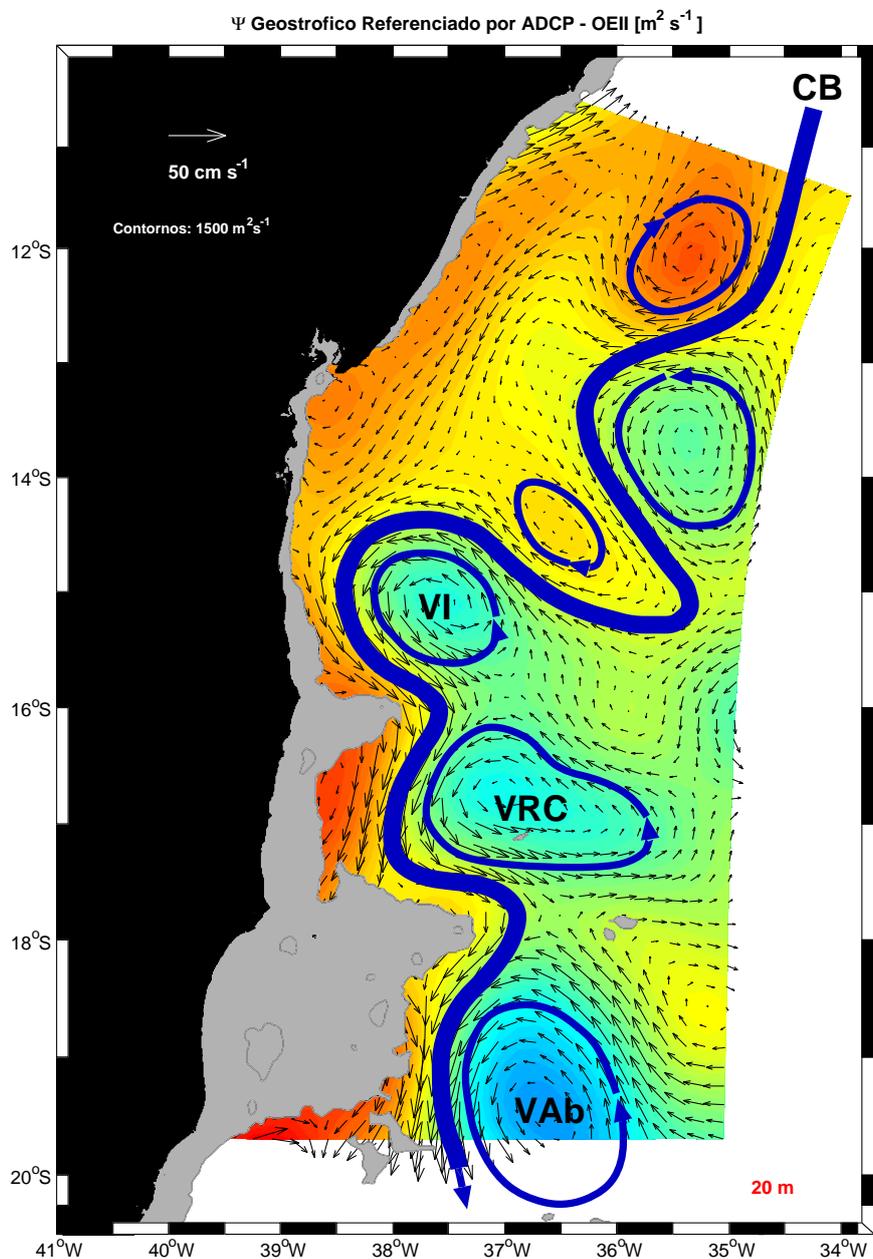


Figura 5.1: Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico ao largo da costa leste brasileira, em 20 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos o escoamento da CB em todo o domínio investigado, associado a uma intensa atividade de meso-escala. Destacamos que esta corrente se une à margem continental em aproximadamente 14,5°S. São evidenciadas as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI), Vórtice de Royal-Charlotte (VRC) e Vórtice de Abrolhos (VAb).

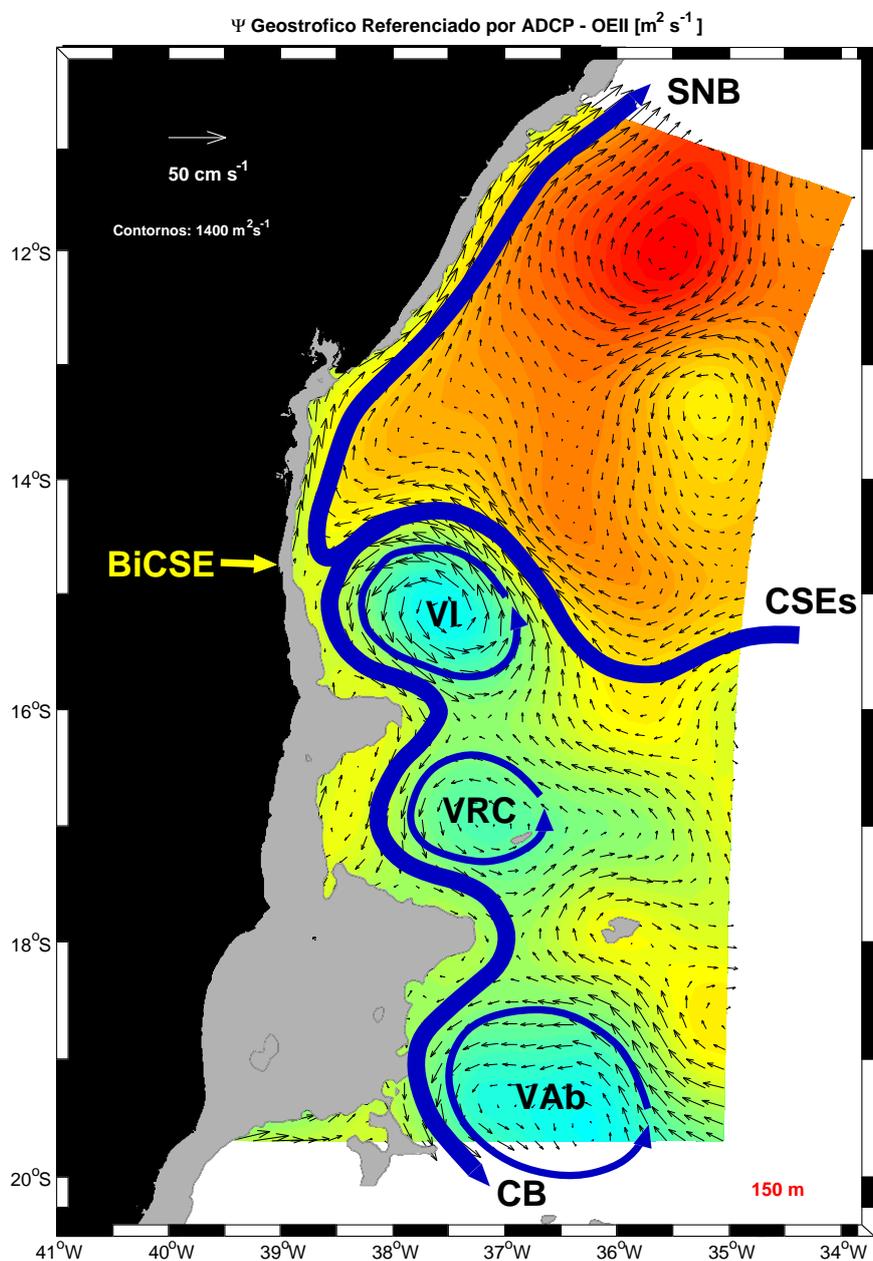


Figura 5.2: Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo da costa leste brasileira, em 150 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos a assinatura sinótica da chegada da CSE e de sua bifurcação aproximadamente no paralelo de 14,5°S. São evidenciados também os escoamentos da CB e SNB neste nível. Destacamos ainda as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI), Vórtice de Royal-Charlotte (VRC) e Vórtice de Abrolhos (VAb).

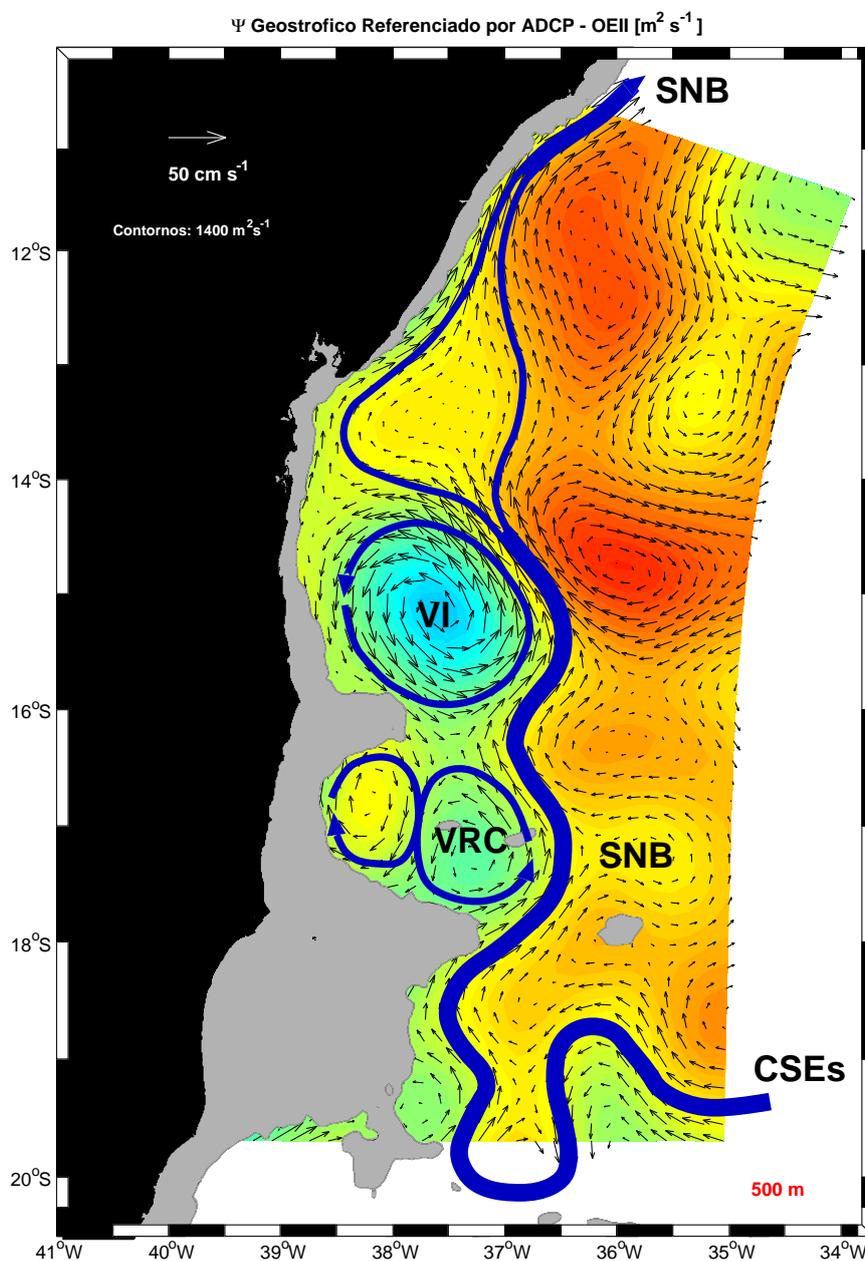


Figura 5.3: Interpretação esquemática do cenário oceanográfico quase-sinótico, ao largo da costa leste brasileira, em 500 m de profundidade, sobreposto ao campo de ψ_{tot} . Observamos a assinatura sinótica da origem, organização e escoamento da SNB. Destacamos ainda as estruturas dos principais vórtices encontrados. São eles o Vórtice de Ilhéus (VI) e o Vórtice de Royal-Charlotte (VRC).

gem para o sul, passando de $0,25 \text{ m s}^{-1}$ e 50 m na fronteira norte para $0,5 \text{ m s}^{-1}$ e 200 m na fronteira sul. Os resultados encontrados aqui se comparam de forma razoavelmente favorável com os resultados de pesquisas anteriores [Miranda & Castro, 1981; Soutelino, 2005; Silveira et al., 2006], conforme exposto na Tabela 5.1.

A origem da SNB parece ter sido capturada na profundidade de 500 m, uma vez que observamos um marcado fluxo zonal adentrando o domínio em sua fronteira sul/leste. A este fluxo zonal atribuímos a assinatura sinótica de um ramo da CSE neste nível. Esta corrente então segue para o norte, porém nem sempre bordejando a margem continental brasileira. Até aproximadamente 14°S , seu fluxo se distancia do contorno oeste. O escoamento da SNB tem seu núcleo cada vez mais raso, com velocidades cada vez maiores conforme diminui a latitude. Sua espessura vertical permanece praticamente inalterada, o que ocorre é apenas um deslocamento de seu fluxo em direção a porções mais rasas da coluna de água. Seu núcleo que está em 700 m de profundidade na fronteira sul do domínio, passa a ocupar os 250 m na fronteira norte. As velocidades no núcleo são de $0,45 \text{ m s}^{-1}$ em sua origem e passam a $0,58 \text{ m s}^{-1}$ ao deixar o domínio.

Concluindo, acreditamos ser pertinente separar a costa leste brasileira em três principais setores diferentes. Chamamos de setor superior aquele associado a região onde a SNB se encontra plenamente formada e fluindo junto ao contorno oeste. Podemos restringir este setor às três primeiras radiais de nossa análise ($\approx 10\text{-}13^\circ\text{S}$), por exemplo. Escolhemos mostrar uma seção de velocidades geostróficas absolutas para a Radial 1, que se localiza em aproximadamente $10,5^\circ\text{S}$, por ser representativa da estrutura vertical deste setor da costa leste (Figura 5.4). Como podemos constatar na figura, apenas a presença da SNB se confirma, sem nenhum sinal da CB. Novamente vemos que a SNB se estende desde a superfície até aproximadamente 1000 m. Estes resultados são bastante similares aos encontrados por Schott et al. [2005] (já mencionados no Capítulo 1, apresentados na Figura 1.12), a menos do transporte de volume, que é consideravelmente maior para o caso dos referidos autores. Reforçamos entretanto, que os resultados de Schott et al. [2005] se referem a uma média calculada entre 2000 e 2004, enquanto os resultados deste trabalho são considerados um cenário instantâneo em março de 2005.

O setor central da costa leste se trata de uma zona de transição entre os setores infe-

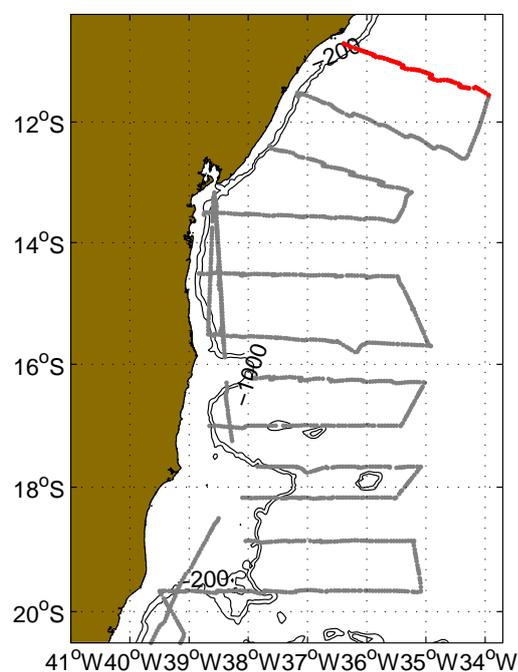
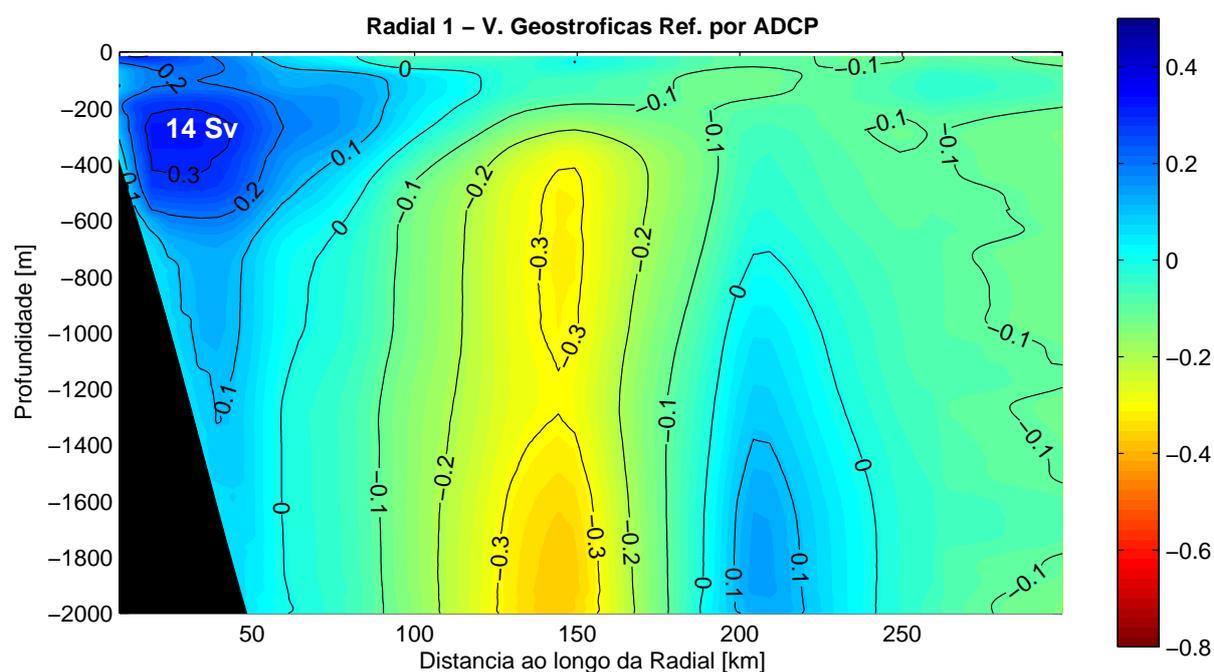


Figura 5.4: Seção vertical de velocidades geostrofas absolutas, baseadas no cálculo do *MDR*, em 10,5°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.

rior e superior. Podemos limitá-lo entre as Radiais 4-8 da OEII ($\approx 13-17^\circ\text{S}$). É neste setor que observamos a CB junto ao contorno oeste, a partir de $14,5^\circ\text{S}$. Como representativa da estrutura vertical neste setor, escolhemos exibir a seção vertical de velocidades geostróficas absolutas referente à Radial 8, conforme mostra a Figura 5.5, localizada em aproximadamente 17°S . Nesta região, a CB encontra-se bem rasa, atingindo no máximo 200 m de profundidade e transportando 2,8 Sv para o sul, enquanto a SNB flui logo abaixo, robusta, com núcleo mais profundo do que aquele observado no setor superior, e transportando aproximadamente 13,8 Sv para o norte. Este valor é ligeiramente menor do que aquele observado no setor superior.

O setor inferior da costa leste será considerado aquele onde a CB já se encontra plenamente formada e organizada, fluindo junto ao contorno oeste sobre o fluxo da SNB ($\approx 17-20^\circ\text{S}$), que por sua vez ocupa níveis mais profundos do que no setor superior. Para representar este setor, escolhemos exibir a seção vertical de velocidades geostróficas absolutas referente à Radial 11 (Figura 5.6), que se localiza em aproximadamente 19°S . Esta seção nos mostra um padrão muito similar aos observados por outros autores na mesma latitude, como é o caso dos resultados de *Soutelino* [2005], citados no Capítulo 1, e exibidos através da Figura 1.7. A CB flui confinada nos primeiros 250 m de profundidade e transportando para sul aproximadamente 2,8 Sv. A SNB flui logo abaixo, exibindo um transporte de 13,1 Sv, menor do que aqueles calculados para os setores central e superior.

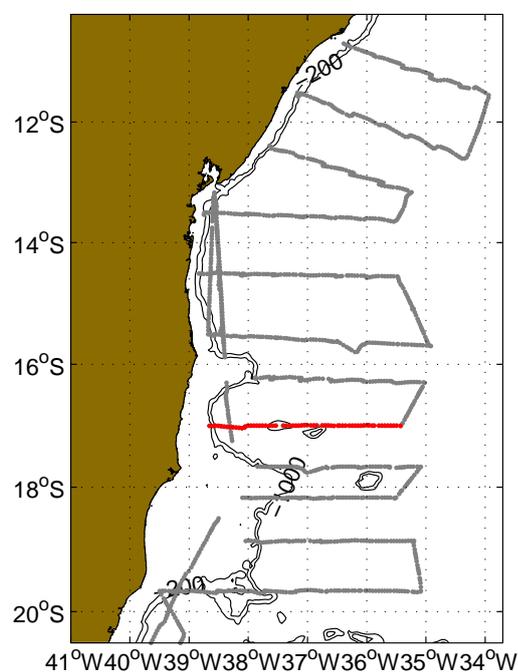
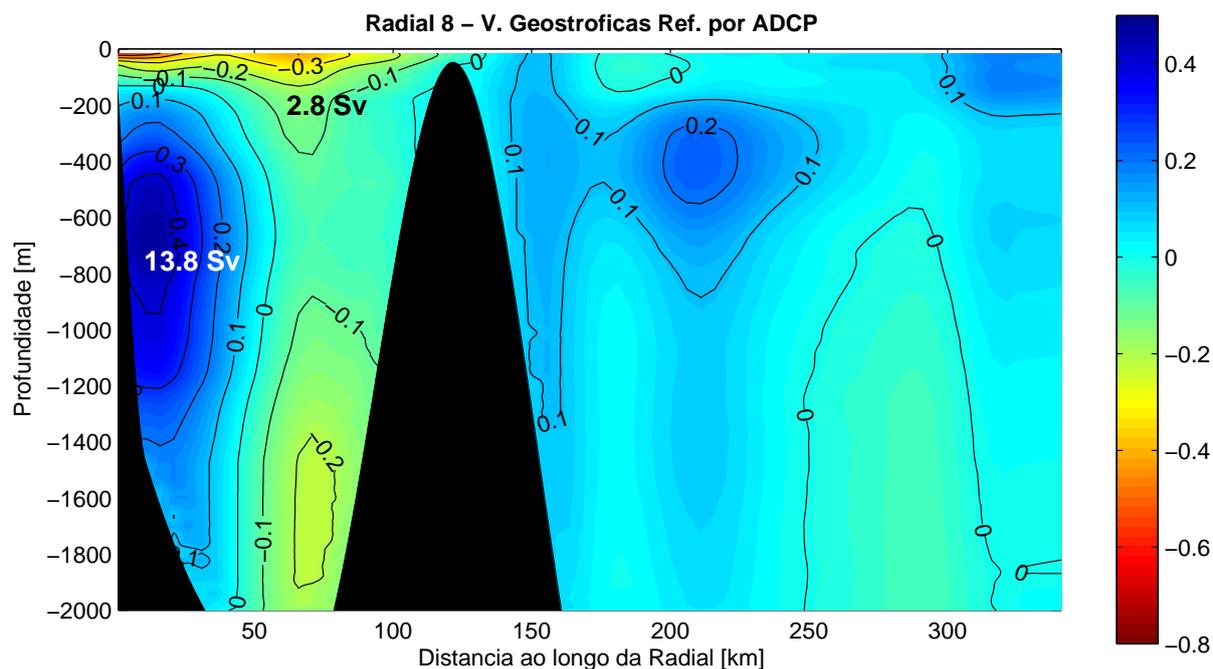


Figura 5.5: Seção vertical de velocidades geostróficas absolutas, baseadas no cálculo do \mathcal{MDR} , em 17°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.

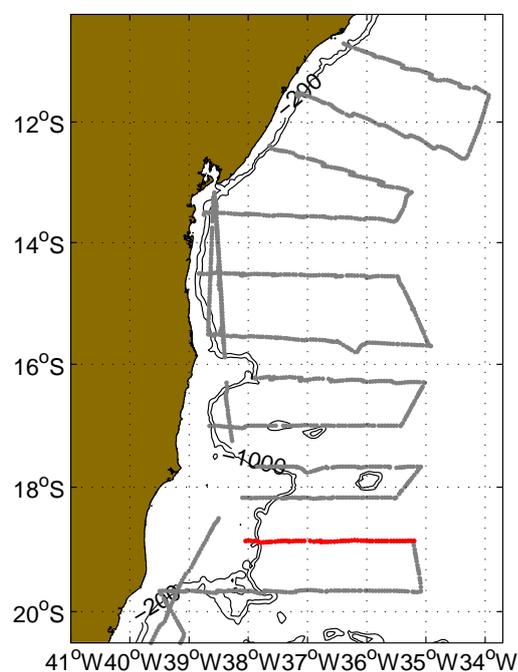
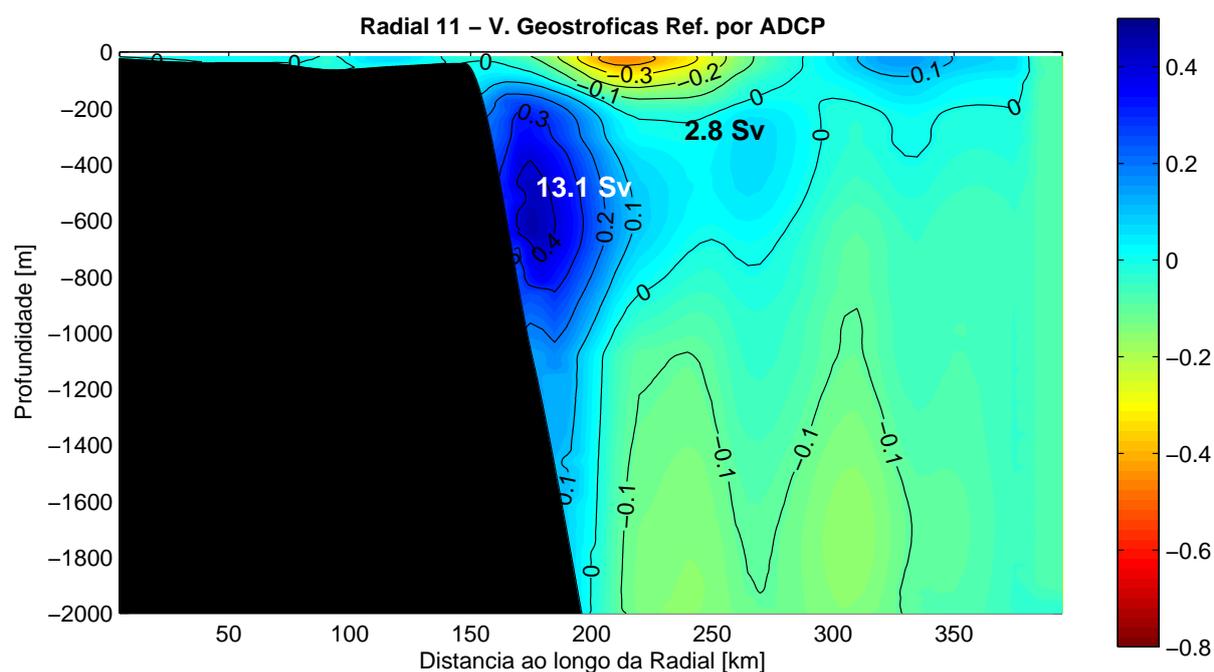


Figura 5.6: Seção vertical de velocidades geostroficas absolutas, baseadas no cálculo do MDR , em 19°S (painel superior). A máscara preta representa grosseiramente o perfil topográfico, com base na profundidade máxima alcançada pelo perfilador CTD em cada estação hidrográfica da radial em questão. O painel inferior representa graficamente a localização geográfica da seção.

Tabela 5.1: Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ no que se refere às diferentes características da CB ao longo da costa leste brasileira. Adicionalmente, comparamos os resultados aqui encontrados com àqueles oriundos de trabalhos anteriores.

CB em 10,5° S						
	Espessura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	V _{máx} (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
Este Trabalho	0-50	70	0	0,25	1,7	<i>MDR</i>
CB em 17° S						
	Espessura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	V _{máx} (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
Este Trabalho	0-160	100	0	0,58	2,8	<i>MDR</i>
CB em 19° S						
	Espessura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	V _{máx} (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
<i>Miranda & Castro [1981]</i>	-	74	0	0,72	6,5	<i>MDC</i>
<i>Soutelino [2005]</i>	0-300	100	0	0,6	5,1	<i>POMsec</i>
<i>Silveira et al. [2006]</i>	0-200	60	0	0,5	3	<i>MDC</i>
Este Trabalho	0-200	100	0	0,45	2,8	<i>MDR</i>

Tabela 5.2: Síntese dos resultados encontrados para a análise dos campos tridimensionais de ψ no que se refere às diferentes características da SNB ao longo da costa leste brasileira. Adicionalmente, comparamos os resultados aqui encontrados com àqueles oriundos de trabalhos anteriores.

SNB em 10,5°S						
	Espeçsura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	Vmáx (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
<i>Silveira et al.</i> [1994]	50-900	120	150	0,5	23,7	<i>MDC</i>
<i>Stramma et al.</i> [1995]	-	70	200	0,5	22	<i>ADCP</i>
<i>Soutelino</i> [2005]	100-950	80	200	0,34	12,5	<i>POMsec</i>
<i>Schott et al.</i> [2005]	0-1500	170	250	0,6	23,8	<i>Fundeio</i>
Este Trabalho	0-1000	100	250	0,58	14	<i>MDR</i>
SNB em 17°S						
	Espeçsura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	Vmáx (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
Este Trabalho	170-1400	120	700	0,5	13,8	<i>MDR</i>
SNB em 19°S						
	Espeçsura (m)	Largura (km)	Núcleo (m)	Vmáx (m s ⁻¹)	Transporte (Sv)	Método Utilizado
<i>Soutelino</i> [2005]	300-1300	70	700	0,25	4,3	<i>POMsec</i>
<i>Silveira et al.</i> [2006]	200-1200	-	700	0,3	12,3	<i>MDC</i>
Este Trabalho	200-1200	90	700	0,45	13,1	<i>MDR</i>

5.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

A presente dissertação, através do mapeamento de função de corrente geostrófica absoluta, buscou esclarecer diversos aspectos da circulação sinótica ao longo da pouco conhecida costa leste brasileira. Inferimos as informações através de uma metodologia que combina dados hidrográficos e de velocidade via ADCP de casco para estimativa de um escoamento geostrófico absoluto. Tal metodologia revela-se como uma ferramenta poderosa para o conhecimento da circulação geostrófica. Quando existe a disponibilidade de dados hidrográficos e de velocidade coletados via ADCP de casco simultaneamente, acreditamos ser a forma mais indicada para se trabalhar.

Entretanto, para avançar ainda mais no conhecimento da complexa circulação na costa leste, é imprescindível que medições diretas de velocidade sejam tomadas desde a superfície até o fundo. Sugerimos a execução de levantamentos semelhantes à OEII, onde tais perfilagens sejam realizadas através do uso de “Lowered-ADCP” (L-ADCP).

Uma vez dispondo de dados desta natureza, acreditamos ser interessante avançar no estudo da dinâmica da região, procurando inferir informações sobre a estacionaridade (ou não) das estruturas de meso-escala aqui descritas. Sugerimos também estudos que procurem investigar a dinâmica de formação das estruturas vorticais mais importantes, observadas ao longo desta dissertação.

Várias iniciativas acerca de estudos numéricos de processos oceânicos e de caráter de previsão das correntes oceânicas estão presentemente em andamento. Os resultados aqui apresentados sugerem que experimentos prognósticos acerca da dinâmica da BiCSE, da CB e das demais CCOs presentes na costa leste, incluam modelos de feição das principais estruturas descritas nesta dissertação, bem como assimilação de dados oriundos de imagens de satélite.

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.
- 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 de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159 pp.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira, 2006: A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brasil. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.
- Campos, E. D. J., D. Velhote, & I. C. A. Silveira, 2000: Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6), 751–754.

- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 4(1), 49–74.
- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
- Evans, D., S. R. Signorini, & L. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1732–1738.
- Fernandes, A. M., 2001: Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp.
- Ganachaud, A., 2003: Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *J. Geophys. Res-Oceans*, 108(3216), DOI:10.1029/2002JC001.565.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 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.
- Joyce, T. M., 1989: On In Situ “Calibration” of Shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 6(6), 169–172.
- Kundu, P. K., 1990: *Fluid Mechanics*. Academic Press, California, 638 pp.
- Levitus, S., 1982: *Climatological atlas of the World Ocean*. NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, New Jersey, 173 pp.

- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, New South Wales, 144 pp.
- Lumpkin, R. & K. Speer, 2003: Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1902–1920.
- Mattos, R. A., 2006: Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.
- Miranda, L. B. & B. M. Castro, 1981: Geostrophic flow conditions at 19° S. *Ciência Interamericana*, 22(1-2), 44–48.
- Munk, W. H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*, 7, 79–93.
- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messia, 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, 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.
- Pereira, D. P. C., 2005: *Caracterização da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticiais da Corrente do Brasil*. Monografia de Graduação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro., 60 pp.
- Pickard, R. S. & S. S. Lindstrom, 1993: A Comparison of Techniques for Referencing Geostrophic Velocities. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 11, 814–824.
- Pollard, R. & J. Read, 1989: A Method for Calibrating Shipmounted Acoustic Doppler Profilers and limitations of Gyro Compasses. *JAOT*, 6(6), 859–865.
- Qu, T. & R. Lukas, 2003: The bifurcation of the North Equatorial Current in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 5–18.

- Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, & M. Wimbush, 2006: Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 16–30.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übbber die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 72–233.
- Schmid, C. H., H. Schafer, G. Podesta, & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Schott, F. A., M. Dengler, R. Zantopp, L. Stramma, J. Fisher, & P. Brandt, 2005: The shallow and deep western boundary current circulation of South Atlantic at 5°S - 11°S. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2031–2053.
- Silveira, I. C. A., 2006: *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo. São Paulo, 160 pp.
- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, 2000a: Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28.559–28.583.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Lett.*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, 99(C11), 22.501–22.512.
- Silveira, I. C. A., E. R. Oliveira, R. A. Mattos, F. P. A. Fernandes, & J. A. M. Lima, 2006: Mesoscale Patterns of the Brazil Current between 20°S and 25.5°S. *Ocean Sciences Meeting 2006*, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu, OS45N–12.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000b: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *R. bras. Oceanogr.*, 48(2), 171–183.
- Soares, S. M., 2007: Ondas instáveis no sistema de correntes de contorno oeste ao largo de Abrolhos. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 81 pp.

- Soutelino, R. G., 2005: *Caracterização da estrutura baroclínica do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa leste brasileira*. Monografia de graduação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro., 50 pp.
- Stommel, H., 1948: The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Am. Geophys. Union*, 29, 202–206.
- Stramma, L., 1991: Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49(2), 281 – 294.
- 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.
- Stramma, L., J. Fischer, & J. Reppin, 1995: The North Brazil Undercurrent. *Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 42(5), 773 – 795.
- Sutton, P. J. H. & T. K. Chereskin, 2002: Absolute geostrophic currents in the East Australian Auckland Current region. *N. Zel. J. Mar. Fresh W. Res.*, 36, 751–762.
- Sverdrup, H. U., 1947: Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 33, 318–326.
- Talley, L. D., 2003: Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 530–560.
- Tsuchiya, M., 1985: Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 43(1), 57–65.
- 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.

- Wienders, N., M. Arhan, & H. Mercier, 2000: Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior. *J. Mar. Res.*, 58, 1007–1039.
- Zemba, J. C., 1991: The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 160 pp.
- Zembruski, S., 1979: Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In PROJETO REMAC: geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, 129–177.