

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E HIDROLOGIA

**DIOGO PEREGRINO CORRÊA PEREIRA**

**CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA  
TERMOHALINA E DE VELOCIDADES DOS  
DIPOLos VORTICAIS DA CORRENTE DO  
BRASIL**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Instituto de Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, como requisito final para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

ORIENTADOR:

**PROF. DR. ILSON CARLOS ALMEIDA DA SILVEIRA**

RIO DE JANEIRO,  
DEZEMBRO DE 2005

## FICHA CATALOGRÁFICA

**Pereira, D. P. C.**

CARACTERIZAÇÃO TERMOHALINA E DE VELOCIDADES DOS DÍPOLOS VORTICIAIS DA CORRENTE DO BRASIL

Rio de Janeiro, RJ, Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Centro de Tecnologia e Ciências, Instituto de Geociências, Departamento de Oceanografia e Hidrologia, 2005.

Monografia: Bacharelado em Oceanografia.

**Palavras-chave:** Estrutura bipolar, estrutura termohalina e de densidade, Método Dinâmico, Vorticidade Relativa.

**DIOGO PEREGRINO CORRÊA PEREIRA**

**CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA TERMOHALINA E  
DE VELOCIDADES DOS DIPOLOS VORTICAIS DA  
CORRENTE DO BRASIL**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do  
Instituto de Geociências da Universidade do Estado do  
Rio de Janeiro, como requisito final para a obtenção do  
grau de Bacharel em Oceanografia.

**APROVADO EM 14/12/2005, PELA BANCA EXAMINADORA:**

---

**M.Sc. Leandro Calado**

Laboratório de Dinâmica Oceânica, IOUSP

---

**M.Sc. Carlos Augusto Chaves Leal Silva**

Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN, Marinha do Brasil

## Agradecimentos

Muitas foram as pessoas que, de alguma forma, contribuíram para existência deste momento. É até difícil pensar em como escrever de maneira a não deixar ninguém de fora...

Primeiro, logicamente, eu gostaria de agradecer àquele que possibilitou a realização deste trabalho: Ilson Carlos Almeida da Silveira. Obrigado pela confiança, paciência e, principalmente, pelo degrau de conhecimento que me ajudou a subir... sei que ainda é pouco, mas tenho a certeza de contar com sua ajuda para os próximos passos. Muito obrigado!

Ainda em São Paulo... Gostaria de agradecer ao pessoal do LaDO: André, Rafael (Hey Joe), Leandro Calado, Cayo, Filipe, Thiago (Paquito), Leandro (Brócolis), Saulo, Domingos (Mingau), Sueli e Carol. Vocês nos (Paulo, Rafael e eu) receberam da melhor maneira possível, com muita paciência (assim como o Ilson) e sempre dispostos a nos ajudar, mesmo quando estavam muito ocupados. Valeu!

No Rio...

Agradeço muito ao professor e amigo Luiz Carlos. Agradeço pelo meu primeiro estágio, pela confiança, pelos conselhos, pelas oportunidades e, principalmente, pela grande ajuda num momento crucial da minha vida. Essas coisas nós nunca esquecemos... Obrigado!

Certamente, o mais importante destes anos na UERJ foram as amizades. Por isso, mando um grande abraço para os amigos Paulo, Rafael e João... com os quais passei praticamente toda minha graduação. Acho até que nós brincamos mais do que estudamos (claro que estudávamos quando necessário)... mas existe maneira melhor de se aprender? Obrigado pela descontração e amizade... Depois de um tempo, muitas matérias são esquecidas, as amizades não...

Ainda sobre as amizades na UERJ, um abraço para Patrícia Jardim, Janaína, Eunice, Camila, e Danielle sempre me ajudando nas horas de aperto e me oferecendo conversas muito agradáveis.

Um abraço também para o Giovanni e o Alexandre da Eletronuclear, sempre confiando em minhas opiniões... Abraços também para Pedro, Fernandinha, Fernanda Pinheiro, Paulinha, Angelo, Magnes, Juan, Marlos, Paula e Manlio, o pessoal da Oceansat-peg. Obrigado pelas conversas, momentos de descontração, e tudo o que aprendi.

Abraços à galera da SOC: Sannie, Felipe, Vítor, Fábio, Édson (Broa), Fernanda, Léo,

Marília, Vinícius e Milena. Obrigado pela grande amizade e me desculpem por estar tão afastado...

Também agradeço à minha irmã Juliana e ao meu irmão Ruan por todo o carinho sempre que nos encontramos.

Talvez as pessoas me achem maluco mas aí vai: obrigado ao Kyno por toda a fidelidade e por estar sempre disposto a brincar e me fazer esquecer os problemas, mesmo que por alguns instantes. Me desculpe por te deixar tanto tempo sozinho... prometo que isso vai acabar logo...

Agora eu gostaria de agradecer às pessoas que me mostraram o real significado de uma família: obrigado às minhas tias Angela e Alice, aos meus tios tortos (mas do coração) Gilberto e Silvano, aos meus primos Felipe, Juliana e Gustavo e ao meu tio Jorginho e sua esposa Rose. Não fossem vocês, com certeza eu não teria conseguido... Obrigado pela força e carinho!!!!

Pessoas também importantíssimas na minha construção foram minha avó Maria e meu Avô Antônio. Infelizmente não estão aqui conosco mas tenho certeza que eles sabem o quanto foram importantes para mim e o quanto fico feliz com isso.

Agradeço à minha mãe por tudo que ela fez e faz por mim... numa destas coisas loucas da vida, nós não pudemos conviver muito tempo juntos e eu mal a conheci... mas tenho certeza de que ela está orgulhosa de mim (as mães sempre ficam)... Obrigado mãe!

Saudades do meu pai... Ele participou dos meus primeiros passos na oceanografia mas, por outra dessas coisas loucas da vida, não está aqui de corpo presente. Mas assim como minha mãe, tenho certeza de que está orgulhoso de mim... Obrigado pela amizade, pelo paizão que foi, e é. Obrigado por continuar em frente, mesmo com todas as situações tristes durante sua vida... Obrigado por ser meu espelho! Obrigado...! Obrigado! Esse trabalho é para você!

Finalmente, agradeço à Vivian! Obrigado pela paciência, compreensão, cumplicidade, amizade, felicidade... Obrigado por ser forte e determinada e me ajudar a ser também... Obrigado pelo amor!!!!!!!

Essas letras um dia irão sumir, mas estas pessoas, esses nomes, estarão guardadas sempre comigo... Obrigado pela paciência...

Atenciosamente,

Diogo

# Sumário

<b>Abstract</b>	<b>vi</b>
<b>Resumo</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>viii</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos . . . . .	9
<b>2 Conjunto de Dados</b>	<b>10</b>
2.1 Projeto DEPROAS . . . . .	10
2.2 Aquisição dos Dados Hidrográficos . . . . .	12
2.3 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos . . . . .	12
2.4 Gradeamento Horizontal dos Campos Termohalinos . . . . .	15
<b>3 Seções Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade Potencial</b>	<b>18</b>
3.1 Radial 1 - ao norte da Ilha de São Sebastião . . . . .	18
3.2 Radial 2 - ao largo da Ilha Grande . . . . .	18
3.3 Radial 3 - ao sul da Baía de Guanabara . . . . .	19
3.4 Radial 4 - ao norte da Baía de Guanabara . . . . .	19
3.5 Radial 5 - próxima ao Cabo Frio . . . . .	19
<b>4 Distribuições Horizontais de Temperatura, Salinidade e Densidade Potencial</b>	<b>25</b>
<b>5 Seções Verticais de Velocidade Geostrófica via Método Dinâmico</b>	<b>31</b>
5.1 Anomalia do Geopotencial . . . . .	32
5.2 Radial 1 - ao norte da Ilha de São Sebastião . . . . .	33
5.3 Radial 2 - Radial 2 - na direção da Ilha Grande . . . . .	34
5.4 Radial 3 - ao sul da Baía de Guanabara . . . . .	34
5.5 Radial 4 - ao norte da Baía de Guanabara . . . . .	35
5.6 Radial 5 - próxima ao Cabo Frio . . . . .	36

<b>6</b>	<b>Função de Corrente Geostrófica via Método Dinâmico</b>	<b>38</b>
6.1	Mapeamento de Função de Corrente Geostrófica . . . . .	39
<b>7</b>	<b>Vorticidade Relativa Geostrófica</b>	<b>51</b>
7.1	Campos de Vorticidade Relativa Geostrófica . . . . .	51
<b>8</b>	<b>Considerações Finais</b>	<b>57</b>
8.1	Sumário e Conclusões . . . . .	57
8.2	Trabalhos Futuros . . . . .	58
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>59</b>

# Abstract

The Brazil Current (BC) presents a robust vortical activity in the oceanic region between Vitória-Trindade Ridge ( $20^{\circ}$  S) and the Cape Santa Marta Grande ( $28^{\circ}$  S). Both Sea Surface Temperature (SST) or ocean color satellite images are important tools to observe these features. However, a systematic study is difficult because of persistent cloud coverage in the region. Besides this fact, those tools are limited to a surface and therefore, only a bi-dimensional ocean description have been reported. Aside from remote sensing, there are few works describing the mass structure of these meso-scale features in a three dimensional sense. There is very little information in the literature about the BC eddies vertical structure using either velocity or hydrographic observations. The few studies available dealt with meanders with finite amplitude and isolated eddies. However the dipole existence - a pair of a cold-core and a warm-core rings ported at each side of the stream - is reported only by Advanced Very Resolution Radiometer (AVHRR) images. The present work presents a three dimensional characterization of the thermohaline and the relative baroclinic velocity structure of one of these dipoles depicted from hydrographic dataset from DEPROAS V Cruise, in September 2003, by the R/V Professor W. Besnard from the Oceanographic Institute of the University of São Paulo (IOUSP). Analysing both the geostrophic velocity sections and the stream function horizontal maps we note that the BC transferred mass and linear momentum to the bipolar structure. Moreover, this is a first baroclinic mode structure because there is only one inversion of current direction along the water column.

## Resumo

A Corrente do Brasil (CB) apresenta grande atividade vortical na região compreendida entre a Cadeia Vitória-Trindade ( $20^\circ$  S) e o Cabo de Santa Marta Grande ( $28^\circ$  S). As imagens de satélite, tanto as termais quanto as de cor do oceano, são ferramentas importantes para a observação desta atividade, embora forneçam apenas uma visão bi-dimensional do oceano e não permitam um estudo sistemático devido à cobertura de nuvens. Além do sensoriamento remoto, alguns poucos trabalhos foram publicados com base em observações da estrutura de massa dessas feições de meso-escala. Ou seja, ainda existem poucas informações a respeito da estrutura vertical destes vórtices da CB a partir de observações de velocidade ou de dados de hidrografia. Apenas encontramos na literatura informações acerca de meandros frontais de amplitude finita ou de estruturas vorticais isoladas. No entanto, a existência de dipolos vorticais - onde ocorrem ciclones e anticiclones simetricamente e em lados opostos do eixo da CB - foi apenas relatada a partir de imagens AVHRR. O presente trabalho, utilizando dados hidrográficos oriundos do Cruzeiro DEPROAS V, realizado na Primavera de 2003 pelo NOc. Professor W. Bernard, IOUSP, apresenta uma caracterização da estrutura termohalina e de velocidades baroclínicas relativas de um dipolo vortical na Bacia de Santos. A partir das seções de velocidade geostrófica e dos mapas horizontais de função de corrente, observa-se que a CB transfere massa e momentum linear para a estrutura bipolar. Adicionalmente, essa estrutura mostrou ser de primeiro modo baroclínico, pois apresenta apenas uma inversão no sentido das velocidades ao longo da coluna de água.

# Lista de Figuras

## Lista de Figuras

1	Representação esquemática da Confluência Brasil-Malvinas, os meandros e Vórtices formados. Retirada de <i>Schmidt</i> (2004) . . . . .	1
2	Carta de topografia (hectômetros) da superfície isotermal de 15° mostrando a Corrente do Golfo, nove vórtices de núcleo frio e três vórtices de núcleo quente, formados após a passagem da CG pelo Cabo Hatteras, segundo <i>Richardson</i> (1983). . . . .	2
3	Vórtice anticiclônico representado através da topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 db. De acordo com <i>Signorini</i> (1978). . . . .	4
4	Interpretação gráfica da hipótese de <i>Campos</i> (1995) apresentada por <i>Schmidt</i> (2004). O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente. Enquanto o painel à direita, o comportamento de corrente ante a mudança de orientação da costa por um ângulo $\theta$ . . . . .	4
5	Imagem AVHRR da área adjacente ao sudeste brasileiro, apresentada por <i>Schmid et al.</i> (1995) e editada por <i>Godoi</i> (2005) para destacar a sucessão de ciclones e anticiclones: um trem de ondas de vorticidade. . . . .	5
6	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio, de acordo com <i>Silveira et al.</i> (2004) . . . . .	6
7	Imagens AVHRR obtidas de período coincidente ao do Cruzeiro DEPROAS de verão, 2001. Pode ser observado o vórtice ciclônico apresentado por <i>Silveira et al.</i> (2004). Imagens extraídas de <i>Kampel</i> (2003) . . . . .	7
8	Imagem AVHRR apresentada por <i>Campos et al.</i> (1996). Para o presente trabalho, foram realizadas edições na imagem, com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar. As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura. . . . .	8
9	Malha amostral do Cruzeiro DEPROAS P2003. . . . .	11
10	A janela móvel tipo “Hanning” para a largura de 5 dbar, 11dbar e 35 dbar. . . . .	14
11	Perfis de salinidade e temperatura filtrados. A linha vermelha representa o perfil obtido com a filtragem e a linha azul representa o perfil bruto . . . . .	14
12	Grade utilizada para interpolação das quantidades. . . . .	17
13	Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 1. . . . .	20
14	Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 2. . . . .	21

15	Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 3. . . . .	22
16	Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 4. . . . .	23
17	Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 5. . . . .	24
18	Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 5 m. . . . .	26
19	Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 100 m. . . . .	27
20	Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 150 m. . . . .	28
21	Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 350 m. . . . .	29
22	Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e de erro de interpolação de grade associado para o nível de 650 m. . . . .	30
23	Seção de velocidade geostrófica da radial 1. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo. . . . .	34
24	Seção de velocidade geostrófica da radial 2. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo. . . . .	35
25	Seção de velocidade geostrófica da radial 3. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo. . . . .	35
26	Seção de velocidade geostrófica da radial 4. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo. . . . .	36
27	Seção de velocidade geostrófica da radial 5. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo. . . . .	37
28	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 15 m. . . . .	42
29	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 50 m. . . . .	43
30	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 100 m. . . . .	44
31	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 150 m. . . . .	45

32	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 200 m. . . . .	46
33	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 250 m. . . . .	47
34	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 400 m. . . . .	48
35	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 600 m. . . . .	49
36	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 800 m. . . . .	50
37	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 15 m. . . . .	52
38	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 50 m. . . . .	53
39	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 100 m. . . . .	53
40	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 150 m. . . . .	54
41	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 200 m. . . . .	54
42	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 250 m. . . . .	55
43	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 400 m. . . . .	55
44	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 600 m. . . . .	56
45	Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 800 m. . . . .	56

# 1 Introdução

Os mais intensos vórtices oceânicos de meso-escala estão associados a extensões de fortes Correntes de Contorno Oeste (*Hooker & Brown, 1996*). Entretanto, a Corrente do Brasil (CB), mesmo sendo considerada a mais fraca destas correntes, apresenta grande atividade vortical na região compreendida entre a Cadeia Vitória-Trindade e a região de Confluência com a Corrente das Malvinas, ao sul da Foz do Rio da Prata.

Essa região de confluência é caracterizada por um padrão complexo de meandros e vórtices formados pelas duas correntes (*Hooker & Brown, 1996*). É nessa região que a CB se separa do continente, formando um grande meandro anticiclônico (chamado de lóbulo da retroflexão), sucedido por meandros que decaem em amplitude conforme a corrente se afasta da costa (Figura 1). Além disso, vórtices são emitidos próximo à costa, na região do lóbulo da retroflexão (*Leal Silva, 2000*).

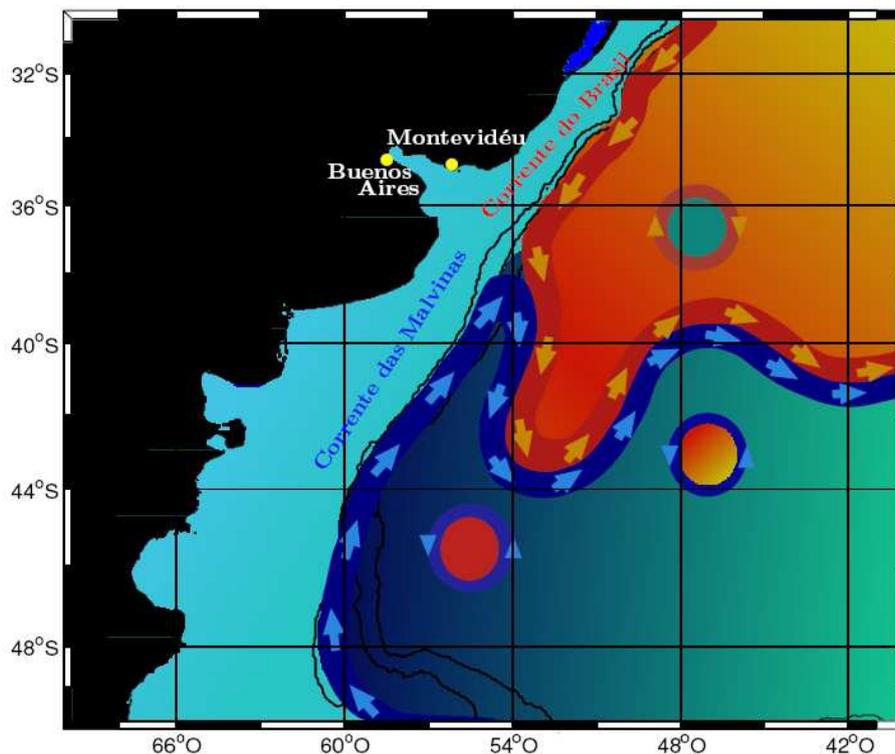


Figura 1: Representação esquemática da Confluência Brasil-Malvinas, os meandros e Vórtices formados. Retirada de *Schmidt (2004)*

O padrão da Figura 1 assemelha-se ao observado na extensão da Corrente do Golfo (CG), após sua passagem pelo Cabo Hatteras. Assim como a CB na sua região de confluência com a Corrente das Malvinas, a CG flui para regiões de grandes profundidades,

deixando de ser influenciada pela topografia, em sua borda oeste. Nessa região, são observadas estruturas vorticais isoladas ciclônicas e anticiclônicas de ambos os lados da corrente, como o apresentado na Figura 2. Deve-se ressaltar que, apesar da emissão de vórtices, a CG não retroflete e os anéis vorticais são formados distantes da borda oeste (*Silveira et al.*, 1999).

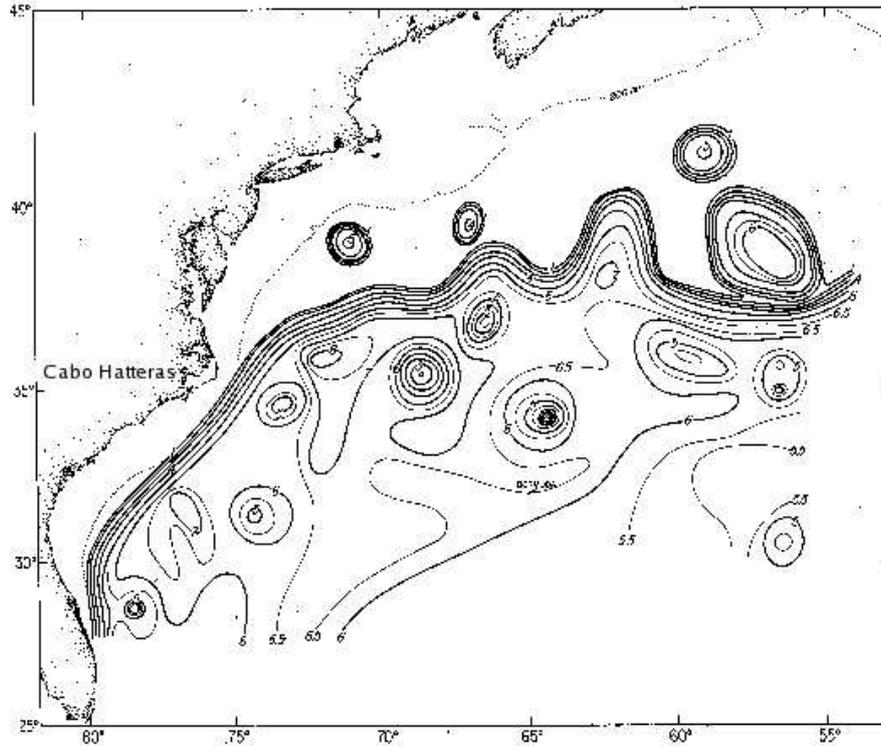


Figura 2: Carta de topografia (hectômetros) da superfície isotermal de 15° mostrando a Corrente do Golfo, nove vórtices de núcleo frio e três vórtices de núcleo quente, formados após a passagem da CG pelo Cabo Hatteras, segundo *Richardson* (1983).

Através de imagens AVHRR, *Hooker & Brown* (1996) investigaram a presença de estruturas bipolares na CB, apresentando um exemplo. Segundo os autores, o resultado da interação entre os dois vórtices mostrou ser de coalescência, e não um simples pareamento, confirmando tratar-se de um dipolo vortical. Além disso, eles estipularam que a formação dessas estruturas independe da intensidade da corrente, pois foram observadas tanto em correntes fortes, como na CG, quanto em correntes relativamente mais fracas, como na CB. Talvez a ocorrência desse fenômeno esteja relacionada a característica assumida por ambas as correntes ao se afastarem da costa, ou seja, quando não sentem mais a topografia, associada à Margem Continental, em suas bordas oeste.

As características apresentadas pela CB enquanto flui sem influência da topografia são distintas de suas características ao flui ao longo da costa brasileira. Nessa situação, seus movimentos e posicionamento do seu eixo principal são diretamente influenciados pela

topografia.

E fluindo ao longo da costa brasileira, a CB possui uma região de grande atividade vortical entre a Cadeia Vitória-Trindade (20°) e o Cabo de Santa Marta Grande (28°). Essa atividade é constituída tanto por vórtices frontais quanto por vórtices de borda de corrente. Os frontais são aqueles formados pelo meandramento da corrente, ou seja, o eixo do fluxo principal é parte constituinte da feição. Já os vórtices de borda, são formados pelo cisalhamento do fluxo principal em relação ao fluido adjacente, situando-se lateralmente ao eixo da corrente (em suas bordas). Geralmente, os vórtices frontais possuem diâmetros comparáveis ao raio de deformação interno da região, uma vez que sua gênese está relacionada ao movimento do fluxo principal. Com relação aos vórtices de borda, esses apresentam diâmetros menores e normalmente não se desprendem da corrente.

O primeiro trabalho a discutir a atividade vortical da CB ao largo do sudeste brasileiro foi feito por *Mascarenhas et al.* (1971). Os autores mencionaram a presença de estruturas vorticais ciclônicas e anticiclônicas ao largo de Cabo Frio, utilizando mapas de topografia dinâmica. Além disso, especularam que as feições topográficas favoreceriam a geração de vórtices na região.

Dados hidrográficos analisados por *Signorini* (1978) evidenciaram um vórtice anticiclônico ao norte de Cabo Frio (Figura 3). Esta estrutura localizava-se em águas profundas (> 1000 m), possuía cerca de 100 km de raio e extensão vertical de, aproximadamente, 500 m.

Corroborando o especulado por *Mascarenhas et al.* (1971), *Campos* (1995) atribuiu a ocorrência de vórtices na CB às mudanças de orientação da costa e à diferença entre a Plataforma abrupta e estreita ao norte de Cabo Frio, em oposição à Plataforma extensa e de gradiente suave da Bacia de Santos. De acordo com o autor, no momento em que a costa brasileira muda de orientação, nas proximidades de Cabo Frio, o fluxo da CB, antes localizado em regiões de profundidades inferiores à 1000 m, por inércia, atinge regiões mais profundas do Talude Continental. E, devido ao estiramento da coluna de água, o fluxo adquire vorticidade ciclônica, se dirigindo a regiões de menor profundidade e, conseqüentemente, adquirindo vorticidade anticiclônica. Essa situação se repete até que a corrente se “estabilize” em torno de determinada isóbata. Com isso, ao entrar na Bacia de Santos, a CB apresenta um padrão de meandros e vórtices ciclônicos e anticiclônicos,

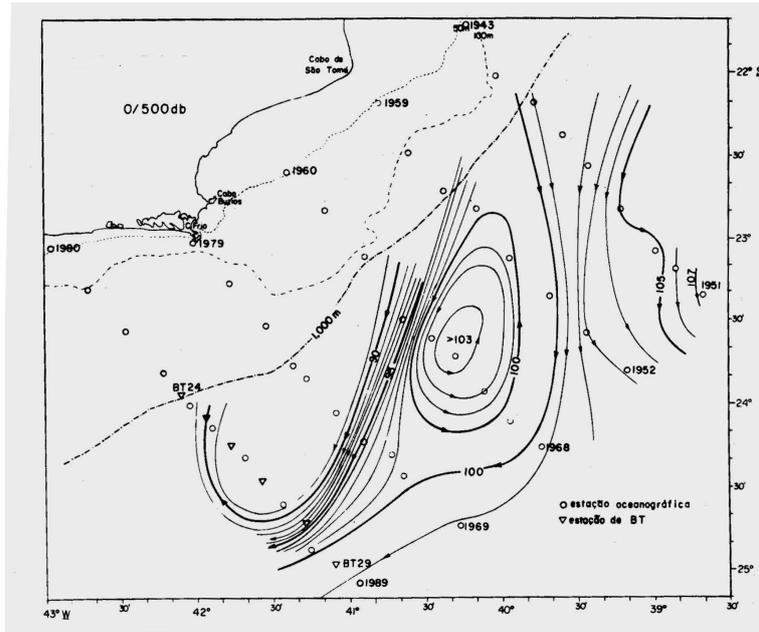


Figura 3: Vórtice anticiclônico representado através da topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 db. De acordo com *Signorini* (1978).

ilustrado na Figura 4.

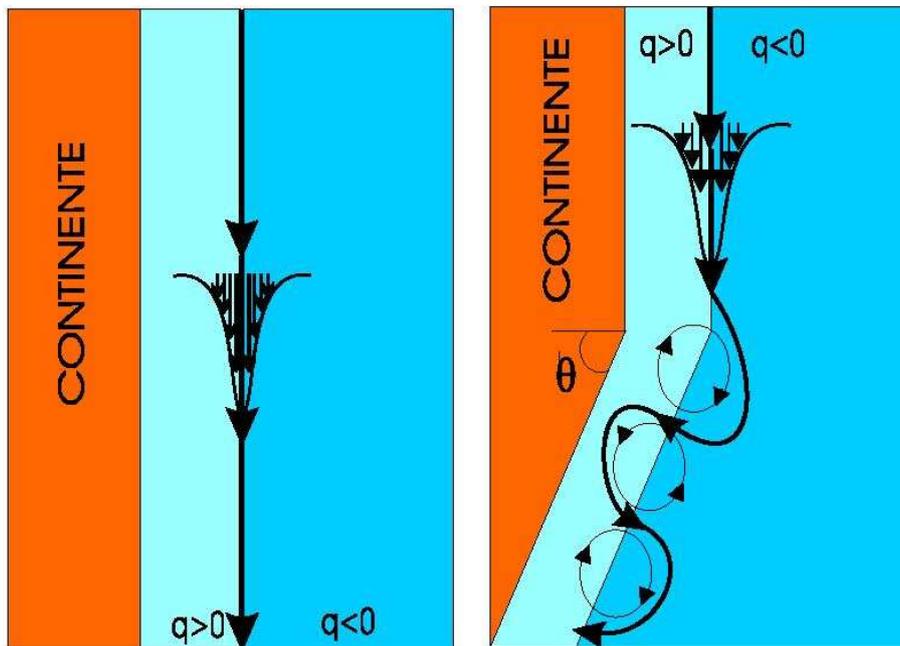


Figura 4: Interpretação gráfica da hipótese de *Campos* (1995) apresentada por *Schmidt* (2004). O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente. Enquanto o painel à direita, o comportamento de corrente ante a mudança de orientação da costa por um ângulo  $\theta$ .

Mas, de acordo com *Silveira et al.* (2000), evidências de meandros ciclônicos e anticiclônicos também foram detectadas ao norte de Cabo Frio, por imagens de satélites, sugerindo que o início da atividade vortical pode ser ao largo do Cabo de São Tomé

por razões dinâmicas similares àquelas de Cabo Frio. Segundo os autores, meandros anticiclônicos e ciclônicos se sucedem em direção à Baía de Santos. A interpretação de *Godoi* (2005) da imagem AVHRR apresentada por *Schmid et al.* (1995) demonstra esta alternância (Figura 5). Os ciclones se alternam aos anticiclones que, por serem de núcleo quente, apresentam assinatura termal menos distinta.

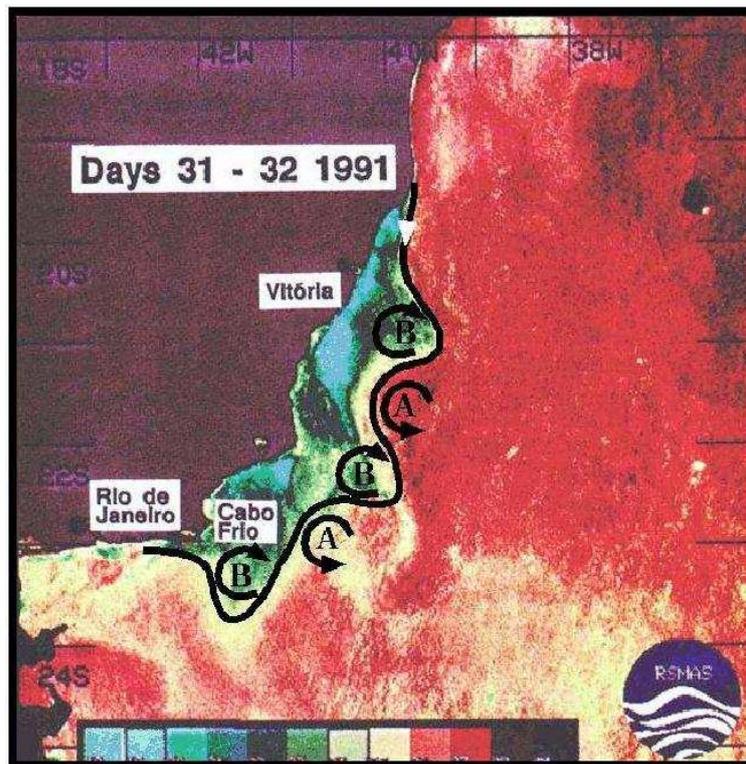


Figura 5: Imagem AVHRR da área adjacente ao sudeste brasileiro, apresentada por *Schmid et al.* (1995) e editada por *Godoi* (2005) para destacar a sucessão de ciclones e anticiclones: um trem de ondas de vorticidade.

O exemplo de uma estrutura formada pela atividade vortical iniciada ao largo do Cabo de São Tomé é apresentado por *Silveira et al.* (2004). Utilizando dados hidrográficos do Cruzeiro DEPROAS I (realizado no verão de 2001), os autores apresentaram a estrutura vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice frontal ciclônico, localizado ao largo de Cabo Frio. Os autores utilizaram a versão seccional do modelo POM (Princeton Ocean Model) para o cálculo das velocidades. A estrutura mostrou ser de primeiro modo baroclínico, pois apresentou apenas uma inversão no sentido das velocidades ao longo da coluna de água (Figura 6). Além disso, esse mesmo vórtice também pode ser observado através de imagens AVHRR, obtidas durante o período do Cruzeiro (Figura 7). Nessas imagens, além do vórtice ao largo de Cabo Frio, também é possível observar o meandramento ao largo do Cabo de São Tomé, como o mencionado por *Silveira et al.*

(2000).

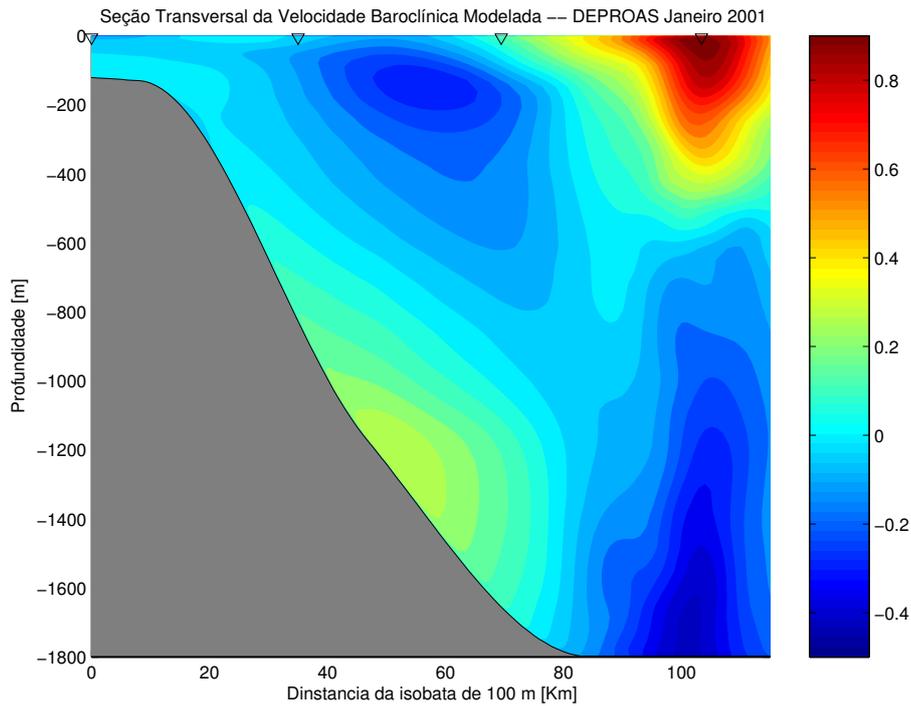


Figura 6: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio, de acordo com *Silveira et al.* (2004)

Ao sul da Bacia de Santos, ocorre a formação de pares vorticais, tanto de ciclones como de anticiclones, em lados opostos ao eixo da CB (*Silveira et al.*, 2000). Essa estrutura foi observada através de imagens de satélite (Figura 8). Observando essa figura, é possível notar o eixo da CB e um vórtice em cada lado, demonstrando que é um fenômeno constituído por vórtices de borda.

Embora citados alguns trabalhos, ainda existem poucas informações a respeito da estrutura vertical dos vórtices encontrados ao longo da CB, enquanto flui ao longo da costa brasileira, a partir de observações de velocidade ou dados de hidrografia. Destes vórtices, apenas encontramos, na literatura, informações acerca de meandros frontais de amplitude finita ou estruturas vorticais isoladas. No entanto, a existência de dipolos vorticais foi apenas relatada a partir de imagens AVHRR, por *Campos et al.* (1996).

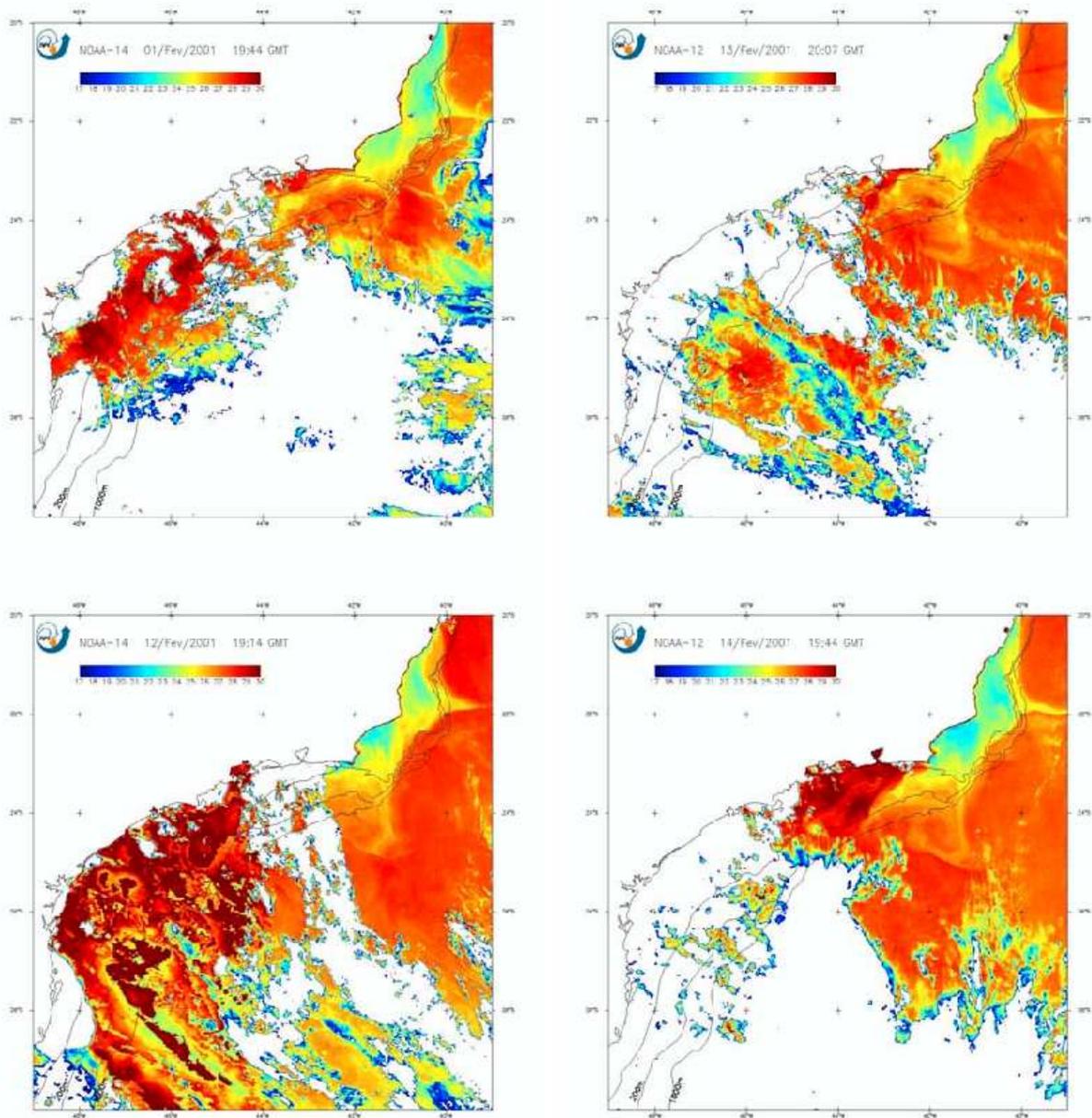


Figura 7: Imagens AVHRR obtidas de período coincidente ao do Cruzeiro DEPROAS de verão, 2001. Pode ser observado o vórtice ciclônico apresentado por *Silveira et al.* (2004). Imagens extraídas de *Kampel* (2003)

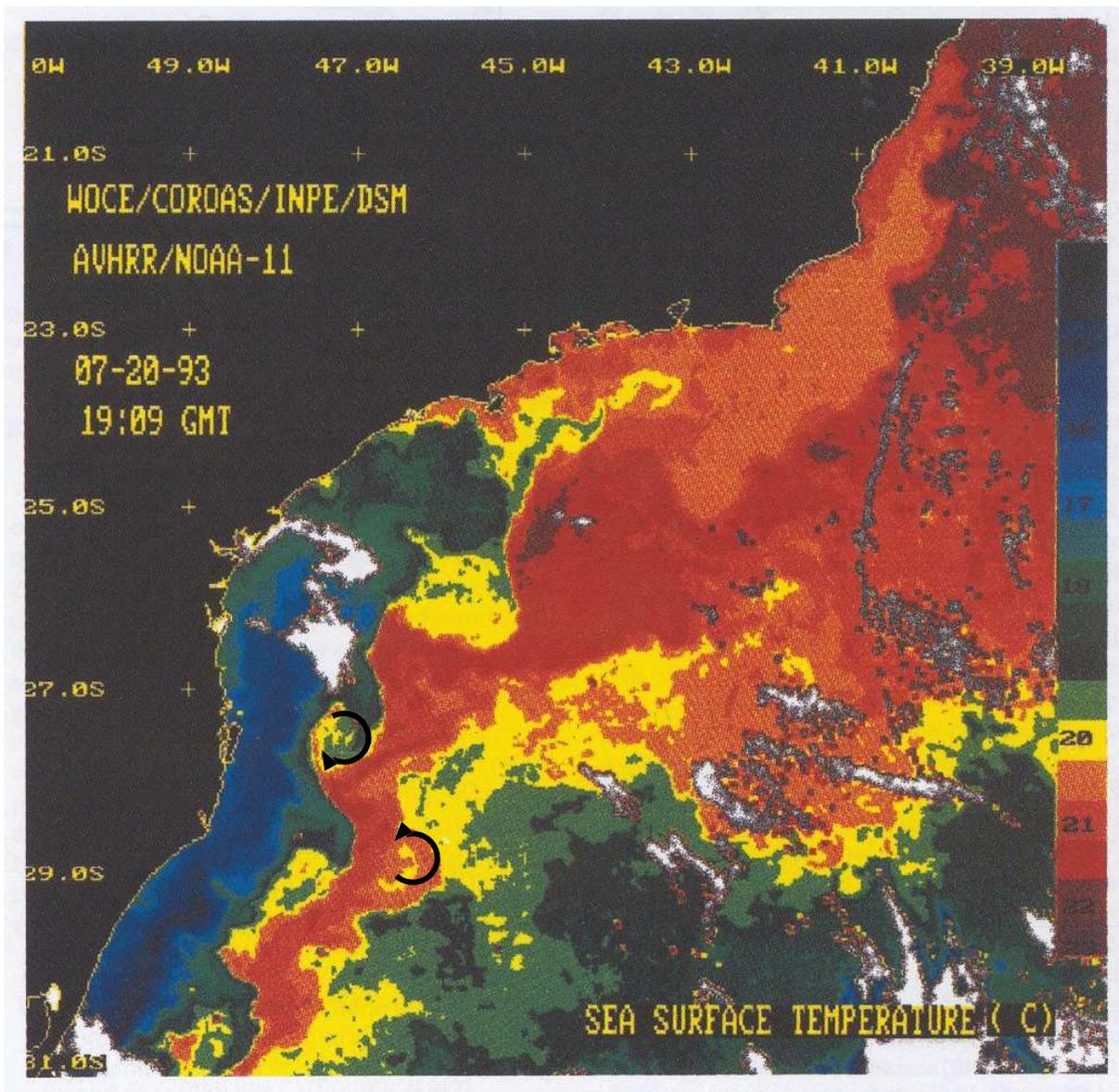


Figura 8: Imagem AVHRR apresentada por *Campos et al.* (1996). Para o presente trabalho, foram realizadas edições na imagem, com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar. As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura.

## 1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar a estrutura termohalina e de velocidades de um dipolo vortical observado na Bacia de Santos, durante o Cruzeiro DEPROAS V, realizado na Primavera de 2003.

Para tal, é importante que sejam cumpridos alguns objetivos específicos:

- Descrição da estrutura de massa das radiais a partir dos dados hidrográficos, para posterior cálculo da anomalia do geopotencial;
- Obtenção de distribuições horizontais dos campos termohalinos e de massa;
- Cálculo de velocidades baroclínicas relativas, via Método Dinâmico, para as radiais do cruzeiro;
- Obtenção de distribuições horizontais de função de corrente geostrófica; e
- Cálculo de Vorticidade Relativa Geostrófica.

## 2 Conjunto de Dados

### 2.1 Projeto DEPROAS

O Projeto “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul” (DEPROAS) teve como principal objetivo o estudo dos mecanismos físicos que possibilitam a penetração da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na Plataforma Continental adjacente à região delimitada pelo Cabo de São Tomé (RJ), ao norte, e pela Ilha de São Sebastião (SP), ao Sul. Este projeto foi financiado pelo FINEP/CNPq e pela PETROBRAS S.A. e executado pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, IOUSP. Ao todo, foram realizados cinco Cruzeiros DEPROAS, com caráter sazonal: o primeiro ocorreu durante o verão de 2001, sendo denominado V2001; o segundo (I2001) ocorreu no inverno de 2001; o terceiro (V2002), no verão de 2002; o quarto (I2002), no inverno de 2002; e o quinto (P2003), na primavera de 2003. Dentro do escopo do projeto, foram estabelecidas diferentes malhas amostrais para os cruzeiros. Todos os cinco cruzeiros foram realizados à bordo do Navio Oceanográfico Professor W. Besnard.

De acordo com Silveira et al. (2002), nos dois primeiros cruzeiros, as amostragens foram realizadas ao longo de uma única radial, com repetições quase-diárias durante o período dos Cruzeiros. Isso permitiu a captura de duas fases distintas de processos oceanográficos que ocorrem sobre a Plataforma da região de estudo: no primeiro Cruzeiro, observou-se o estabelecimento da frente de ressurgência ao largo de Cabo Frio (formada essencialmente por ACAS), além do acompanhamento do processo de formação da frente térmica associada em superfície. Com isso, foi possível inferir velocidades verticais, considerando as isotermas como linhas materiais. Durante o segundo Cruzeiro, observou-se um movimento em direção à costa de domos de Água Tropical (AT), um fenômeno oposto ao registrado no primeiro Cruzeiro, chamado de subsidência. Além disso, durante esse Cruzeiro foi capturado o sinal de um vórtice de borda ciclônico sobre as porções externas da Plataforma Continental.

No Cruzeiro V2002, a abordagem de uma única radial foi substituída por uma malha hidrográfica de meso-escala com 72 estações, realizadas num período de 22 dias, que se estendeu desde o Cabo de São Tomé até as proximidades da Ilha de São Sebastião, obtendo uma descrição menos pontual dos fenômenos investigados nos dois primeiros Cruzeiros. O objetivo era mapear os caminhos de penetração da ACAS para conhecer a dinâmica dos

movimentos das plumas de ressurgência. Adicionalmente, foi investigado o papel da CB e sua atividade de meso-escala no processo de penetração da ACAS sobre a Plataforma e na injeção de domos salinos, uma vez que esta corrente transporta tanto AT quanto ACAS em direção ao sul.

O Cruzeiro P2003 foi organizado em cinco radiais de alta resolução espacial, num total de 61 estações, e consistiu de duas pernas: a primeira, realizada entre os dias 22-26/09/2003, realizando as três primeiras radiais a partir da região de São Sebastião; e a segunda, realizada entre os dias 26-29/09/2003, concluindo as duas outras radiais. A malha amostral do Cruzeiro é apresentada na Figura 9.

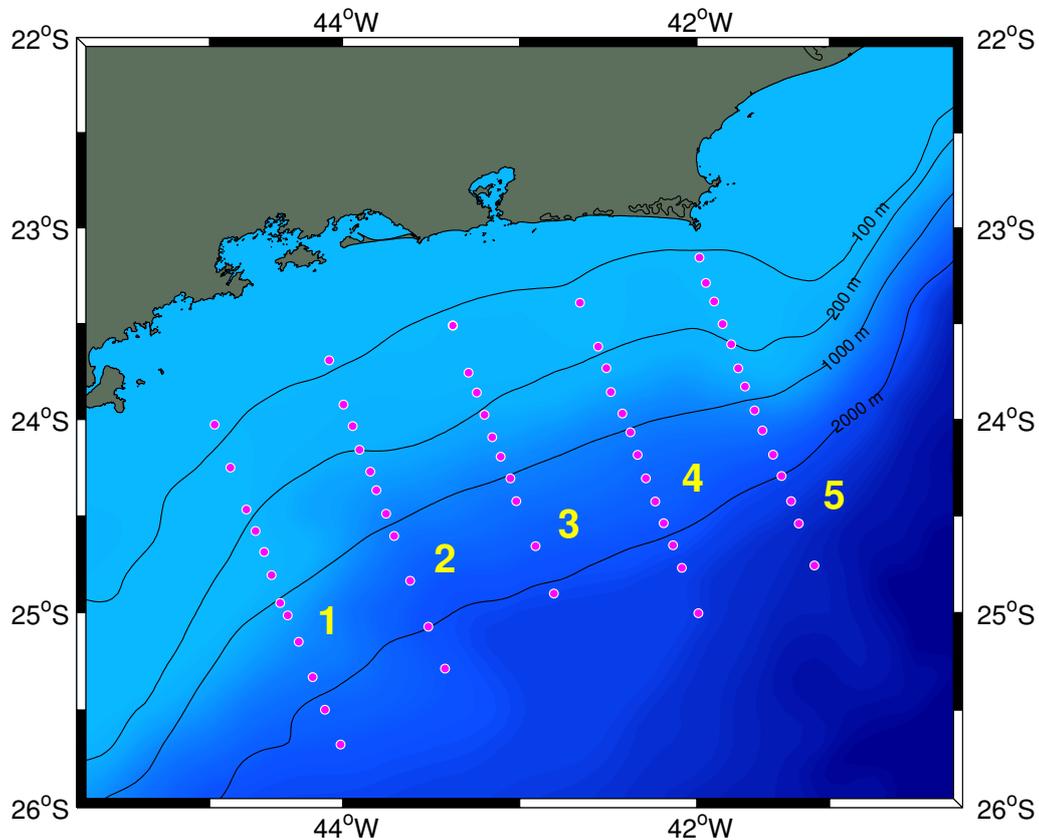


Figura 9: Malha amostral do Cruzeiro DEPROAS P2003.

Nesse Cruzeiro, privilegiou-se a Plataforma Média, Externa e, principalmente, o Talude Continental. Isso foi feito com o intuito de investigar o sinal da CB e seus meandros na região adjacente ao Cabo Frio e à Ilha de São Sebastião. Nele, almejou-se descrever os caminhos da ACAS e a dinâmica dos movimentos de ressurgência e subsidência na primavera, mas tentando entender a importância do papel da atividade de meso-escala da CB neste fenômeno.

## 2.2 Aquisição dos Dados Hidrográficos

O CTD utilizado no Cruzeiro DEPROAS P2003 foi fabricado pela Fallmouth Scientific Instruments (FSI), modelo ICTD, com o número de série 1344I. O sensor de temperatura é um “FSI Fast Platinum Thermometer”, que mede entre  $-2^{\circ}$  e  $35^{\circ}$  C. O sensor de condutividade é um “FSI Inductive Conductivity Cell”, com faixa de medição entre 0 e 65 mmho  $m^{-1}$ . O sensor de pressão é um “FSI Strain Gauge Pressure Sensor”, com faixa de medição entre 0 e 7000 dbars. Como o CTD foi adquirido pelo IOUSP em Outubro de 2002, a calibração do equipamento foi a original de fabricação, datada de 14/09/2002. Logicamente, testes regulares de funcionamento foram feitos pelos técnicos do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica, LIO-IOUSP, antes da partida para o Cruzeiro.

A frequência de aquisição dos dados pelo CTD foi de 15 Hz. Nesse trabalho, serão utilizados apenas os dados de descida dos perfis de CTD, pois: considera-se que o processo de subida do aparelho é mais turbulento que o processo de descida, causando maior perturbação na estratificação original. A coleta física de água, por garrafas, teve por objetivo a posterior aferição do sensor de condutividade do CTD.

Mesmo com esses cuidados, ocasionalmente ainda ocorrem ruídos durante a aquisição dos dados. Por isso, esses ainda necessitam de um tratamento básico para se evitar problemas em sua análise e posterior interpretação.

## 2.3 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos

Mas além da eliminação de ruídos, são aplicadas rotinas de aprimoramento dos dados, objetivando torná-los mais contínuos e regulares verticalmente. Esse tratamento se divide em três processos, descritos a seguir na sua sequência de realização:

### 1) Remoção de picos (*spikes*)

Durante a aquisição de dados, normalmente ocorrem pequenas falhas de comunicação entre os sensores e a unidade de controle do CTD, gerando valores ordens de grandeza fora dos padrões das propriedades amostradas. Estes valores são chamados de picos ou “spikes”, sendo necessária sua filtragem. Os “spikes” são removidos em comparação a faixas pré-estabelecidas de valores aceitáveis para cada propriedade (temperatura e salinidade), sendo substituídos pelos valores de uma profundidade imediatamente acima da sua.

## 2) Binagem

Visto que a velocidade de descida do CTD é variável, então o intervalo de profundidade em que os dados são coletados não é uniforme. Para possibilitar um tratamento numérico adequado, é necessário se estabelecer um intervalo regular de amostragem, conhecido como processo de média em caixas. Como a frequência de amostragem do CTD adotada no Projeto DEPROAS foi de 15 Hz e a velocidade média de descida foi em torno de  $1 \text{ ms}^{-1}$  em estações profundas (nas estações rasas, as velocidades foram mais baixas para evitar o choque do aparelho com o fundo), existiam pelo menos quinze amostragens por profundidade inteira. Então, para cada profundidade inteira, foi estabelecida uma “caixa” com todos os valores correspondentes e fez-se uma média. Isso permitiu o equi-espacamento vertical dos dados hidrográficos, além de conferir certo alisamento ao perfil.

## 3) Alisamento por Janela Móvel

Com a intenção de suavizar ainda mais os dados, para a obtenção de perfis verticais mais contínuos e menos ruidosos, foram aplicadas Janelas Móveis. Este procedimento é desejável se, além da quantidade filtrada, suas primeira e segunda derivadas também são utilizadas em análises posteriores. Neste procedimento, para cada valor, se faz uma média ponderada utilizando valores adjacentes, sendo que o dado em questão tem o maior peso. A largura da janela, ou o número de pontos (intervalos de profundidades) deve ser variada em função da profundidade local, de maneira a suavizar mas não alterar os gradientes verticais básicos do perfil. Nesse trabalho, a janela utilizada é do tipo “Hanning”, onde a distribuição dos pesos atribuídos às medidas adjacentes é dada por uma função suave que se assemelha a uma curva gaussiana, como mostra a Figura 10. Foram aplicados diferentes tamanhos de janela de acordo com a profundidade da estação em questão.

A Figura 11 apresenta exemplos dos dados de salinidade e temperatura, respectivamente, após a filtragem.

Após esta filtragem e o aprimoramento dos dados, dar-se-á início à sua análise e interpretação, que serão conduzidas em grande parte com base em distribuições horizontais. A seguir, será apresentada a técnica utilizada para a elaboração dessas distribuições.

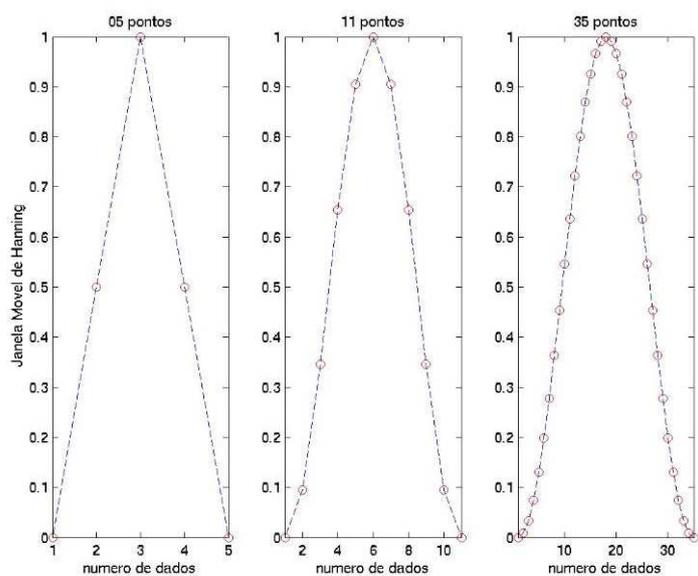


Figura 10: A janela móvel tipo “Hanning” para a largura de 5 dbar, 11dbar e 35 dbar.

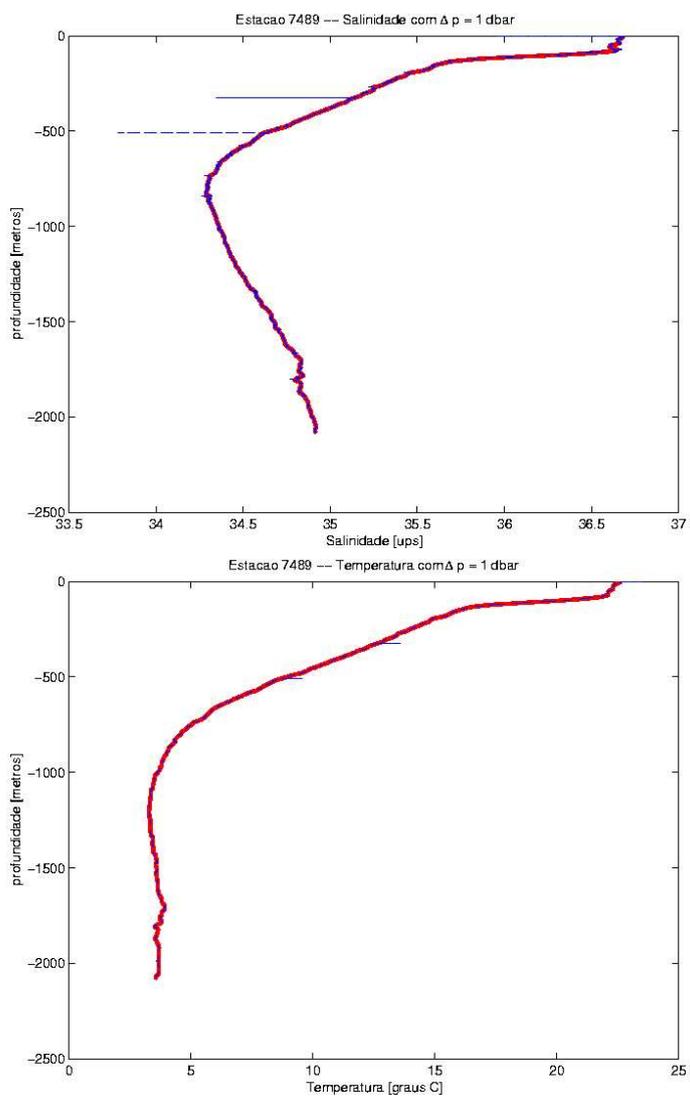


Figura 11: Perfis de salinidade e temperatura filtrados. A linha vermelha representa o perfil obtido com a filtragem e a linha azul representa o perfil bruto

## 2.4 Gradeamento Horizontal dos Campos Termohalinos

Referido na literatura oceanográfica como Análise Objetiva (AO), esse método será utilizado tanto para a interpolação dos campos de temperatura, salinidade e densidade potencial quanto para a interpolação dos campos de função de corrente geostrófica, objetivando gerar mapas horizontais dessas quantidades.

A Análise Objetiva obedece ao Teorema de Gauss-Markov, tendo como principais características a mínima variância e a não tendência. Nesse método, seguindo *Carter & Robinson* (1987), os dados interpolados  $\hat{\theta}$  são resultado da combinação linear dos dados observados  $\phi$ :

$$\hat{\theta} = \sum_{i=1}^n a_i \phi_i, \quad (1)$$

onde  $a_i$  é a  $i$ -ésima aplicação da função peso.

É a função peso que estabelece os critérios de não tendência e de mínima variância dos dados, exigidos pelo Teorema de Gauss-Markov.

Este interpolador parte do princípio de que um valor observado  $\phi_r$ , na estação oceanográfica  $r$ , consiste de um valor real  $\theta_r$  somado a um erro de amostragem aleatório  $e_r$ , ou seja:

$$\phi_r = \theta_r + e_r. \quad (2)$$

Assume-se que o erro  $e_r$  não se correlaciona com erros em outras estações ( $s$ ):

$$E[e_r \phi_s] = 0$$

$$E[e_r e_s] = \varepsilon^2 \delta_{r,s} \begin{cases} 1, & r = s \\ 0, & r \neq s, \end{cases}$$

onde  $\varepsilon^2$  é a variância do erro amostral.

Considere-se que, simbolicamente, os índices  $r$  e  $s$  representam as obsevações, enquanto  $x$  representará os pontos de grade.

Sendo assim, o estimador A.O. é dado por:

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^n B_{xr} \left[ \sum_{s=1}^n A_{rs}^{-1} \phi_s \right], \quad (3)$$

onde  $A_{rs}$  é a matriz de auto-correlação entre as observações e  $B_{xr}$  é a matriz de correlação cruzada entre as observações e os pontos de grade. A matriz  $A_{rs}$  pode ser representada como:

$$A_{rs} = E[\phi_r \phi_s] = C_{rs} + \varepsilon^2 \delta_{rs} ,$$

onde  $C_{rs}$  é a matriz de auto-correlação entre os valores reais das observações.

E o erro médio quadrático  $\epsilon$  de interpolação é dado por

$$\epsilon_x = B_{xx} - \sum_{r,s=1}^n B_{xr}[C_{rs} + \varepsilon^2 \delta_{rs}]B_{xs} . \quad (4)$$

A estrutura usada na função de auto-correlação entre os dados é de fundamental importância para o método (*Carter & Robinson, 1987*). Nesse trabalho, essa função terá uma aproximação teórica de forma gaussiana e isotrópica dada por:

$$C_{rs} = (1 - \varepsilon^2)e^{-\gamma^2/l_c^2} , \quad (5)$$

onde  $\gamma$  é a distância radial entre os dados,  $\varepsilon^2$  é a variância do erro amostral e  $l_c$ , o comprimento de correlação.

A escolha do comprimento de correlação é responsável pelo selecionamento do comprimento de onda das estruturas. Isso ocorre porque ele determina a forma de decaimento da função peso. Quanto maior o  $l_c$ , maior a filtragem espacial. Com isso, o  $\epsilon$  decresce, mas a resolução espacial das estruturas mapeadas também diminui devido à remoção de estruturas de menor escala. Ou seja, o erro de interpolação é função da distribuição das estações relativamente à grade (baseado no comprimento de correlação adotado) e o erro amostral considerado. O ideal é tentar conciliar a resolução das estruturas com a confiabilidade da interpolação. A escolha dos comprimentos de correlação utilizados nesse trabalho foi feita com base em conhecimentos prévios da região e através da comparação dos resultados dessa interpolação com os resultados da interpolação linear.

A Figura 12 apresenta a grade confeccionada para a interpolação dos campos. Ela é curvilínea e se caracteriza por uma resolução de  $30 \times 40$  pontos espaçados, em média, 6,8 Km na direção normal à costa e 7,2 Km na direção paralela à mesma.

Então, após os cuidados com detalhes importantes do trabalho, será iniciada a análise e interpretação dos dados, partindo das seções verticais de temperatura, salinidade e densidade potencial ( $\sigma_\theta$ ).

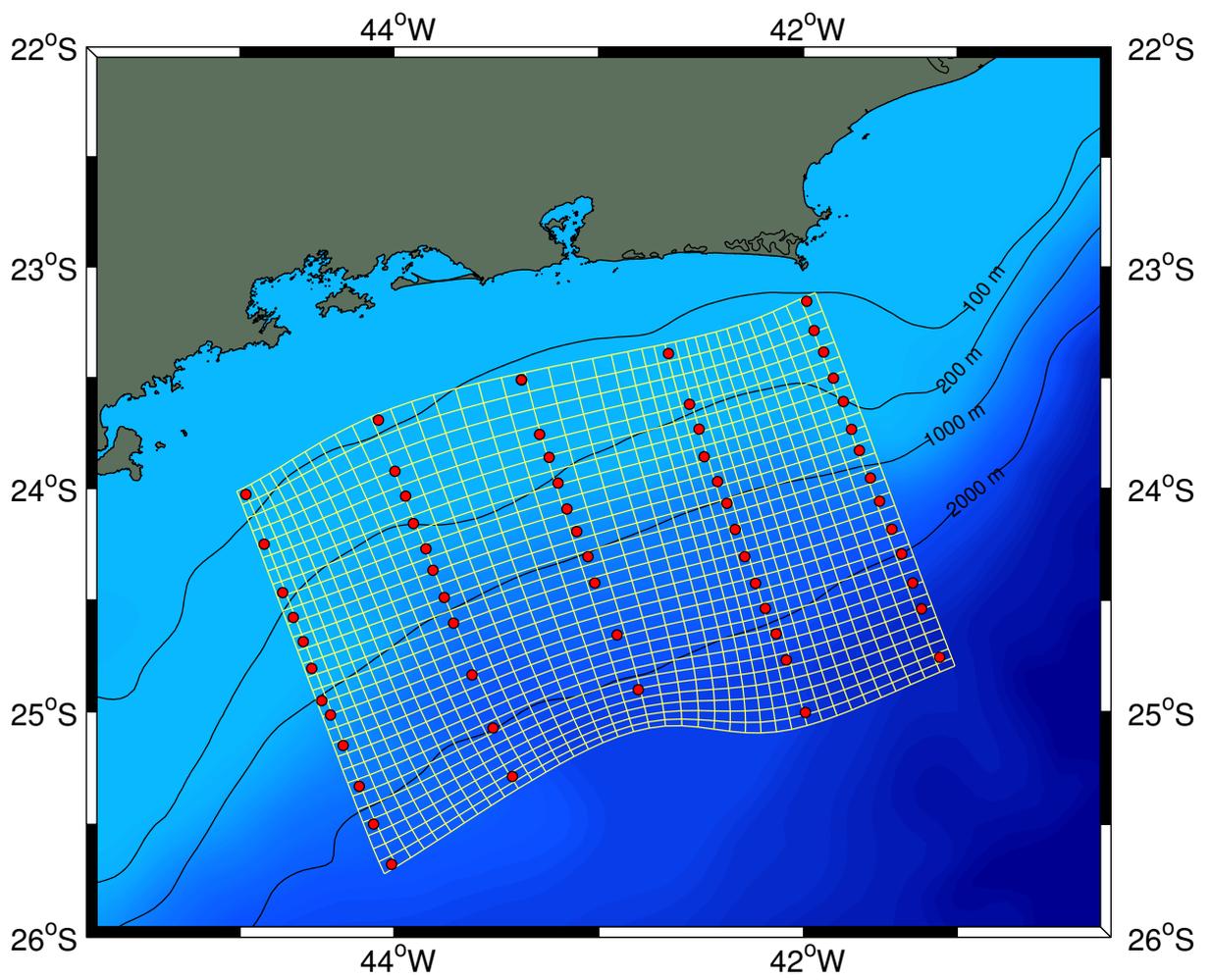


Figura 12: Grade utilizada para interpolação das quantidades.

### 3 Seções Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade Potencial

Como esse trabalho está calcado na estrutura termohalina e, conseqüentemente, na estrutura de massa, agora serão apresentadas as seções de temperatura, salinidade e densidade potencial ( $\sigma_\theta$ ) das cinco radiais do Cruzeiro DEPROAS V. Os perfis de densidade foram estimados a partir da equação de estado da água do mar e as seções verticais de todos os três campos foram obtidas a partir de interpolação linear.

#### 3.1 Radial 1 - ao norte da Ilha de São Sebastião

Essa radial possui aproximadamente 200 km de extensão e foi realizada sobre a região de plataforma mais larga, se comparada às outras. Analisando conjuntamente as seções de temperatura, salinidade e  $\sigma_\theta$  (Figura 13) é possível observar a assinatura da CB próxima à região de quebra de plataforma. Essa assinatura fica evidente devido às inclinações das isotermas e das isopicnais, além da intrusão de um domo salino, com salinidade maior que 36,5 - característica da Água Tropical (AT), massa de água transportada pela CB nessa região. Entre 700 e 900 m, é possível se observar a mudança de inclinação das isopicnais, indicando o que talvez seja o núcleo da CCI, hipótese reforçada pela concordância dos valores de temperatura e salinidade com o índice termohalino da Água Intermediária Antártica (AIA -  $3^\circ\text{C} < T < 4^\circ\text{C}$  e  $34,2 < S < 34,6$ ), segundo *Sverdrup et al.* (1942), transportada pela CCI na região. Já na porção oceânica da radial, as inclinações das isopicnais e isotermas, em direção à superfície, indicam um fluxo em direção ao quadrante norte e a seção de salinidade apresenta um outro domo salino também com salinidade maior que 36,5, indicando que este fluxo esteja transportando AT para o norte.

#### 3.2 Radial 2 - ao largo da Ilha Grande

Essa radial tem extensão aproximada de 190 km. Nela, de acordo com a Figura 14, a assinatura da CB encontra-se sobre a quebra de plataforma. É possível observar também, a provável assinatura da CCI, em torno de 700 m, quando as isopicnais começam a inverter sua inclinação. E, novamente, existe a indicação de um fluxo para o quadrante norte na porção oceânica da seção, com base na inclinação em direção à superfície das isotermas e isopicnais. Nessa radial essa assinatura está mais robusta que na anterior.

### **3.3 Radial 3 - ao sul da Baía de Guanabara**

Essa radial possui aproximadamente 160 km de extensão. De acordo com a Figura 15, assim como na radial anterior, a assinatura do ajustamento geostrófico da CB encontra-se sobre a quebra de plataforma, considerando a inclinação das isotermas e isopicnais, além da formação do domo salino que indica a presença de AT (massa de água transportada pela CB na região), devido à sua salinidade (maior que 36,5).

### **3.4 Radial 4 - ao norte da Baía de Guanabara**

Essa radial possui aproximadamente 190 km de extensão. À primeira vista, a Figura 16 nos indica a assinatura de um vórtice frontal ciclônico. Mas, se observarmos essa figura com cuidado, perceberemos que, em lugar do vórtice frontal, possivelmente estão impressas as assinaturas da CB e de dois vórtices de borda, um ciclônico e o outro anticiclônico, um em cada lado do eixo da corrente. Essa hipótese é levantada pois observa-se a assinatura do ajustamento baroclínico da CB bem robusta há 100 km da costa, aproximadamente; na região próxima à quebra de plataforma, a inclinação das isopicnais e isotermas, em direção à superfície, indica um fluxo para o quadrante norte, completando o que seria o vórtice ciclônico; e na região oceânica da seção, observa-se o início da inclinação das isopicnais e isotermas, também em direção à superfície, que conduziria a um fluxo também para o quadrante norte, completando o que seria o vórtice anticiclônico.

### **3.5 Radial 5 - próxima ao Cabo Frio**

A extensão aproximada dessa radial é de 190 km. Assim como na radial 4, a Figura 17 apresenta uma assinatura bem robusta da frente da CB. Novamente, observando-se a figura com muito cuidado, a inclinação, em direção à superfície, tanto das isopicnais quanto das isotermas próximo à quebra de plataforma indicam um fluxo para o quadrante norte, assim como a elevação tanto das isotermas quanto das isopicnais na porção oceânica da seção. E com isso, as estruturas termohalina e de massa representadas nas Figuras 16 e 17 seriam, talvez, resultado da presença de um dipolo vortical na região.

Mas, para melhor visualização dos campos termohalino e de massa, os conferindo visibilidade em três dimensões, estes serão mapeados horizontalmente.

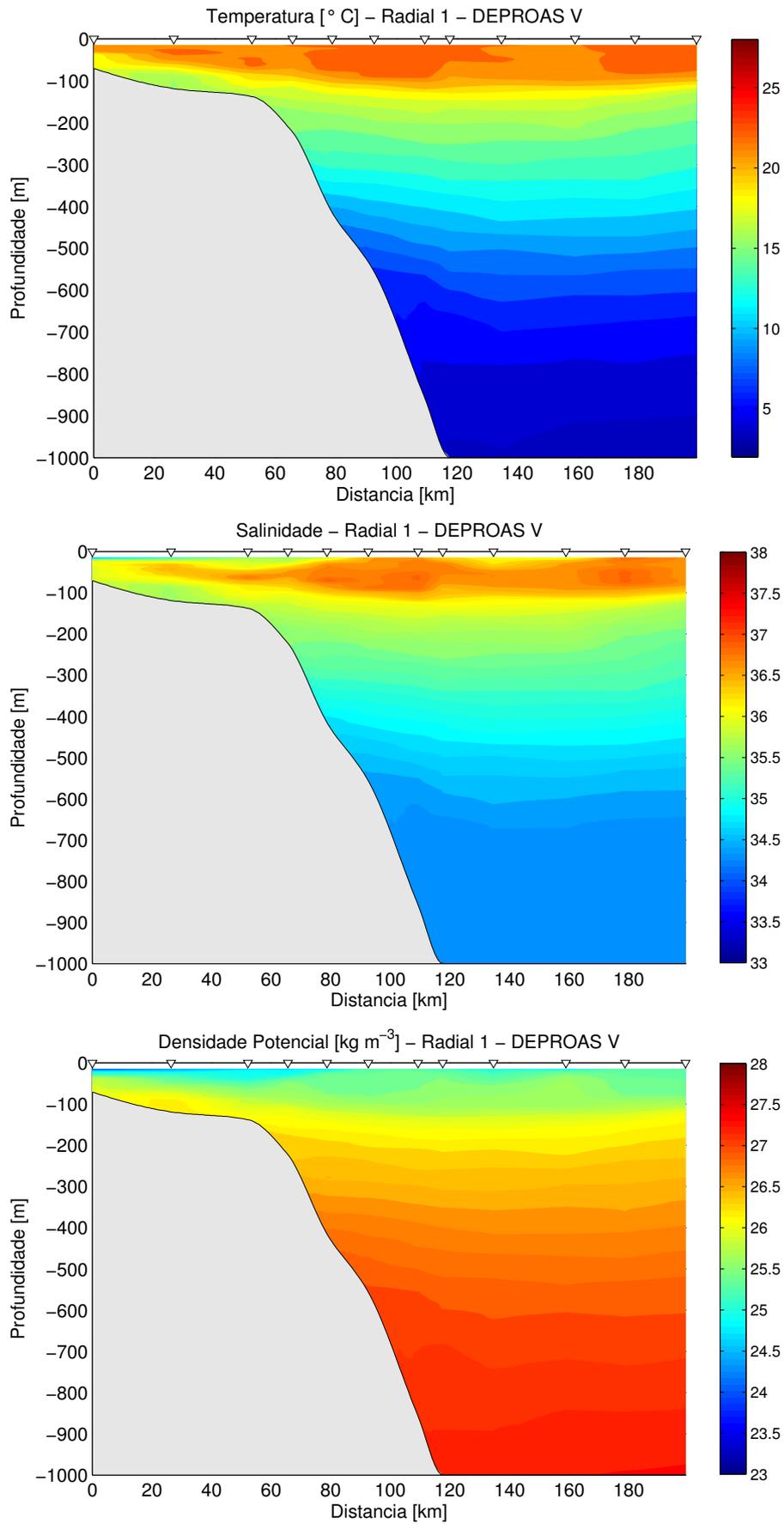


Figura 13: Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 1.

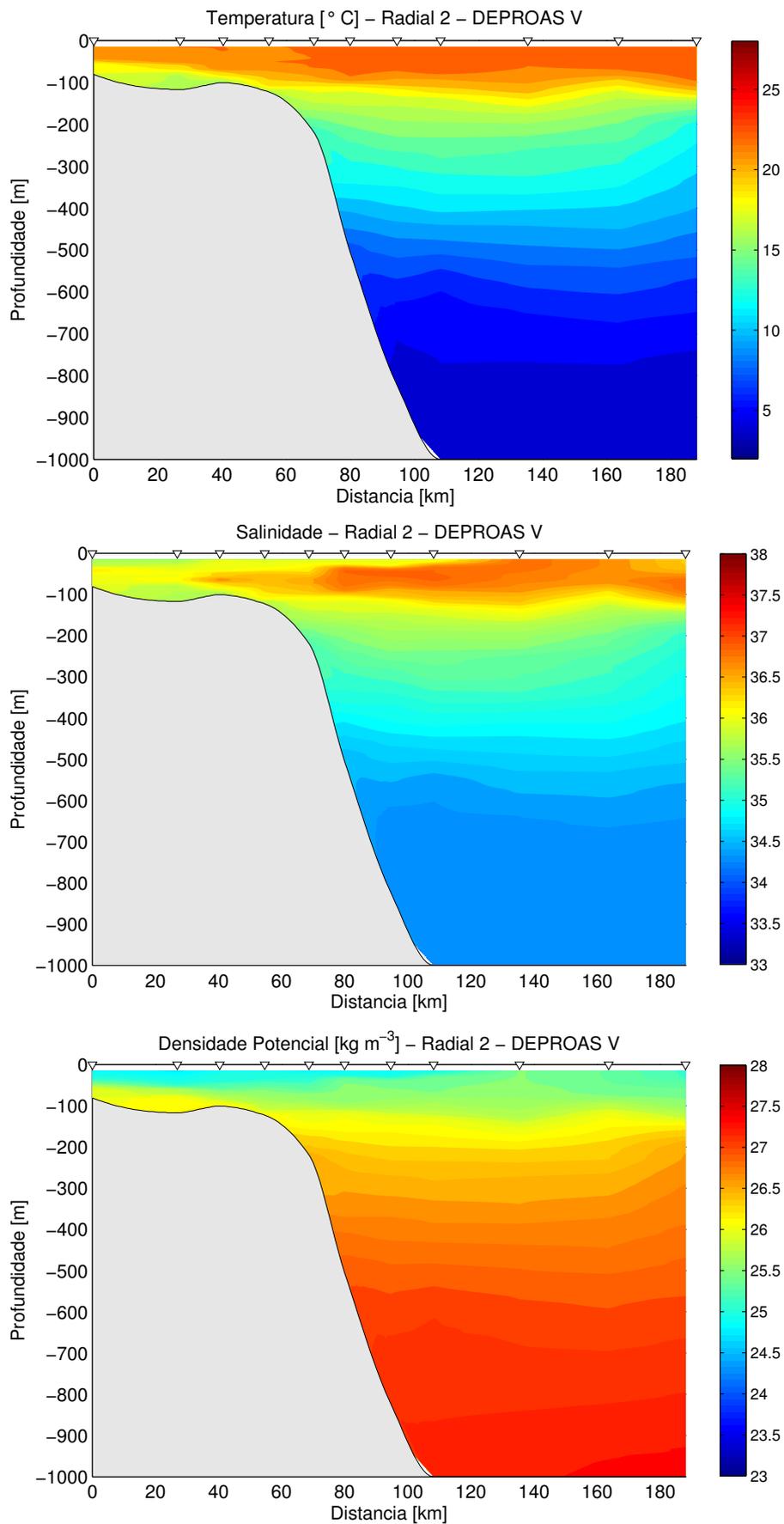


Figura 14: Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 2.

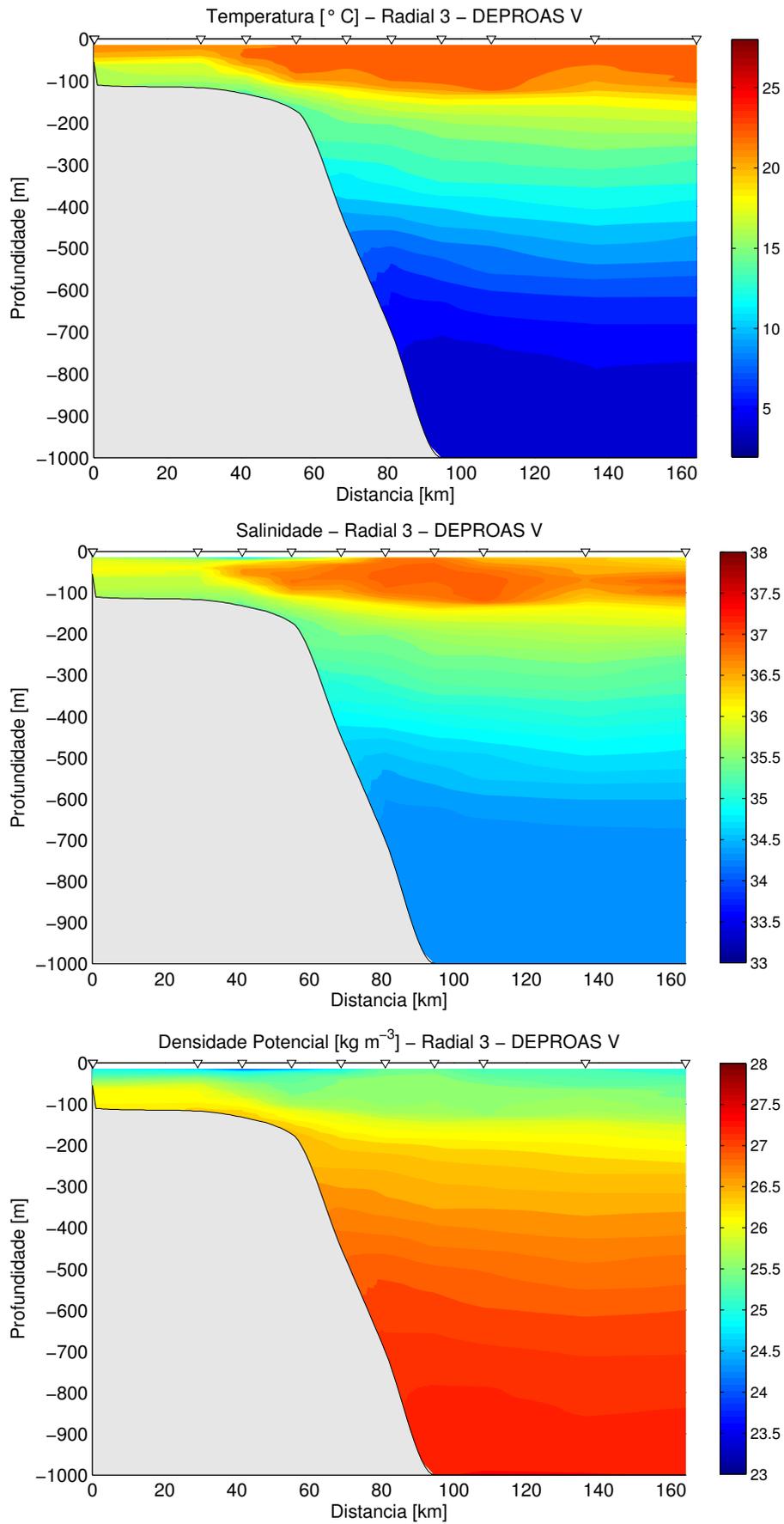


Figura 15: Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 3.

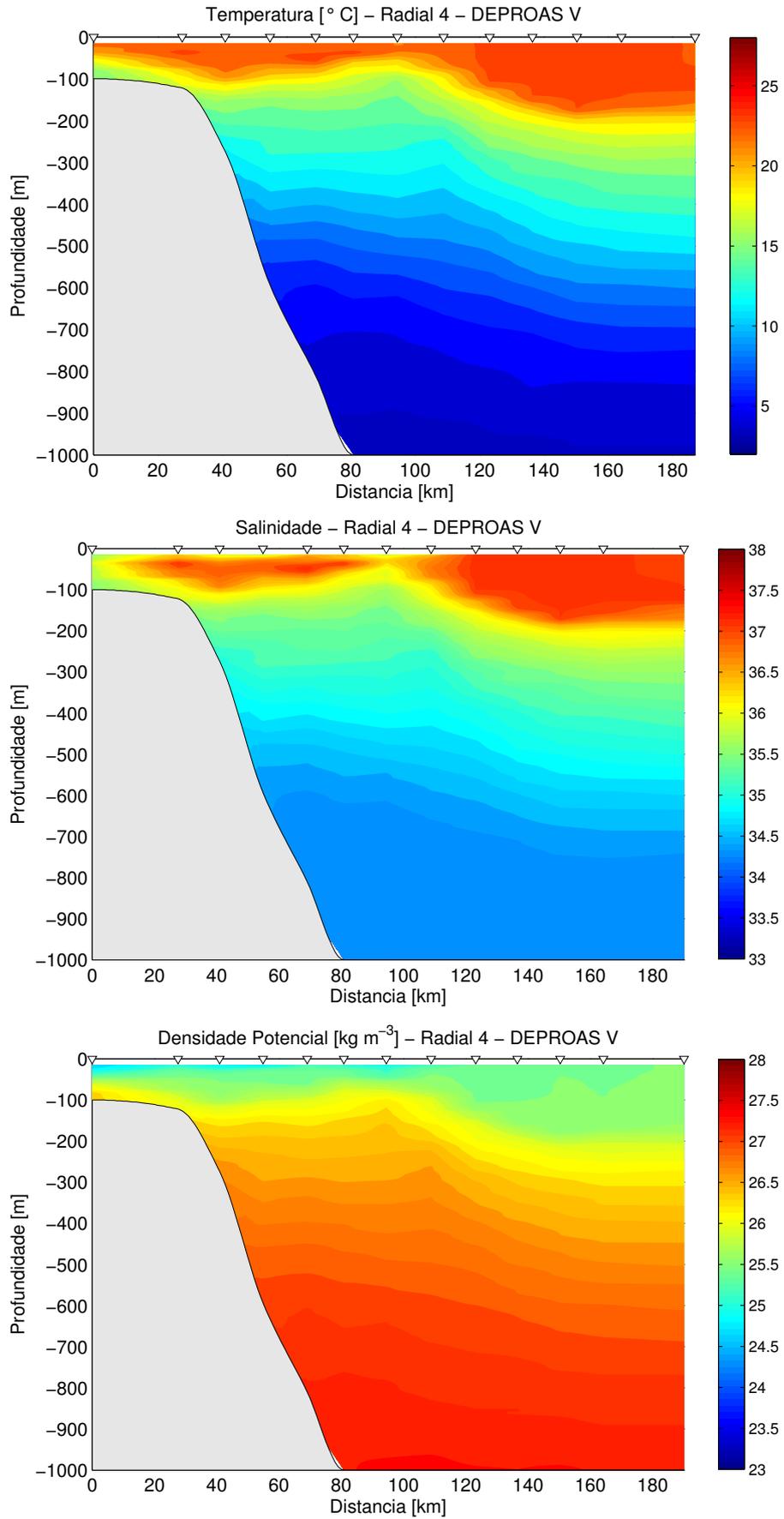


Figura 16: Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 4.

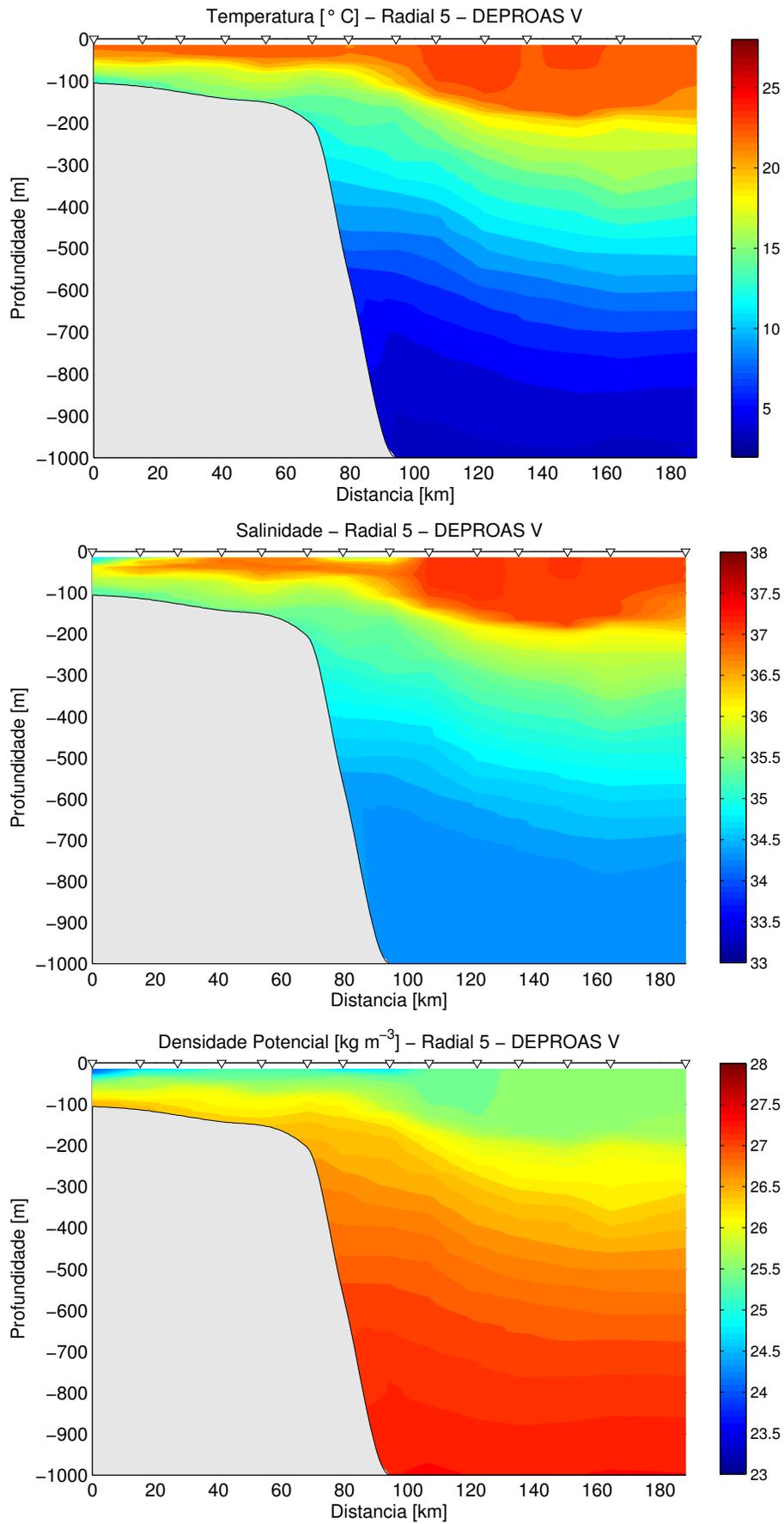


Figura 17: Seções de temperatura, salinidade e densidade potencial da radial 5.

## 4 Distribuições Horizontais de Temperatura, Salinidade e Densidade Potencial

Anteriormente, foi levantada a hipótese da existência de um dipolo vortical entre as radiais 4 e 5, e a análise das assinaturas horizontais dos campos termohalinos e de  $\sigma_\theta$  pode reforçar esta idéia. Como já foi mencionado, a técnica utilizada para a interpolação horizontal desses campos foi a análise objetiva. O comprimento de correlação utilizado foi de  $0,8^\circ$  de latitude e a variância do erro amostral foi de 0,005. Com esses parâmetros, os maiores valores para o erro de interpolação foram em torno de 20%, estando associados à regiões de maior distância entre as estações.

Na profundidade de 5 m (Figura 18), os maiores valores de densidade são observados na região onde acredita-se estar o anticiclone. Mas isso acontece porque, como a temperatura não sofre grande variação nesse nível, é a salinidade que exerce maior influência no valor de  $\sigma_\theta$ , e a região de salinidade mais elevada está localizada entre as radiais 4 e 5, em sua porção oceânica, coincidindo com a posição esperada do anticiclone.

Uma situação interessante é observada ao nível de 100 m, na Figura 19, onde infere-se que o vórtice ciclônico está intrudindo uma massa de água mais densa, que talvez seja ACAS, considerando que os valores de temperatura e salinidade dessa massa de água encaixam-se aos índices termohalinos da ACAS. Além disso, na região oceânica entre as radiais 4 e 5 observa-se um padrão termohalino semelhante ao padrão de um anticiclone, com máximos de temperatura e salinidade e mínimos de densidade. E esse padrão faz-se presente também, nos níveis de 150 e 350 m (Figura 20 e 21) e só começa a deixar de ser notado em torno do nível de 650 m, como mostra a Figura 22. Adicionalmente, nas Figuras 20 e 21, é possível identificar mínimos de temperatura e salinidade e máximos de densidade na região mais próxima à costa entre as radiais 4 e 5, semelhante ao padrão termohalino de um ciclone.

Isso nos leva a formular a seguinte pergunta: seria essa combinação de um padrão ciclônico com um padrão anticiclônico fruto da presença de um dipolo vortical na região? Provavelmente sim. Mas para responder essa pergunta com segurança, serão apresentados agora os campos de velocidade geostrófica.

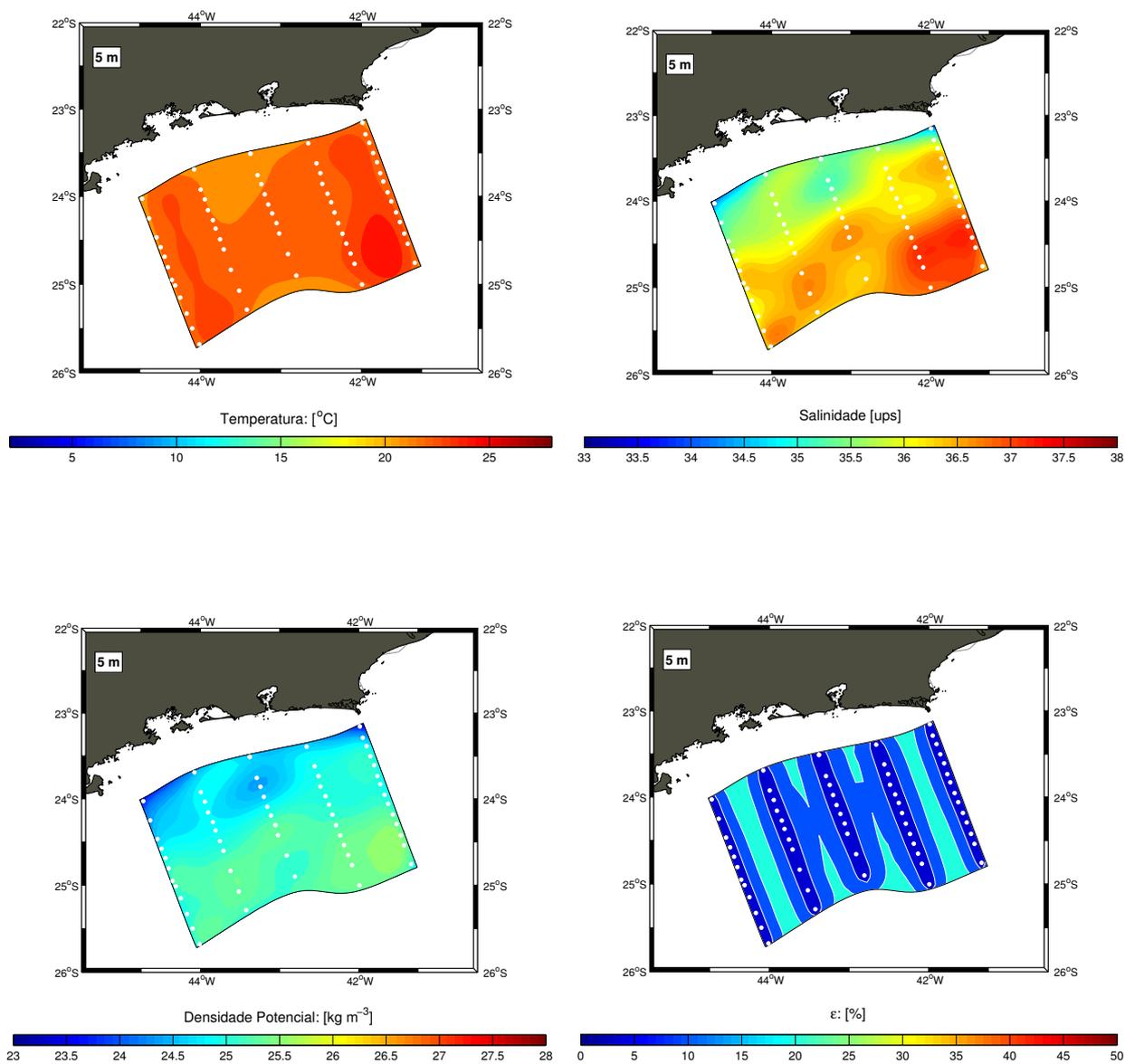


Figura 18: Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 5 m.

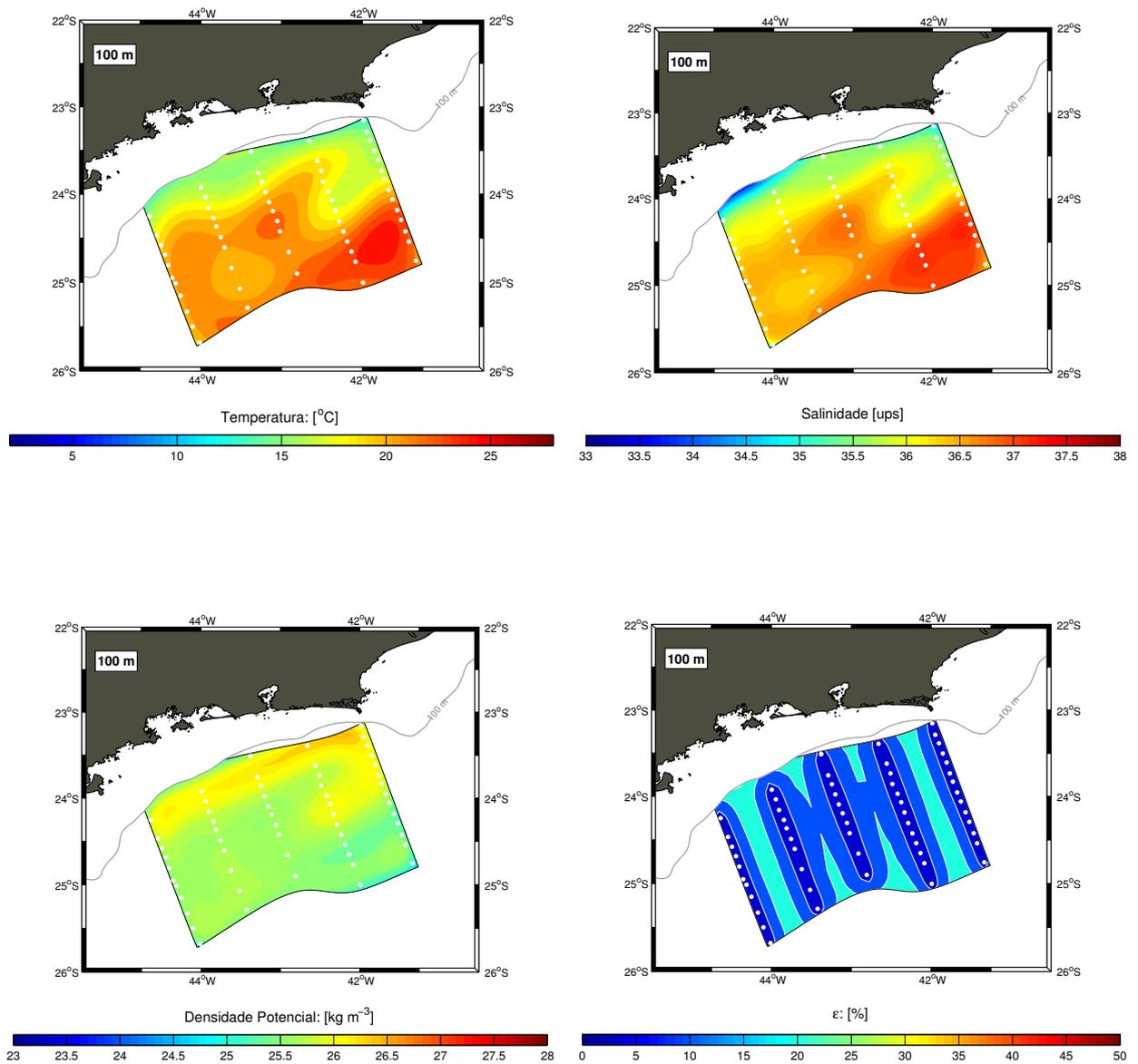


Figura 19: Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 100 m.

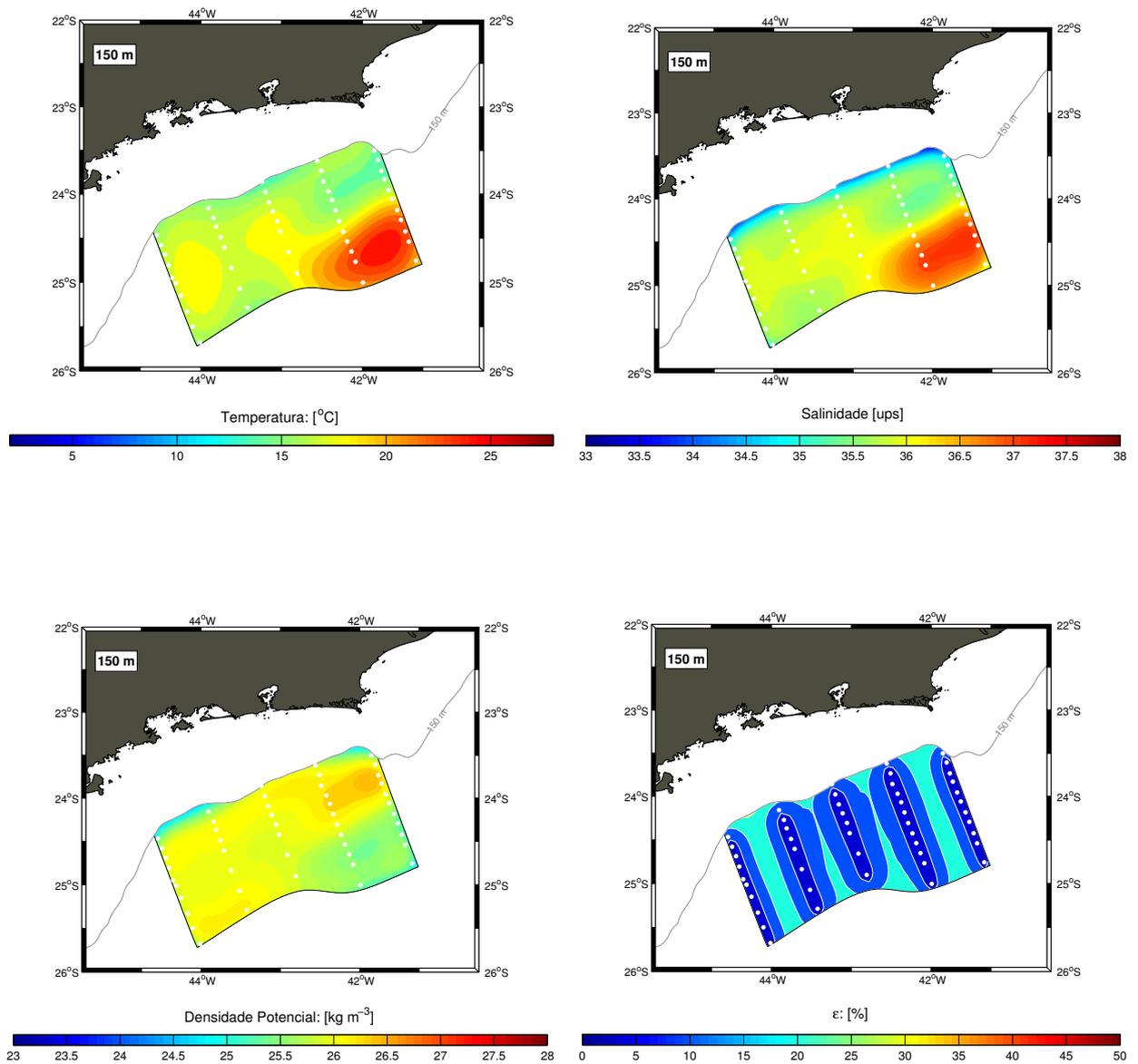


Figura 20: Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 150 m.

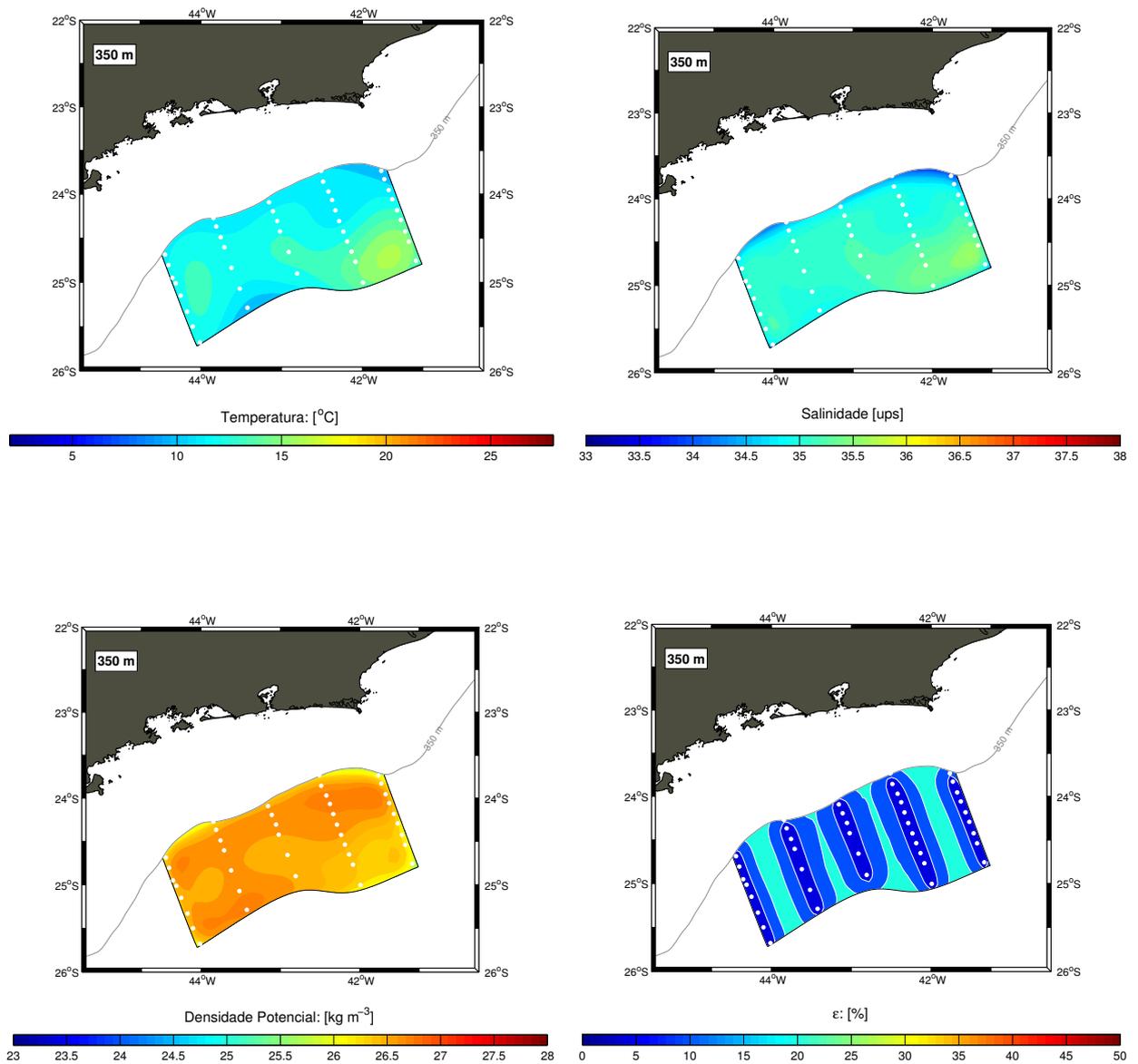


Figura 21: Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e erro de interpolação de grade associado para o nível de 350 m.

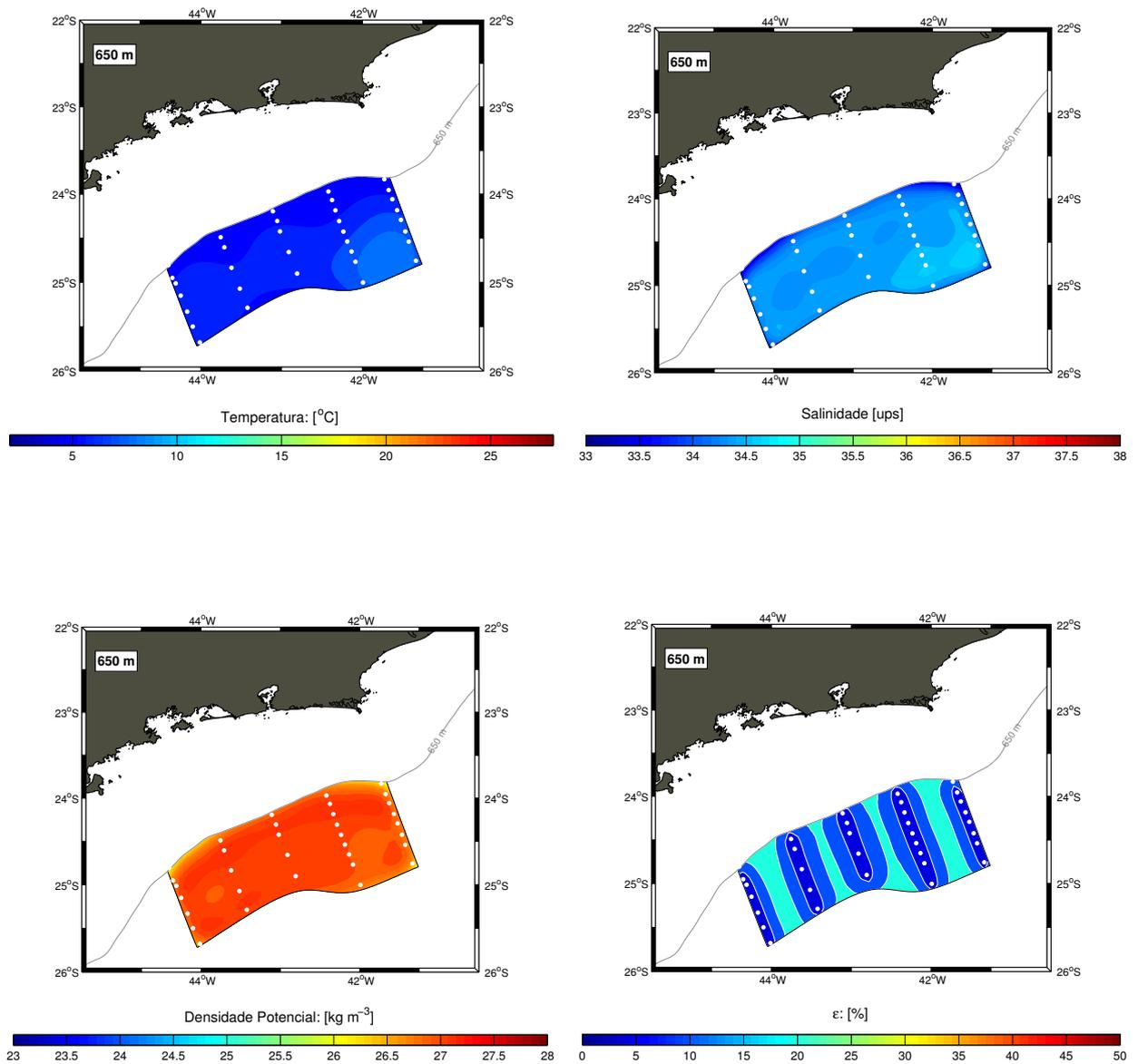


Figura 22: Distribuições horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e de erro de interpolação de grade associado para o nível de 650 m.

## 5 Seções Verticais de Velocidade Geostrófica via Método Dinâmico

O Método Dinâmico foi desenvolvido por *Sandström & Helland-Hansen* (1903) e, até hoje, sua aplicação é responsável pela maior parte do conhecimento gerado sobre a estrutura tridimensional de velocidades nos oceanos. Ele consiste na integração vertical da equação do vento térmico, o que permite a inferência da velocidade geostrófica partindo da estrutura de massa (densidade), obtida com a realização de estações hidrogáficas.

Em coordenadas isobáricas, esta integração pode ser escrita como

$$v_g(p) - v_g(p_0) = \frac{1}{f_0} \int_{p_0}^p \frac{\partial \alpha}{\partial x} dp, \quad (6)$$

onde:  $\alpha$  é o volume específico da água do mar,  $p_0$  é o nível isobárico de referência profundo (usualmente referido como nível de movimento nulo) e  $f_0$ , o valor médio do parâmetro de Coriolis entre duas estações hidrogáficas separadas por uma distância  $dx$ . Os perfis de densidade são estimados a partir de valores de temperatura e salinidade, através da equação de estado da água do mar. A velocidade relativa  $v_g$  é normal à distância  $dx$ .

Como apresentado na equação acima, este método fornece velocidades geostróficas relativas ao nível mais profundo  $p = p_0$ , ou seja, um valor para o cisalhamento de velocidades entre os níveis  $p$  e  $p_0$ . Sendo assim, é necessário ter cuidado durante a interpretação desses resultados. Por este motivo, é comum se tentar adotar como nível de referência aquela profundidade na qual a velocidade é próxima de zero ou muito pequena, se comparada às velocidades próximas à superfície. Isso permitiria interpretar os resultados do cálculo como velocidades baroclínicas absolutas. O problema está na estimativa desse nível. Para tal, pode-se utilizar o critério dinâmico, o critério de massas de água, ou basear-se na literatura. Nesse trabalho, foi adotado o nível de referência estimado por *Godoi* (2005), para a Bacia de Santos, através dos critérios de massas de água e dinâmico. A autora estimou a superfície isopicnal entre a ACAS e a AIA em cerca de  $26,78 \text{ kg m}^{-3}$ , considerando que essa seja a interface entre CB e Corrente de Contorno Intermediária (CCI), na região estudada. Então, o nível isobárico médio dessa superfície isopicnal encontrado pela autora foi de 480 dbar. Entretanto, almeja-se não só estimar a velocidade geostrófica, mas também a função de corrente geostrófica. Para tanto, é conveniente que seja introduzido

o conceito de anomalia do geopotencial.

## 5.1 Anomalia do Geopotencial

Por definição, geopotencial é o trabalho por unidade de massa realizado contra a força gravitacional pelos elementos de volume da água do mar, ao se deslocarem da pressão  $p_0$  para a pressão  $p'$ , no Campo Gravitacional da Terra.

Sendo assim, o geopotencial é dado por:

$$d\Phi = -gdz . \quad (7)$$

Para se avaliar o geopotencial no meio oceânico, seguir-se-á o desenvolvimento apresentado por *Miranda* (1983). Para isso, basta combinar o geopotencial com a equação hidrostática, obtendo-se:

$$d\Phi = \alpha dp , \quad (8)$$

onde  $\alpha$  é o volume específico.

Considerando-se estas relações, pode-se calcular o geopotencial relativamente a um nível de referência  $p_0$ , ou seja,

$$\Phi = \int_{p_0}^p \alpha dp. \quad (9)$$

O volume específico é dado por

$$\alpha_{x,y,p} = \bar{\alpha}_p + \delta_{x,y,p} , \quad (10)$$

onde  $\bar{\alpha}$  é o volume específico padrão e  $\delta$  é a anomalia do volume específico.

Usando a Eq.(10) em (11), escreve-se

$$\Phi = \underbrace{\int_{p_0}^p \bar{\alpha} dp}_{\Phi_{(p)}} + \underbrace{\int_{p_0}^p \delta dp}_{\Delta\Phi_{(x,y,p)}} , \quad (11)$$

onde  $\Phi_{(p)}$  é o geopotencial padrão e  $\Delta\Phi_{(x,y,p)}$ , a anomalia do geopotencial. A Eq.(10) demonstra que  $\bar{\alpha}$  depende apenas da pressão. Por esse motivo, o primeiro termo da Eq.(11), o geopotencial padrão, tem sua variação lateral igual a zero.

Assim, a Eq.(6), em função da Eq.(11), pode ser reescrita como

$$v_{(p)} - v_{(p_0)} = \frac{1}{f_0} \int_{p_0}^p \frac{\partial \delta}{\partial x} dp . \quad (12)$$

Sendo o integrando desta equação determinado por meio da aproximação por acréscimos finitos de distância, temos:

$$\partial x \sim \Delta x ,$$

onde  $\Delta x$  indica a distância entre o par de estações hidrográficas  $a$  e  $b$  considerado para a análise. Baseado nisto e de acordo com a Eq.(11), a Eq.(12) pode ser reescrita como

$$v_{(p)} = \frac{1}{f_0} \frac{\Delta \Phi_b - \Delta \Phi_a}{\Delta x} + v_{(p_0)} , \quad (13)$$

onde  $v_{(p_0)} \approx 0$ .

Para se incluir as estações mais rasas que o nível de referência  $p_0$  no cálculo da anomalia do geopotencial, foi utilizado o método de extrapolação de *Reid & Mantyla* (1976). Nesse método, o gradiente da anomalia do geopotencial, ao longo da superfície de pressão mais profunda, é extrapolado para a próxima estação em direção à costa. Então, o gradiente da anomalia do geopotencial na próxima superfície de pressão comum é extrapolado para a estação seguinte em direção à costa e assim por diante, até que a extrapolação alcance a primeira estação mais próxima à costa.

Com a Eq.(13), é possível calcular as correntes relativas, perpendiculares a um determinado par de estações, a partir do campo de anomalia do geopotencial (inferido pelo campo de massa) obtido experimentalmente, como apresentado a seguir para as cinco radiais do Cruzeiro DEPROAS V.

## 5.2 Radial 1 - ao norte da Ilha de São Sebastião

Nessa radial a CB apresenta-se enfraquecida, como observa-se na Figura 23, com velocidades máximas em torno de  $-0,2 \text{ ms}^{-1}$ . Seu núcleo apresenta-se fluindo em superfície sobre a região de quebra de plataforma. Em nível subpicnoclínico, observa-se a CCI com velocidades máximas em torno de  $0,1 \text{ ms}^{-1}$ . O Sistema CB-CCI encontra-se acoplado, com a CB fluindo sobre a CCI. Além disso, acordando com o apresentado anteriormente sobre a estrutura de massa, existe um fluxo para o quadrante norte que se estende da superfície até a profundidade de 380 m, aproximadamente, possuindo velocidades máximas em torno de  $0,18 \text{ ms}^{-1}$  e núcleo posicionado em 100 m. A análise apenas dessa seção nos

conduziria a hipótese da existência de um vórtice anticiclônico mas, após a observação das distribuições horizontais dos campos termohalinos, essa estrutura aparenta ser realmente apenas um fluxo para o norte.

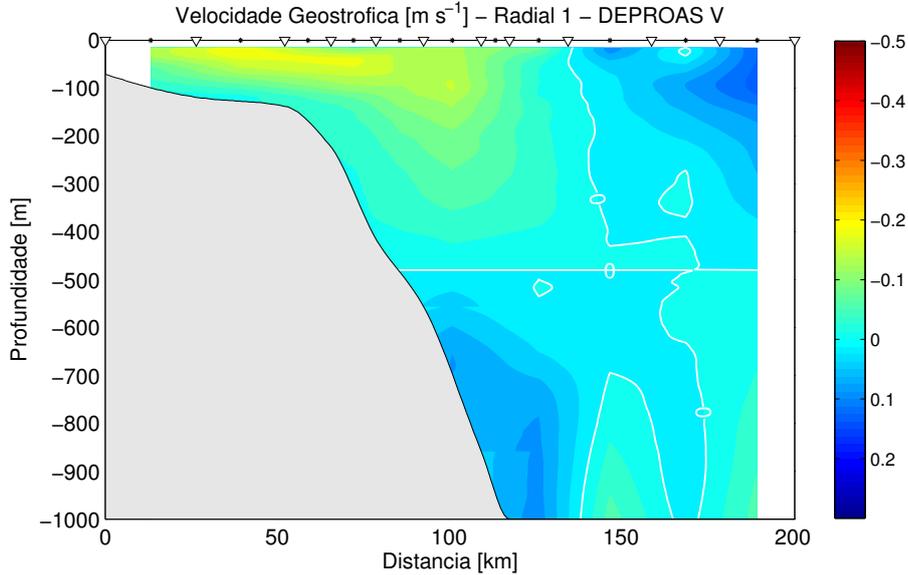


Figura 23: Seção de velocidade geostrofica da radial 1. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo.

### 5.3 Radial 2 - Radial 2 - na direção da Ilha Grande

Baseado na Figura 24, observa-se a CB muito fraca, com velocidades máximas em torno de  $-0,18 \text{ ms}^{-1}$ . A CB apresenta-se em dois núcleos: o primeiro, sobre a região de quebra de plataforma a uma profundidade de 50 m, e o segundo, superficial e posicionado sobre a isóbata de 650 m, aproximadamente. A CCI também apresenta-se enfraquecida, com velocidades máximas em torno de  $0.1 \text{ ms}^{-1}$  com seu núcleo na profundidade de 800 m. Diferente da radial 1, nessa radial a CCI está desalinhada com a CB. Além disso, novamente observa-se o fluxo para o norte na região oceânica da radial. Dessa vez, ele se encontra mais robusto, com velocidades máximas em torno de  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  e núcleo posicionado em torno de 150 m. Nessa radial, esse fluxo se apresenta mais intenso do que a própria CB.

### 5.4 Radial 3 - ao sul da Baía de Guanabara

Nessa radial, de acordo com a Figura 25, a CB apresenta-se mais intensa, com seu núcleo em superfície, com velocidades máximas em torno de  $0,4 \text{ ms}^{-1}$ , e posicionado sobre a região de quebra de plataforma (120 m). Abaixo dos 500 m observa-se a presença da

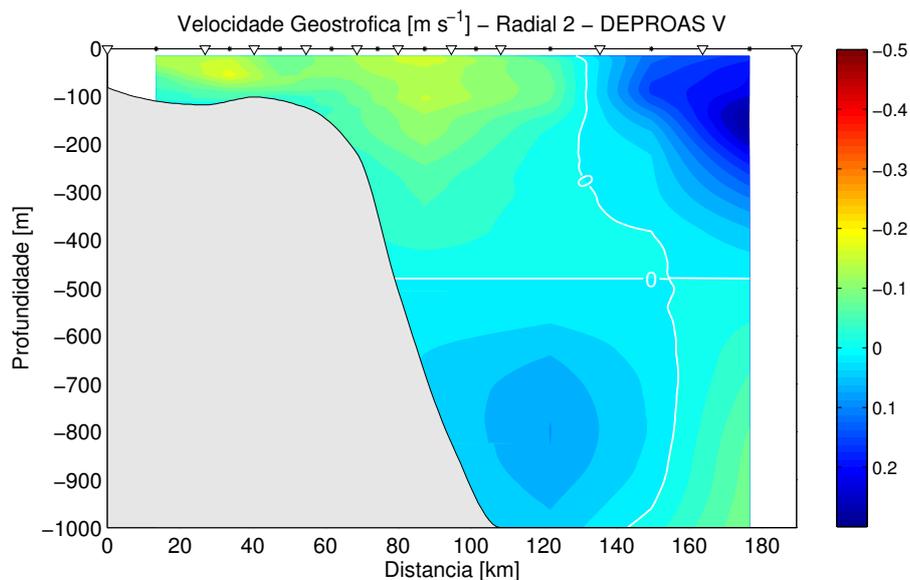


Figura 24: Seção de velocidade geostrófica da radial 2. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo.

CCI, com velocidades máximas aproximadas de  $0,1 \text{ ms}^{-1}$ . A CCI encontra-se desalinhada com o núcleo da CB.

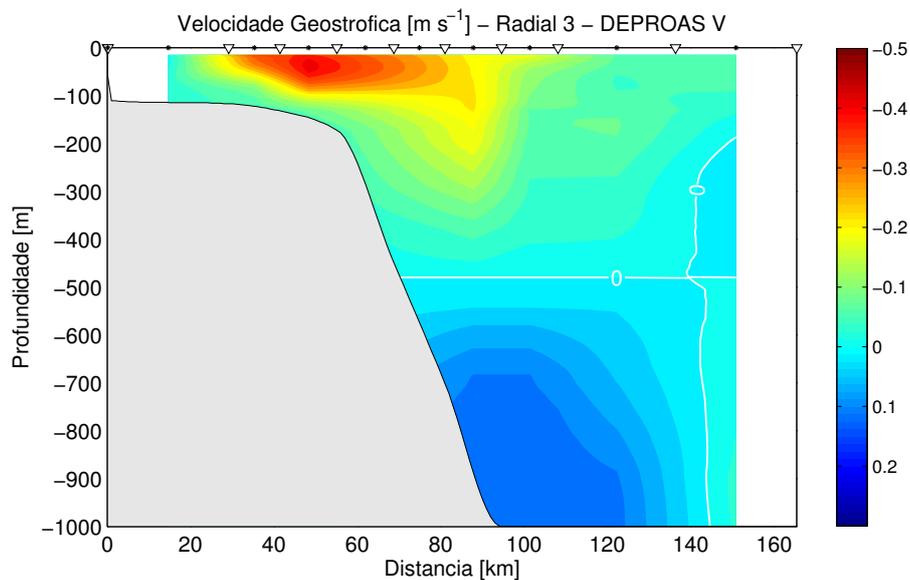


Figura 25: Seção de velocidade geostrófica da radial 3. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo.

## 5.5 Radial 4 - ao norte da Baía de Guanabara

Nessa radial, a CB se apresenta muito mais robusta e afastada da costa que nas radiais anteriores, como mostra a Figura 26. Seu núcleo, em superfície, posiciona-se aproximadamente há 120 km da costa, com velocidades máximas maiores que  $-0,5 \text{ ms}^{-1}$ .

Entre o eixo da CB e a região de quebra de plataforma observa-se um fluxo que se estende da superfície até a profundidade de 400 m, aproximadamente, para o quadrante norte, com velocidades máximas em torno de  $0,15 \text{ ms}^{-1}$ , como mencionado anteriormente quando da descrição do campo de massa dessa radial. Ainda durante a descrição do campo de massa, o leitor foi atentado para a existência de um início de elevação das isopicnais na região oceânica da radial, que indicasse fluxo para o quadrante norte. Na Figura 26, a inversão do sentido da velocidade indicando, provavelmente, esse fluxo pode ser observada. Ainda lembrando ao leitor, essa foi uma das radiais nas quais levantou-se a hipótese da presença de um dipolo vortical. A CCI encontra-se alinhada à CB, com velocidades máximas de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  e núcleo posicionado na profundidade de 900 m.

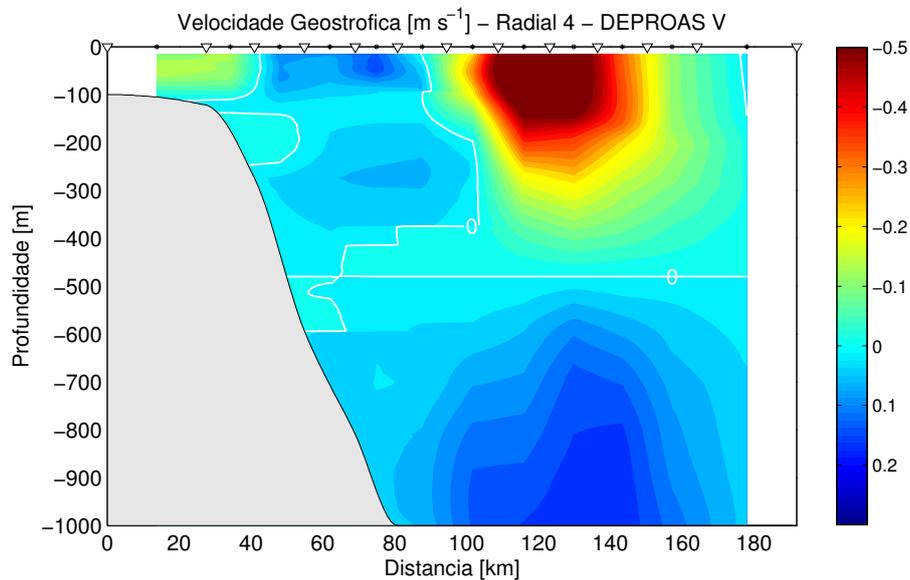


Figura 26: Seção de velocidade geostrofica da radial 4. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo.

## 5.6 Radial 5 - próxima ao Cabo Frio

Assim como na radial anterior, nessa a CB se apresenta muito robusta, com velocidades maiores que  $-0,5 \text{ ms}^{-1}$  e núcleo superficial e posicionado a uma distância de, aproximadamente 120 km da costa, como indica a Figura 27. Lateralmente ao eixo da CB, são observados fluxos para o norte: um mais restrito, na borda costeira da CB, e o outro, de maior extensão vertical, na borda oceânica da CB. Fluxos esses, que também estavam assinalados na estrutura de massa dessa radial. Isso é mais um indicativo da presença da estrutura bipolar entre as radiais 4 e 5. Nessa radial, o sistema CB-CCI está

acoplado com a CB fluindo sobre a CCI, que possui velocidades máximas em torno de  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  e núcleo há 1000 m, aproximadamente.

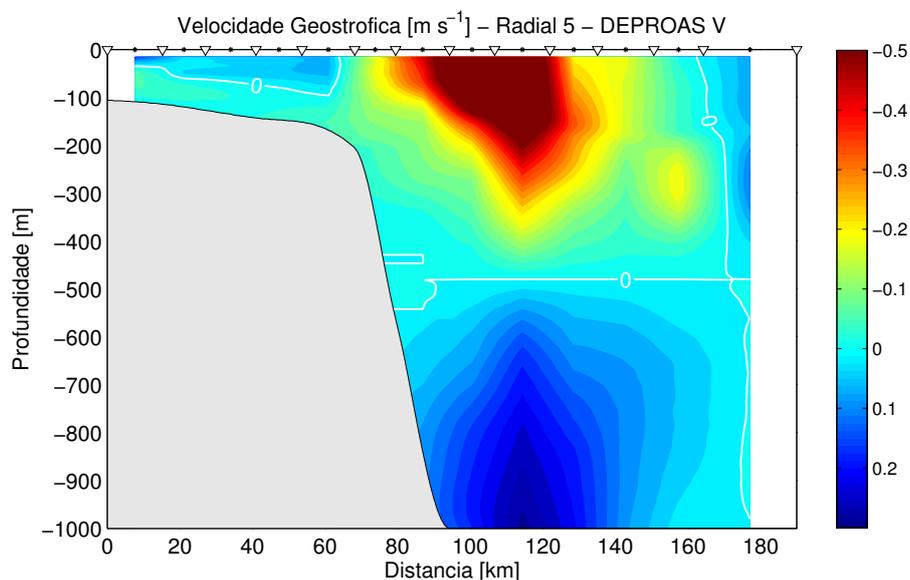


Figura 27: Seção de velocidade geostrofica da radial 5. A linha branca indica inversão no sentido do fluxo.

Como mencionado anteriormente, foram apresentadas as velocidades geostroficas relativas e perpendiculares às radiais. Por isso, na tentativa de se obter melhor visibilidade da possível estrutura bipolar, o Método Dinâmico será utilizado numa abordagem diferente: a Função de Corrente Geostrofica.

## 6 Função de Corrente Geostrófica via Método Dinâmico

A grande elegância dessa abordagem é a possibilidade de se estimar ambas as componentes da velocidade geostrófica relativa. E ela só é possível porque, de acordo com a Equação da Continuidade, o movimento geostrófico é não divergente horizontalmente,  $\nabla_H \cdot \vec{v} = 0$ , ou:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (14)$$

Todo campo de velocidades com esta característica apresenta uma importante propriedade física, a qual diz que o vetor velocidade  $\vec{v}$ , num dado instante  $t$ , é tangente à uma linha de corrente, representada por  $\Psi$ . Ou seja,

$$\Psi \quad \forall \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0.$$

Sendo assim, as componentes  $u$  e  $v$  da velocidade são representadas por

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad \text{e} \quad v = \frac{\partial \Psi}{\partial x}. \quad (15)$$

Partindo das componentes horizontais do movimento geostrófico em coordenadas isobáricas, Eq.(13), tem-se

$$u = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial y} \quad \text{e} \quad v = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial x}. \quad (16)$$

Com isso, as Eq.(16) tornam-se

$$u = -\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\Delta \Phi}{f_0} \right) \quad \text{e} \quad v = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\Delta \Phi}{f_0} \right), \quad (17)$$

que, claramente, satisfazem a Eq.(14).

Portanto, comparando as Eq.(15) e (17), obtém-se a definição de função de corrente geostrófica em coordenadas isobáricas:

$$\Psi = \frac{\Delta \Phi}{f_0}. \quad (18)$$

A Eq.(18), com o parâmetro de Coriolis considerado constante, permite a interpretação de que o campo de geopotencial pode ser considerado como campo de função de corrente, ou seja, suas isolinhas coincidem com as linhas de corrente do movimento relativo. Com

isso, é possível estimar ambas as componentes da velocidade geostrófica relativa, no caso de uma rede de estações constituída de várias radiais hidrográficas. E essa distribuição das estações permite a interpolação da quantidade  $\Psi$  em pontos de grade. Como já foi mencionado, a técnica utilizada para a interpolação de  $\Psi$  será a análise objetiva, sendo o comprimento de correlação de  $1,2^\circ$  e a variância do erro amostral, 0,005. O leitor deve estar se perguntando o motivo da adoção de comprimentos de correlação diferentes para a interpolação dos campos termohalinos e dos campos de função de corrente. Na verdade esta explicação já foi feita, mas é interessante que seja reiterada: o comprimento de correlação foi determinado com base em conhecimentos pretéritos da região e com a comparação dos resultados AO com os resultados de interpolação linear. Logo, foi escolhido o comprimento de correlação que não modificou o padrão básico dos campos observados na interpolação linear, que no caso da função de corrente geostrófica foi  $1,2^\circ$ .

No entanto, como  $\Psi$  se trata de uma quantidade dinâmica, é necessário que se respeite a continuidade próximo à costa, satisfazendo a condição de fluxo nulo normal ao contorno fechado durante a interpolação. Nesse trabalho, foi escolhida a Condição de Dirichlet para tal. Nela, assume-se um valor constante de  $\Psi = \textit{constante}$  ao longo do contorno. Como o vetor velocidade é sempre paralelo à linha de corrente, será respeitada a continuidade.

Com relação à condição de contorno, considerou-se a isóbata de 100 m como limite entre oceano e continente para níveis mapeados a profundidades inferiores ou iguais a 100 m. Enquanto para profundidades superiores, utilizou-se a isóbata equivalente ao nível selecionado.

Aqui também foi utilizada o método de extrapolação de *Reid & Mantyla* (1976) para se incluir as estações mais rasas que o nível de referência  $p_0$  no cálculo da anomalia do geopotencial.

Após seguir esta série de procedimentos, foram obtidas as distribuições horizontais de  $\Psi$  que serão apresentadas a seguir.

## 6.1 Mapeamento de Função de Corrente Geostrófica

Os parâmetros de ajuste da função de correlação conferiram erros de interpolação de, no máximo, 10% e assim como nas interpolações anteriores, estão associados às regiões de maiores distâncias entre as estações. Isso indica que foi possível conciliar a resolução das estruturas com a confiabilidade da interpolação.

Com isso, nas Figuras 28, 29 e 30, que estão próximas à superfície (15 m, 50 m e 100 m respectivamente), é possível observar o jato da CB intenso, bem definido e posicionado além da isóbata de 1000 m ao largo de Cabo Frio (radial 5) e sua aproximação da costa e perda de intensidade após a radial 4, assim como nas seções de velocidade. Comparando agora com as seções de velocidade das radiais 1 e 2, também observa-se um intenso fluxo para escoando no sentido contrário à CB. Na borda continental da CB, na região setentrional da grade, nota-se a presença de um vórtice anticiclônico, que possui assinatura nos campos de massa das radiais 4 e 5, embora ele não tenha assinatura na distribuição horizontal de temperatura em superfície (Figura 18). Se contrapondo ao vórtice ciclônico, é observada uma tendência anticiclônica na borda oceânica da CB.

Nas Figuras 31, 32 e 33, cujos níveis correspondentes são 150 m, 200 m e 250 m, respectivamente, essa tendência anticiclônica se apresenta como um vórtice anticiclônico fechado. E do outro lado do eixo da CB, observa-se o vórtice ciclônico. Tal configuração é exatamente a definição de um dipolo vortical: um vórtice ciclônico e outro anticiclônico em lados opostos ao eixo da corrente (*Silveira et al.*, 2000). Além disso, considerando que essa estrutura seja formada por instabilidade barotrópica (*Silveira et al.*, 2000), é possível que o intenso fluxo se contrapondo ao sentido da CB, observado tanto nas seções de velocidade (radiais 1 e 2) quanto nas distribuições de  $\Psi$ , esteja relacionado à geração desse dipolo vortical. Ainda nas Figuras 31, 32 e 33 é possível observar a perda de intensidade da CB e sua aproximação da costa após a passagem pela radial 4. O mesmo padrão apresentado nas Figuras 31, 32 e 33 pode ser observado também em níveis como o de 400 m (Figura 34), mais próximo ao nível de inversão. A grande diferença desse nível para os níveis discutidos anteriormente está na pequena intensidade das velocidades, como o esperado.

Em nível subpicnoclínico, na região de domínio da CCI, as Figuras 35 e 36 apresentam, assim como nas seções verticais de velocidade, a CCI bem fraca próxima à radial 1 e aumentando de intensidade ao se deslocar para norte. O fluxo observada nas radiais 1 e 2, que antes se deslocava em sentido oposto ao escoamento da CB, agora flui para sul, se opondo ao deslocamento da CCI. Além disso, entre as radiais 4 e 5 são observados um ciclone na borda oceânica da CCI e um anticiclone na borda costeira. Ou seja, os campos estão semelhantes aos apresentados anteriormente mas com o sentido dos movimentos invertido. Além disso, é observada uma bifurcação, alinhada à radial 3, formada provavelmente pelo ciclone e pelo fluxo em direção ao sul.

As distribuições de função de corrente geostrófica combinadas às outras distribuições apresentadas até aqui nos dão um argumento muito sólido à respeito da presença da estrutura bipolar, que é um par de estruturas vorticais. Mas, considerando que o dipolo vortical deva apresentar contornos fechados tanto de  $\Psi$  quanto de vorticidade relativa, esta segunda quantidade será mapeada a seguir.

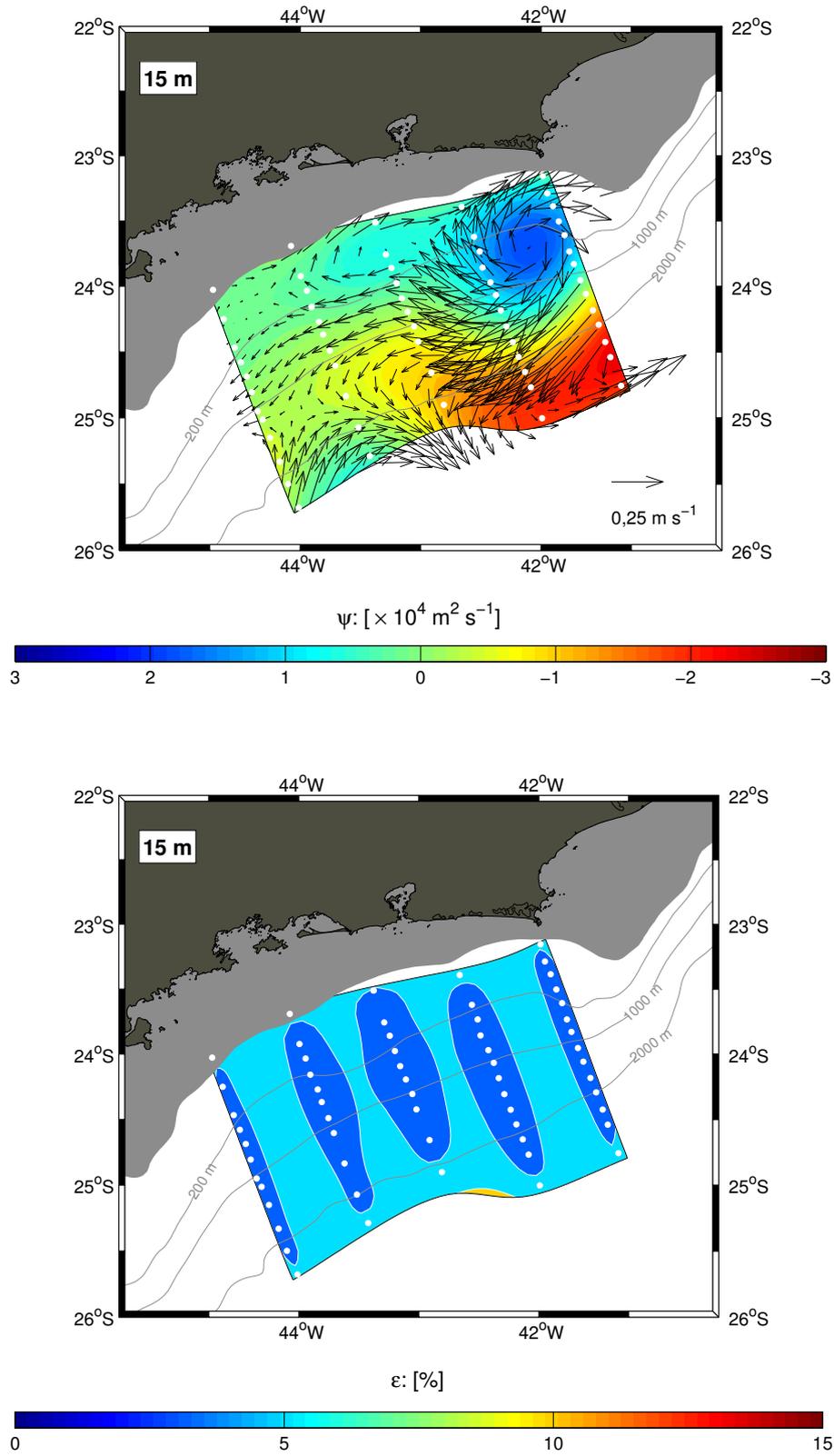


Figura 28: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 15 m.

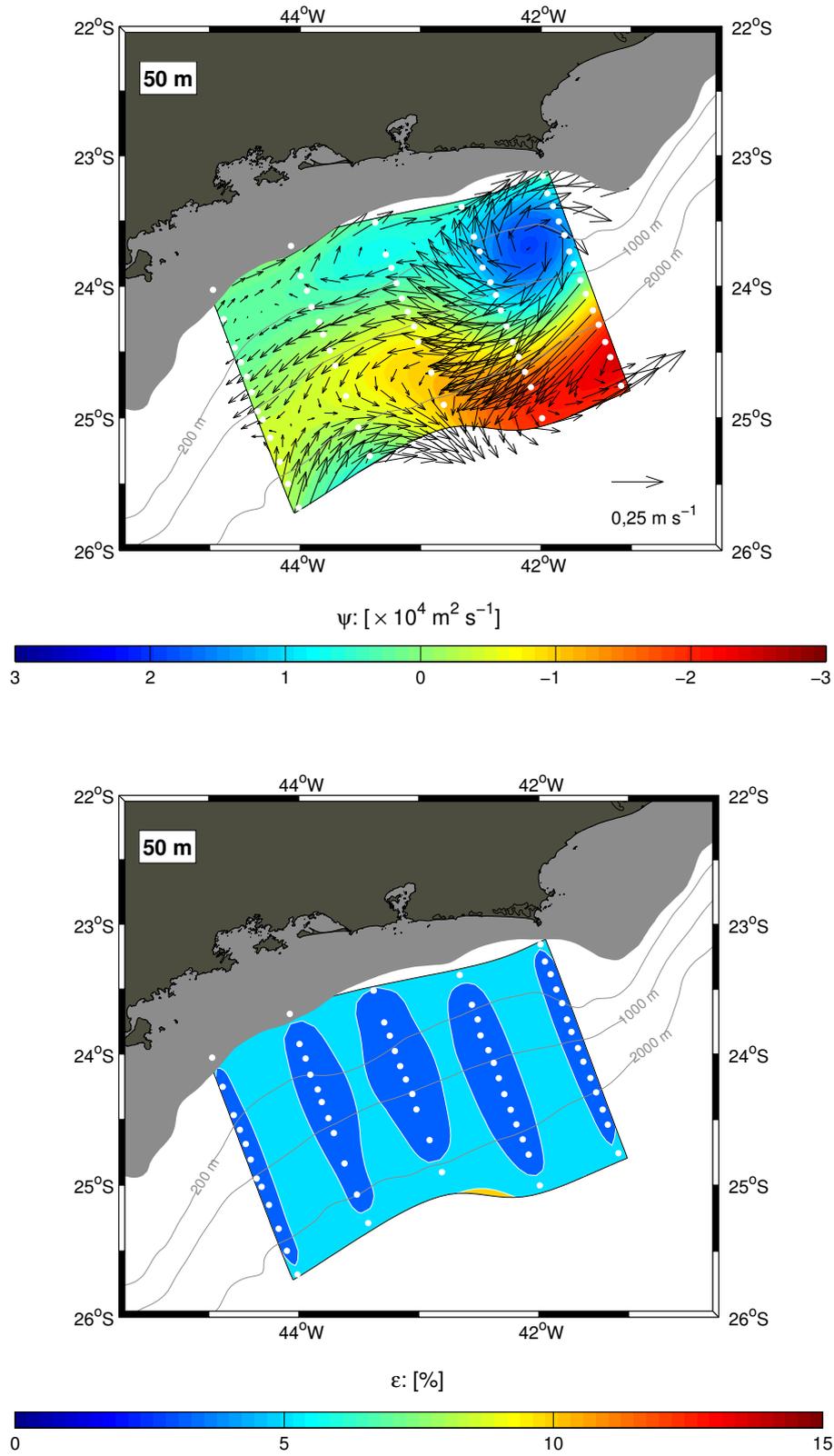


Figura 29: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 50 m.

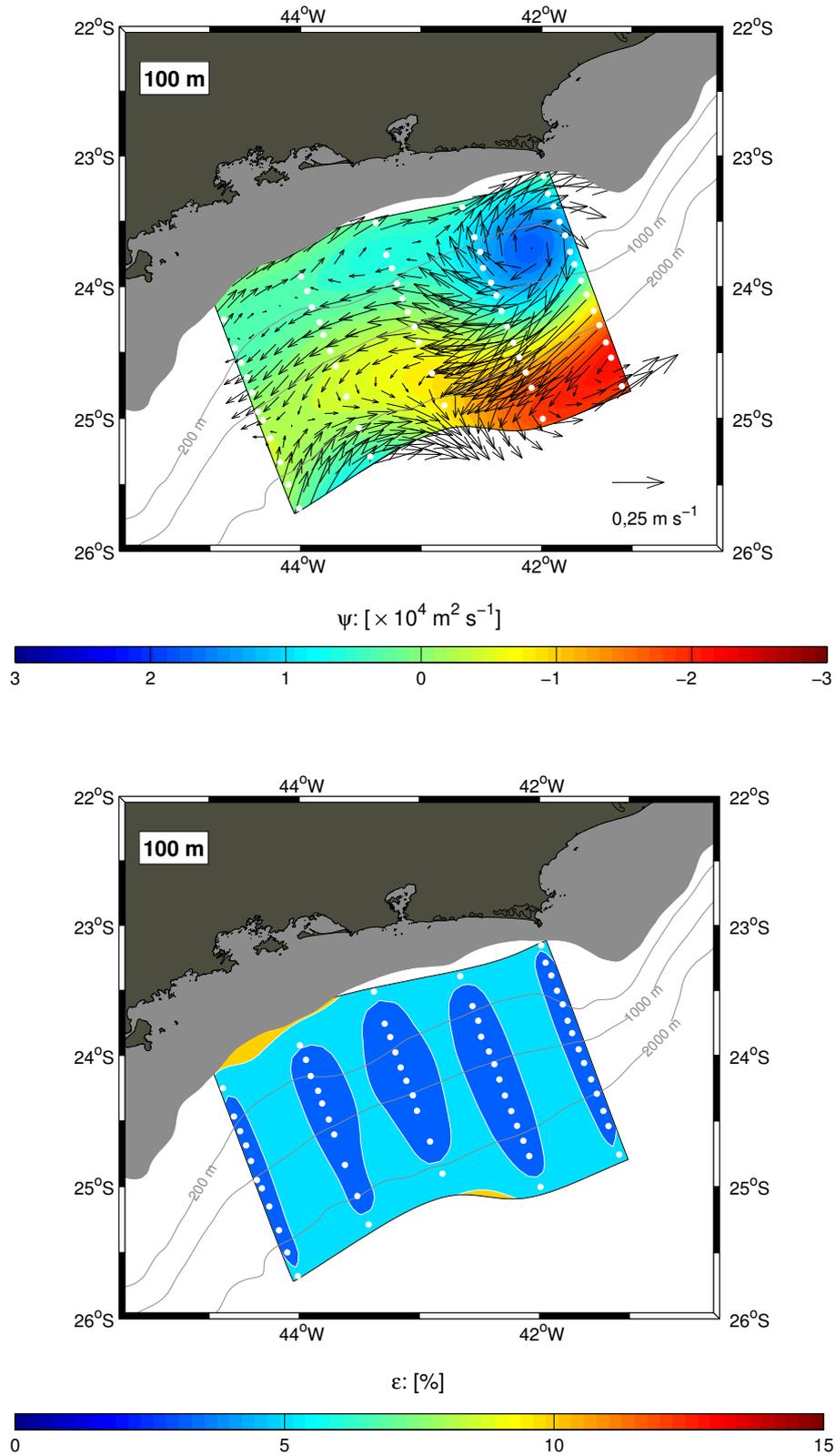


Figura 30: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 100 m.

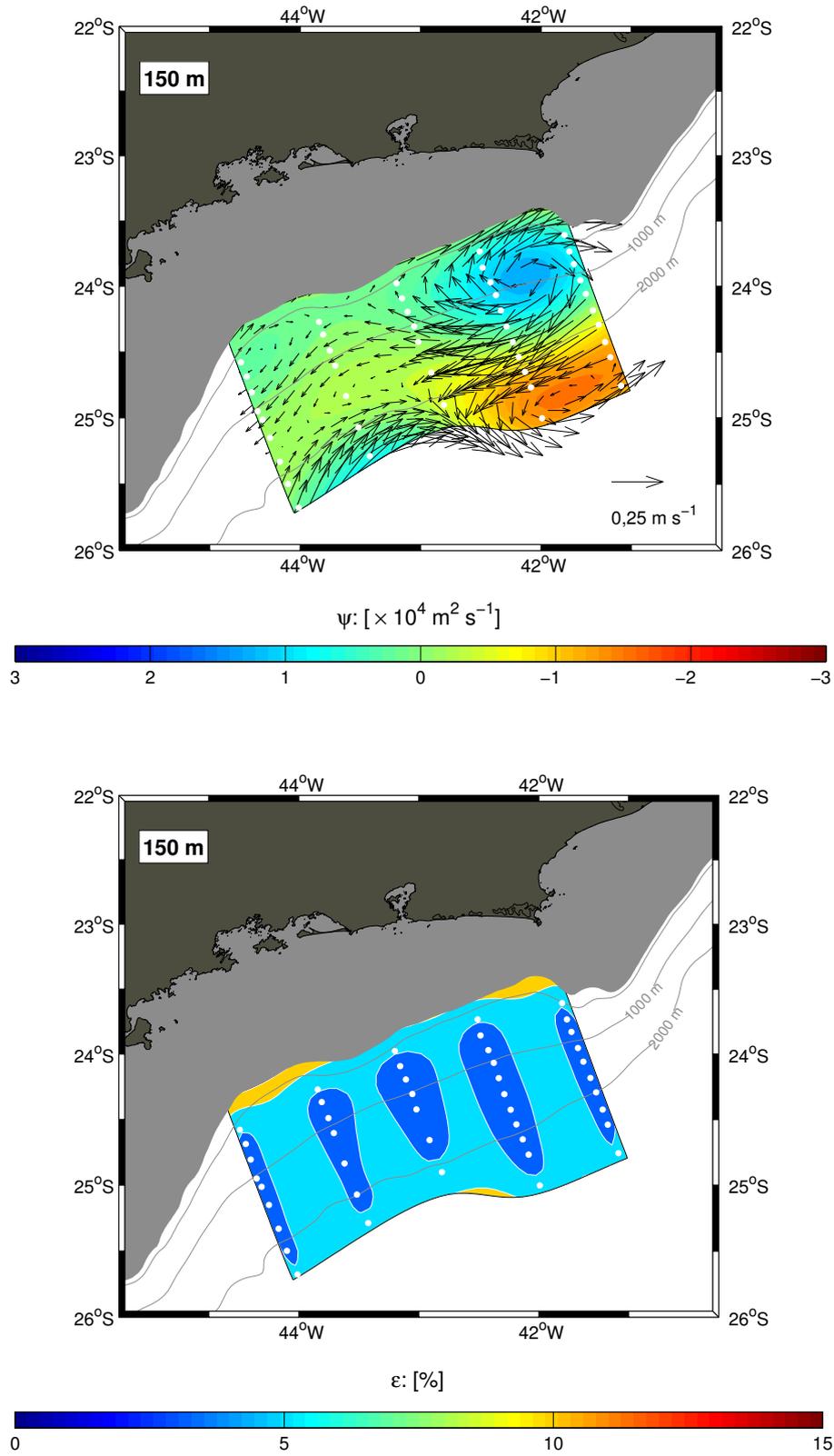


Figura 31: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 150 m.

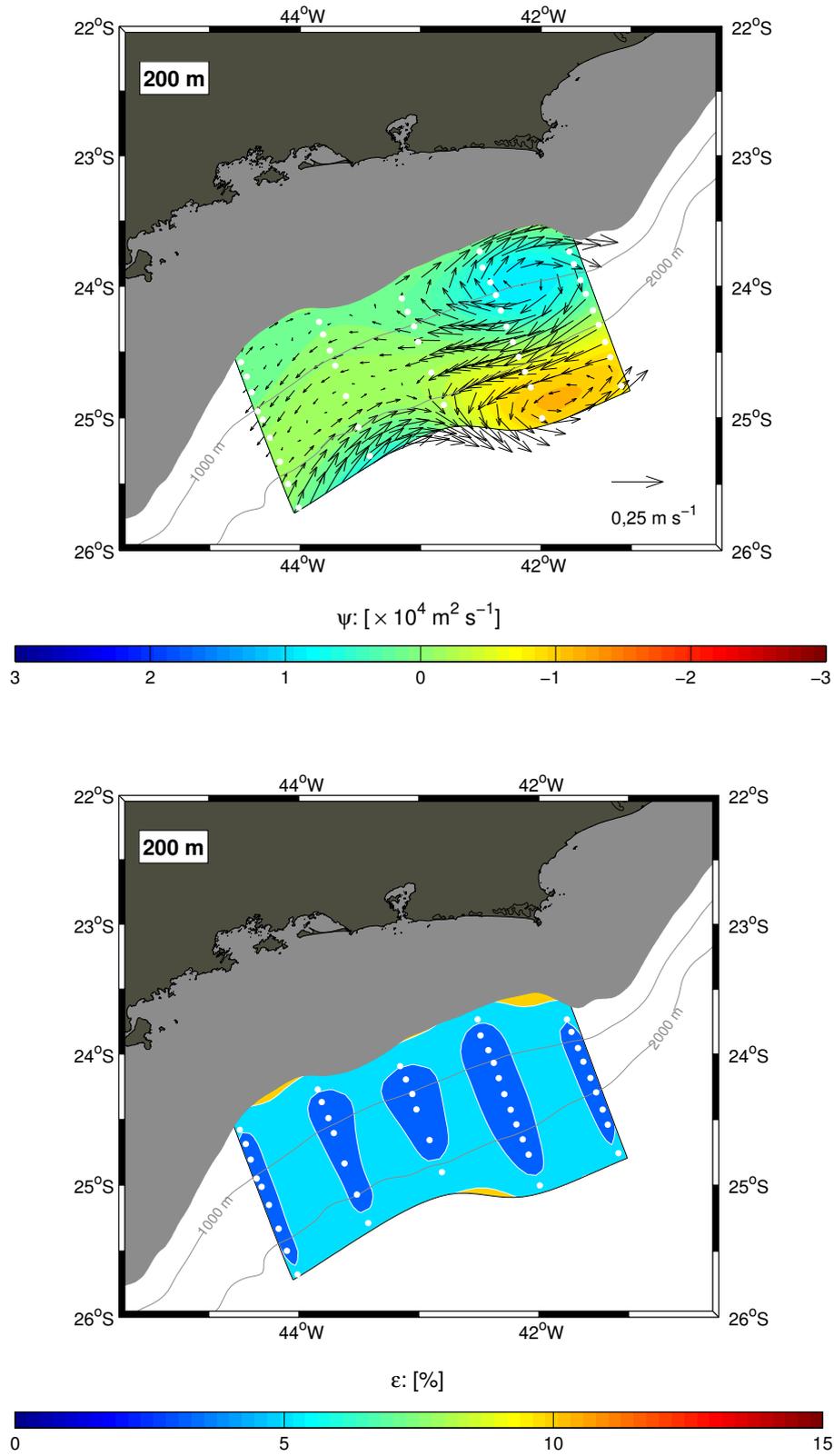


Figura 32: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 200 m.

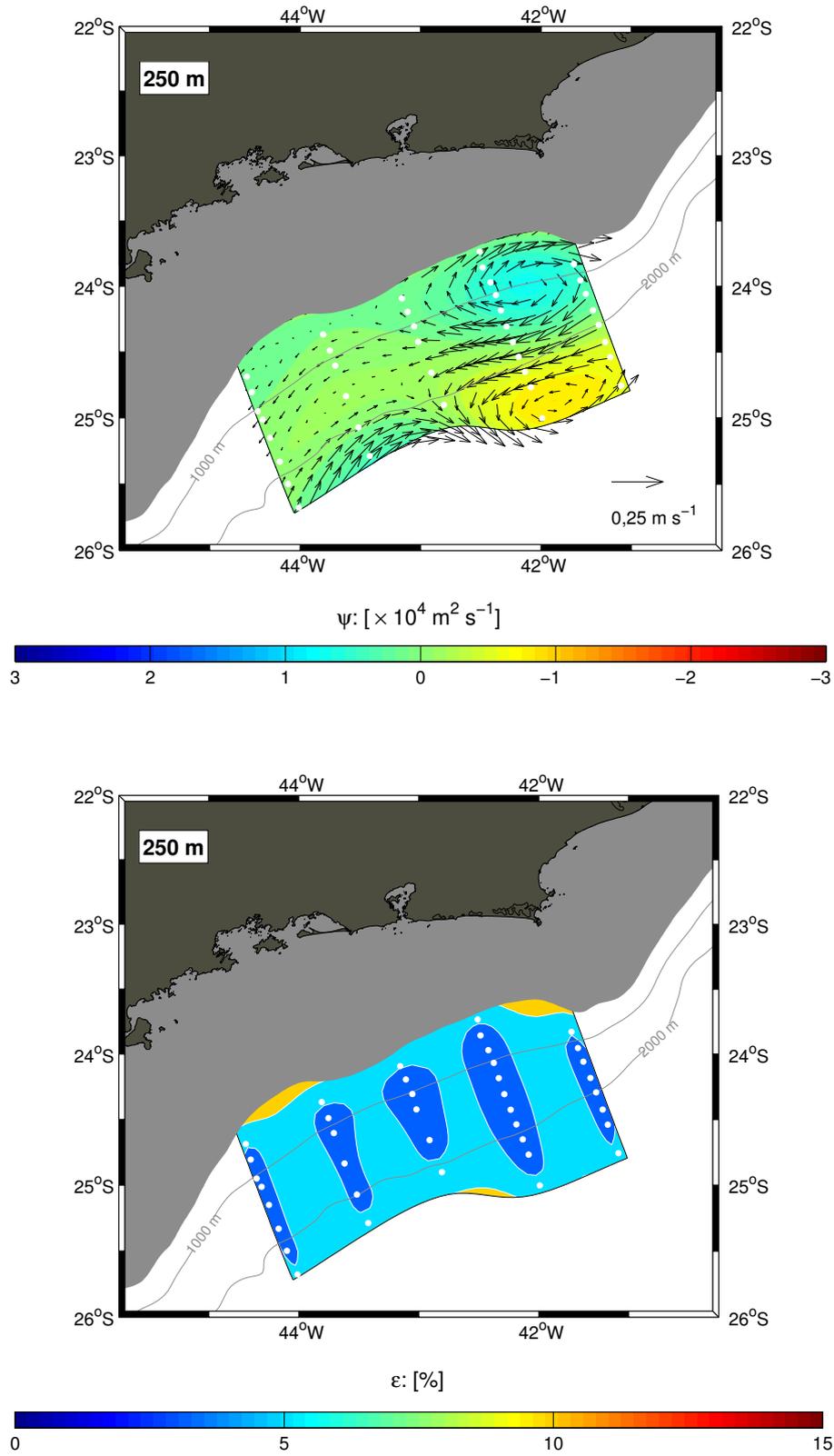


Figura 33: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 250 m.

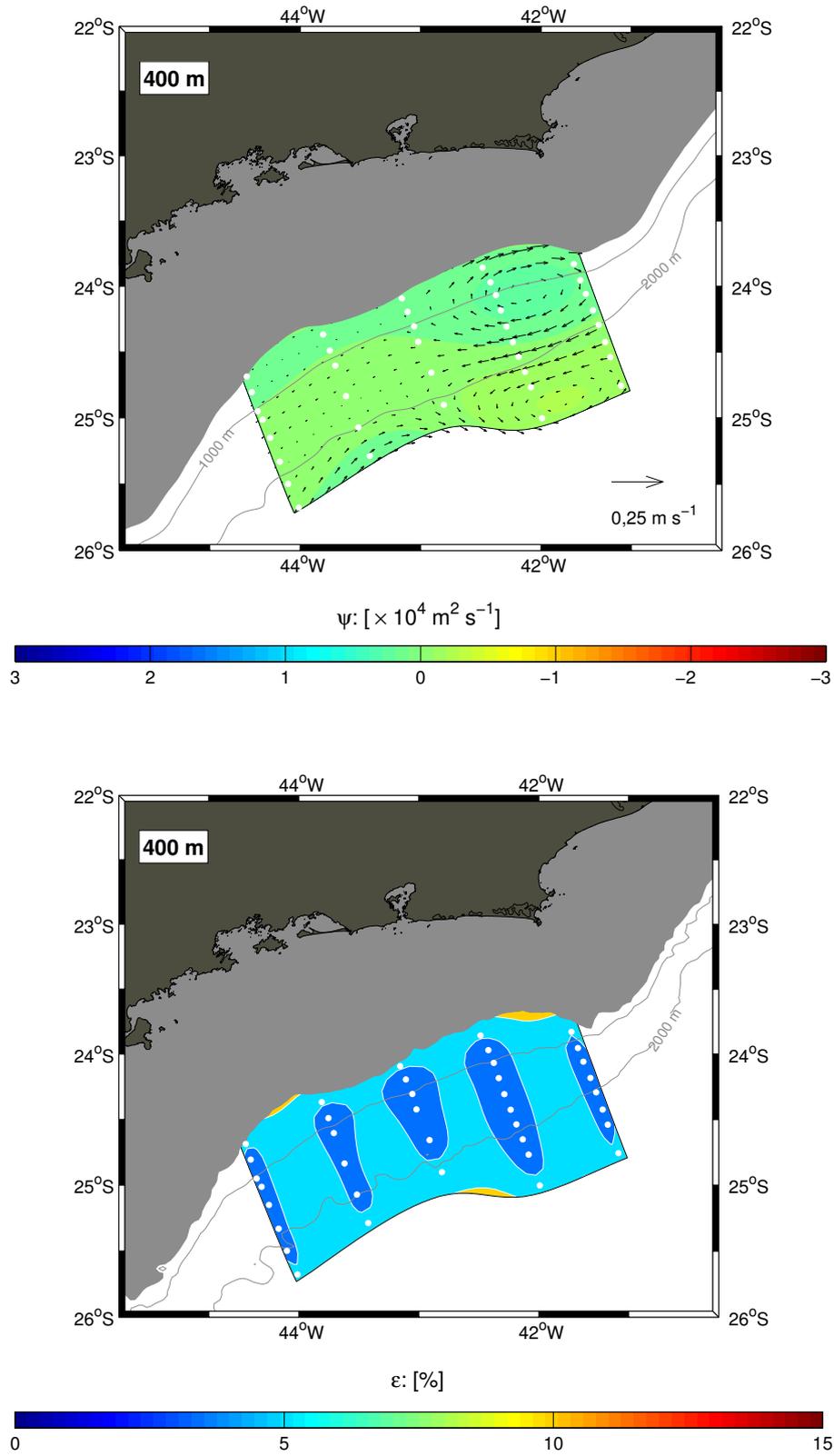


Figura 34: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 400 m.

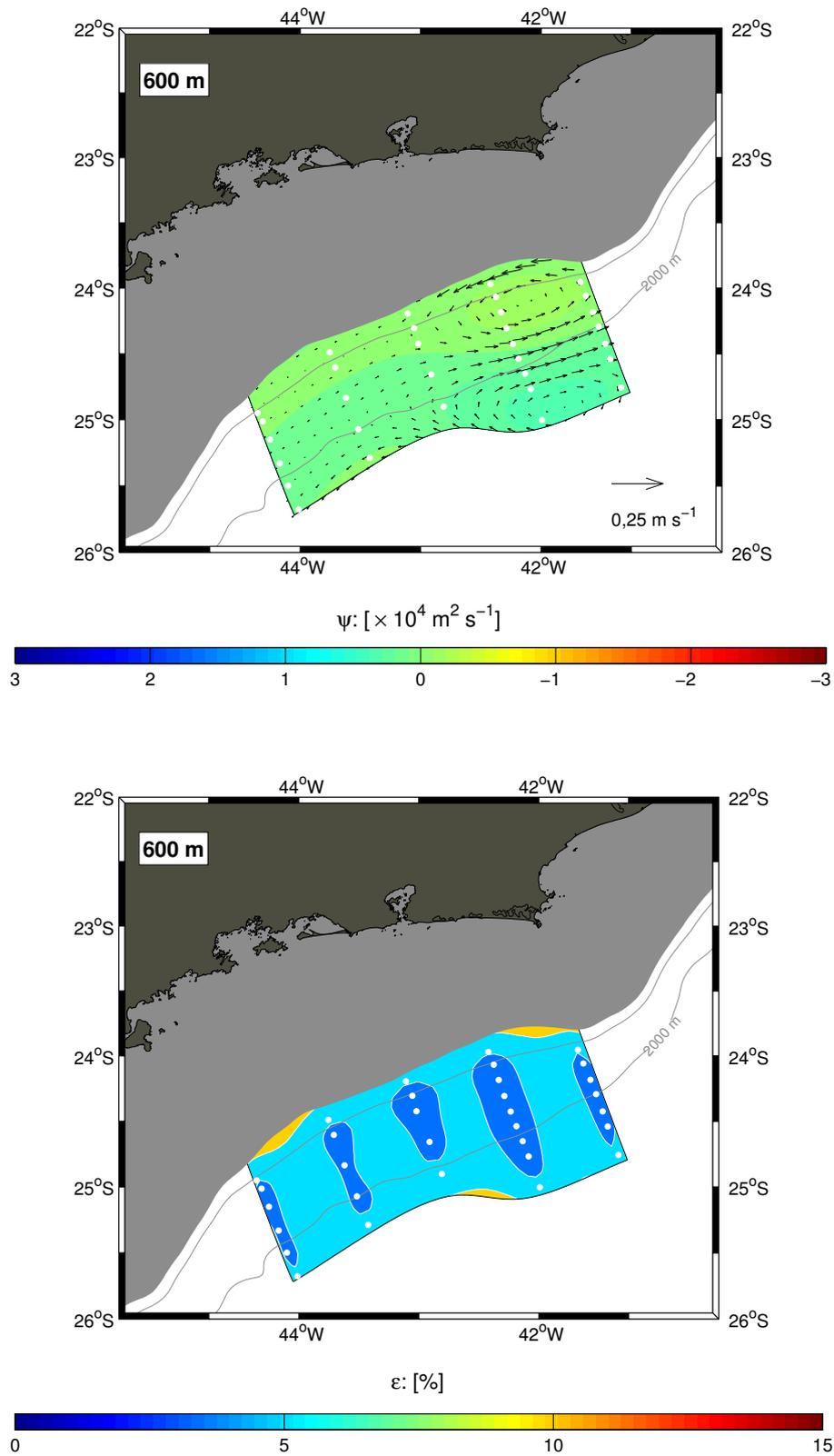


Figura 35: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 600 m.

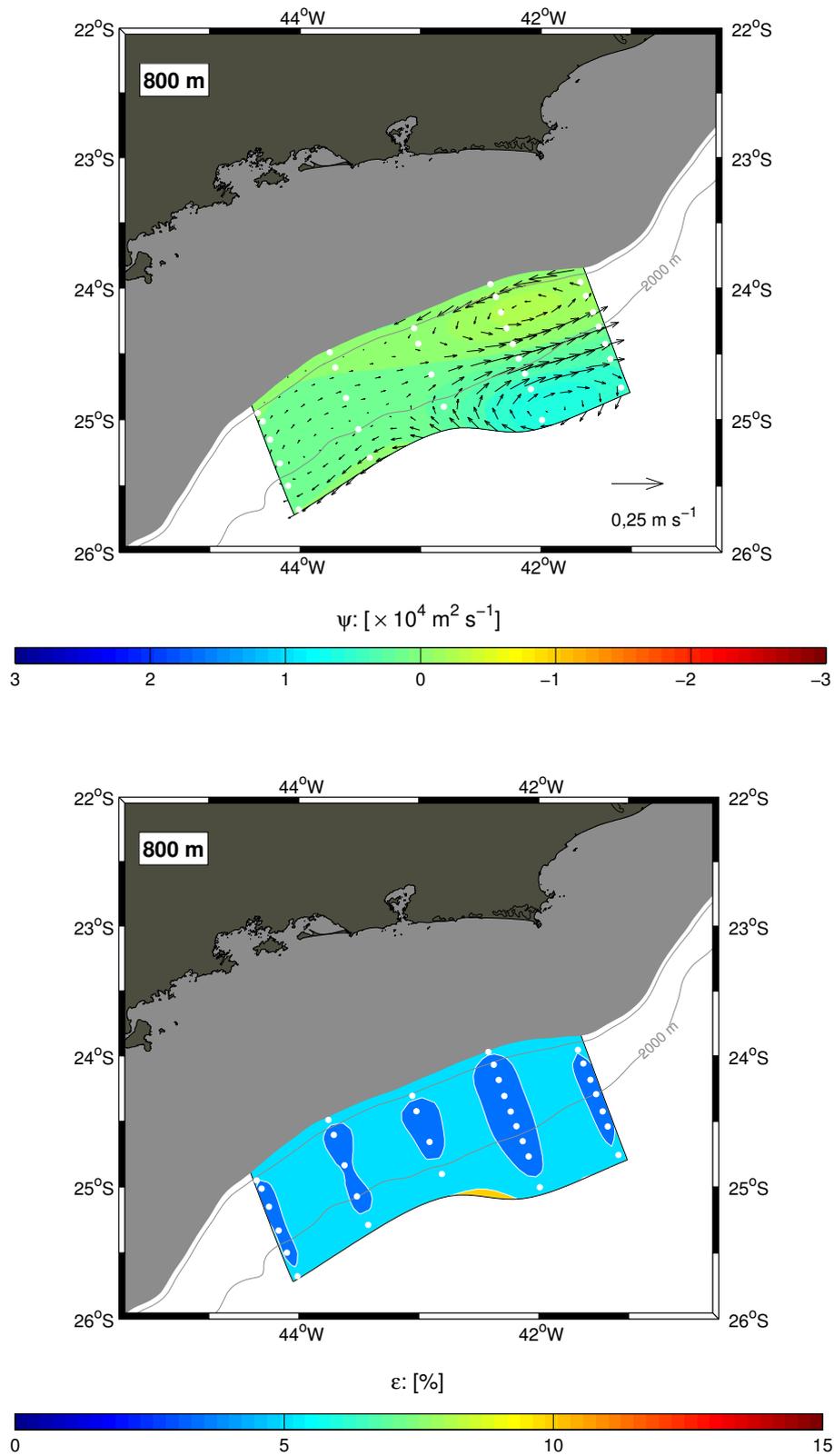


Figura 36: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica sobreposta por vetores de velocidade e o mapa de erro de interpolação de grade associado para o nível de 800 m.

## 7 Vorticidade Relativa Geostrófica

Vorticidade relativa é a medida da velocidade angular de uma parcela do fluido, causada pelo cisalhamento da corrente. Essa quantidade é considerada um traçador dinâmico de vórtices, pois é gerada devido à configuração do escoamento. Matematicamente, para um escoamento horizontal, esta quantidade é definida como

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (19)$$

Combinando as Eq.(15) com a equação acima, obtém-se:

$$\zeta = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} = \nabla^2 \Psi. \quad (20)$$

Ou seja, com o campo de  $\Psi$  estimado anteriormente, é possível se determinar o campo de vorticidade relativa.

### 7.1 Campos de Vorticidade Relativa Geostrófica

Para associações coerentes, serão apresentados os campos de vorticidade relativa de níveis coincidentes aos apresentados para a função de corrente geostrofica. É importante lembrar que, por convenção, os fluxos com vorticidade ciclônica adquirem sinal negativo no Hemisfério Sul, enquanto os fluxos com vorticidade anticiclônica, sinal positivo.

Da Figura 37 até a Figura 43 são apresentados os campos de vorticidade relativa que estão dentro do domínio da CB. As figuras apresentam padrões semelhantes: indicando o eixo da CB, com vorticidade ciclônica em sua borda costeira e anticiclônica em sua borda oceânica; o intenso fluxo para o norte, observado tanto nas seções de velocidade quanto nas distribuições de  $\Psi$ , também apresenta sua assinatura no campo de vorticidade, sendo uma região de vorticidade ciclônica na extremidade das radiais 1 e 2; entre as radiais 4 e 5 é possível observar a estrutura fechada de vorticidade ciclônica, representando o vórtice ciclônico na borda costeira da CB; e nessa mesma região em sua borda oceânica, observa-se uma estrutura de vorticidade anticiclônica. Estrutura essa que, nas Figuras 40, 41 e 42, níveis de 150 m, 200 m e 250 m respectivamente, apresenta contornos fechados de vorticidade relativa. Relembrando ao leitor, esses são exatamente os níveis nos quais os contornos de função de corrente geostrofica do vórtice anticiclônico também se fecham.

Nesses níveis são observados contornos fechados tanto de  $\Psi$  quanto de  $\zeta$  para o vórtice ciclônico na borda costeira da CB e para a estrutura anticiclônica em sua borda oceânica.

No domínio da CCI, são apresentados campos de vorticidade relativa para os níveis de 600 m e 800 m (Figuras 44 e 45 respectivamente). Como nos campos de função de corrente houve uma inversão no sentido das velocidades, nos campos de  $\zeta$  houve inversão no sinal da vorticidade. Com isso, na borda costeira da CCI observa-se uma estrutura anticiclônica (com valores positivos) e em sua borda oceânica, uma estrutura ciclônica (com valores negativos). Na Figura 45, existem contornos fechados de vorticidade relativa ciclônica, na borda oceânica da CCI, e contornos fechados de vorticidade relativa anticiclônica em sua borda costeira. Os contornos dessas estruturas também se fecham na distribuição de função de corrente nesse nível.

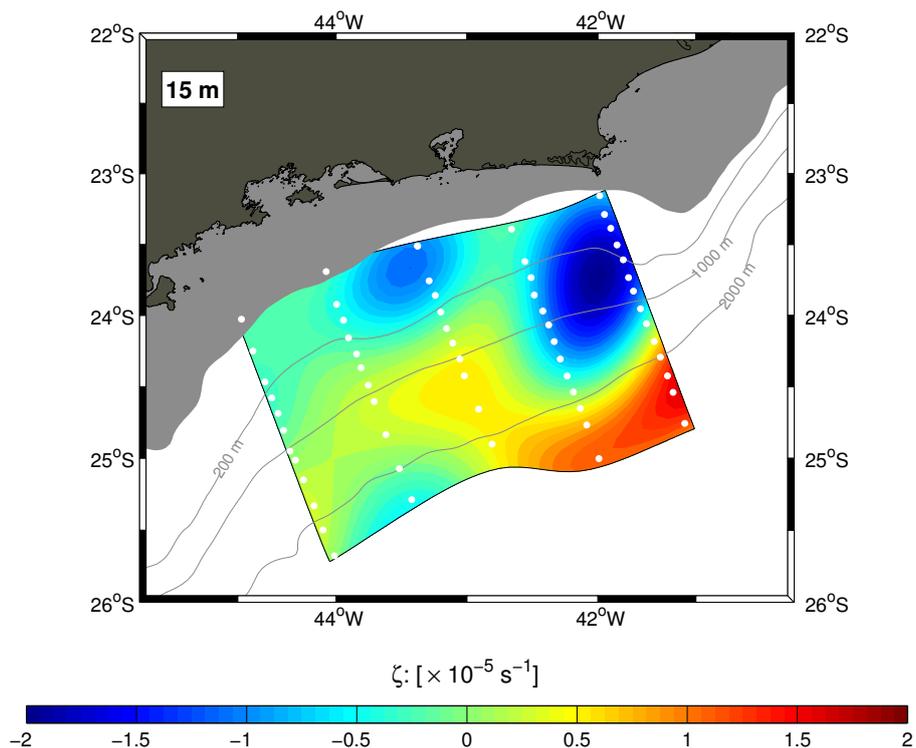


Figura 37: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 15 m.

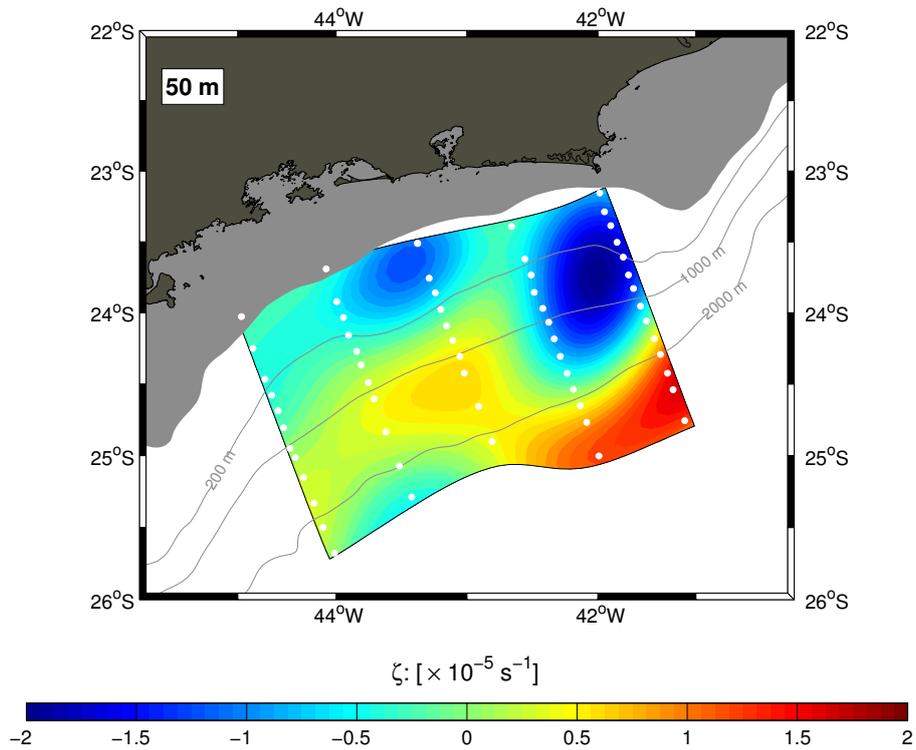


Figura 38: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 50 m.

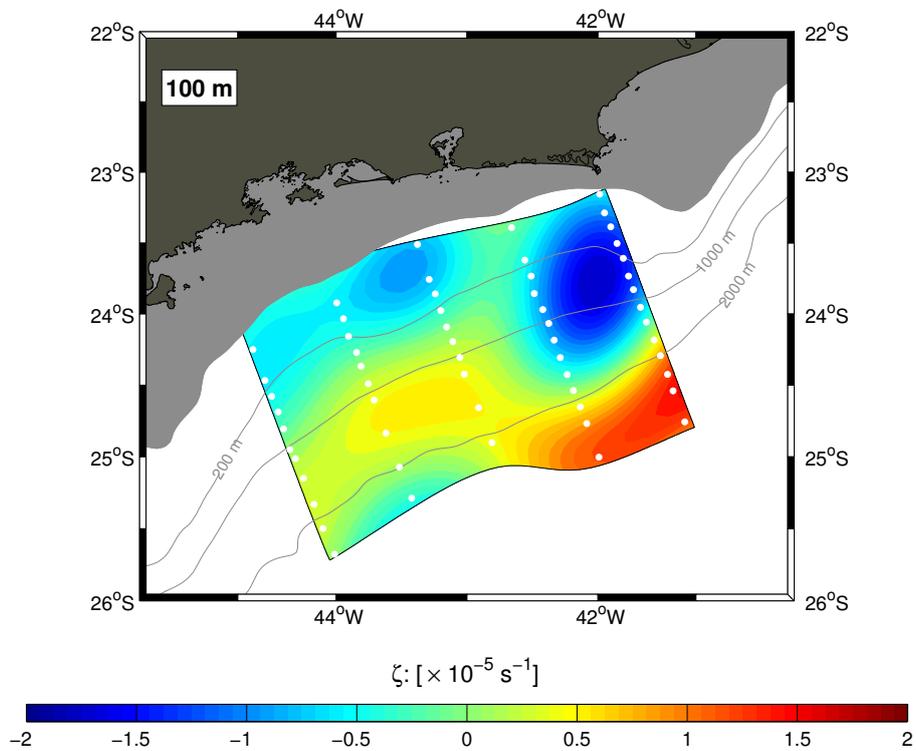


Figura 39: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 100 m.

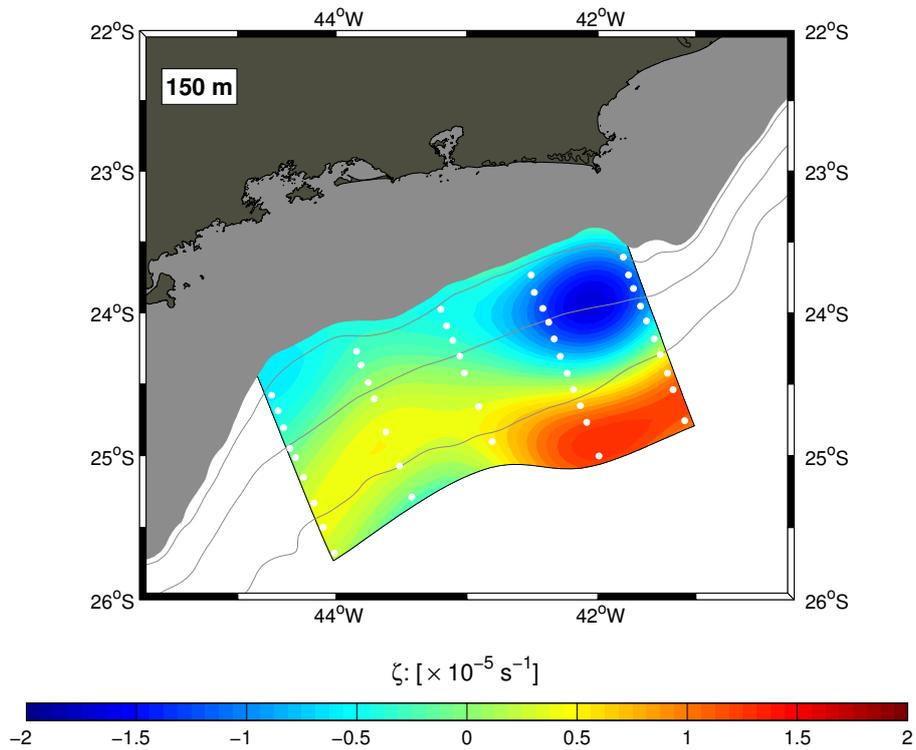


Figura 40: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 150 m.

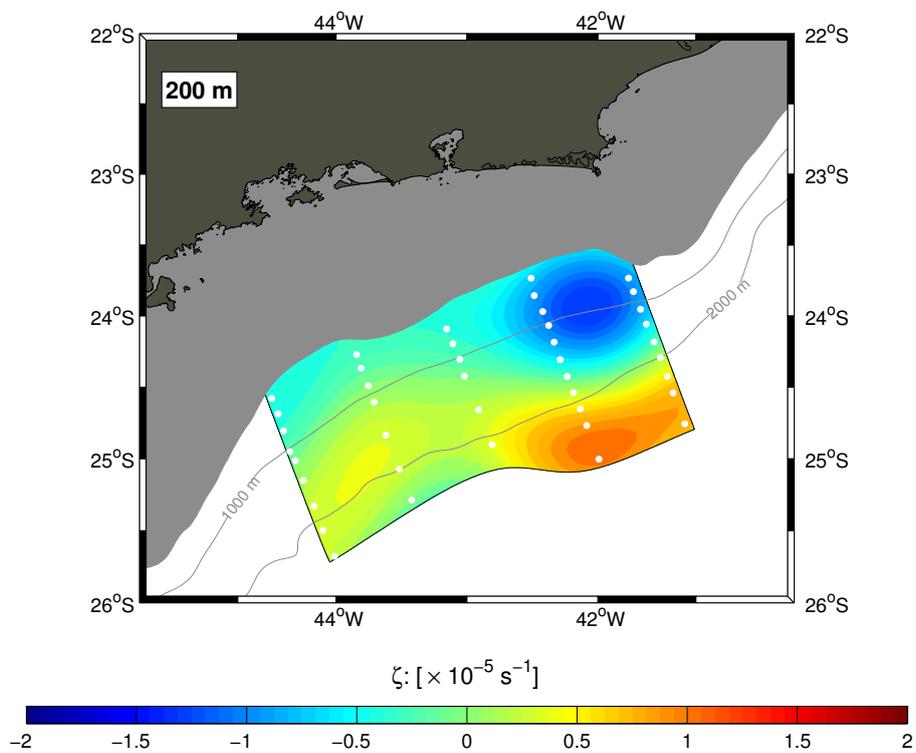


Figura 41: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 200 m.

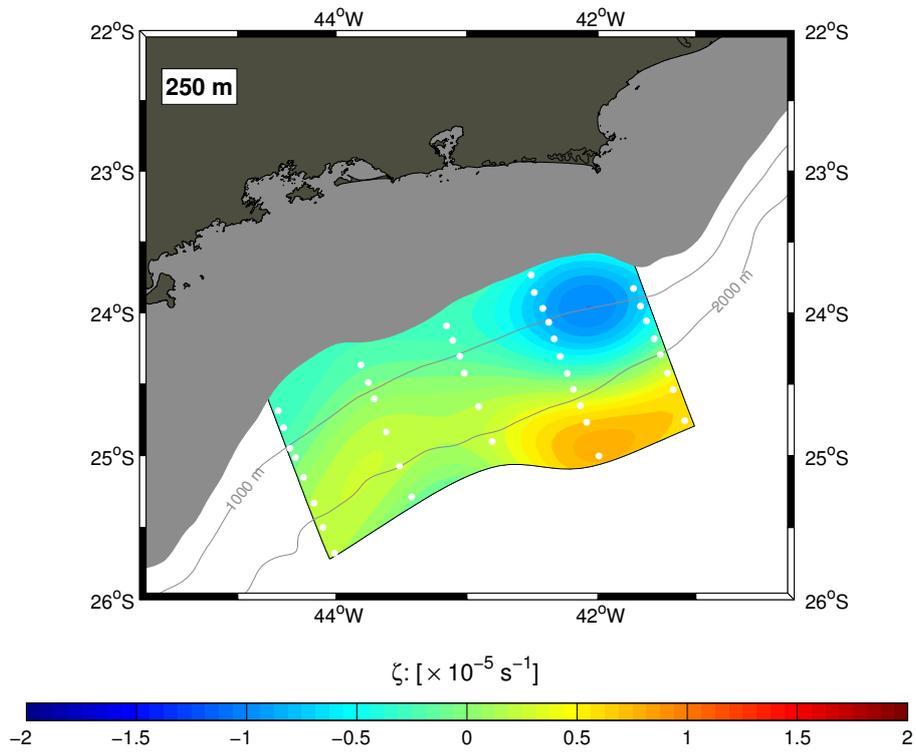


Figura 42: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 250 m.

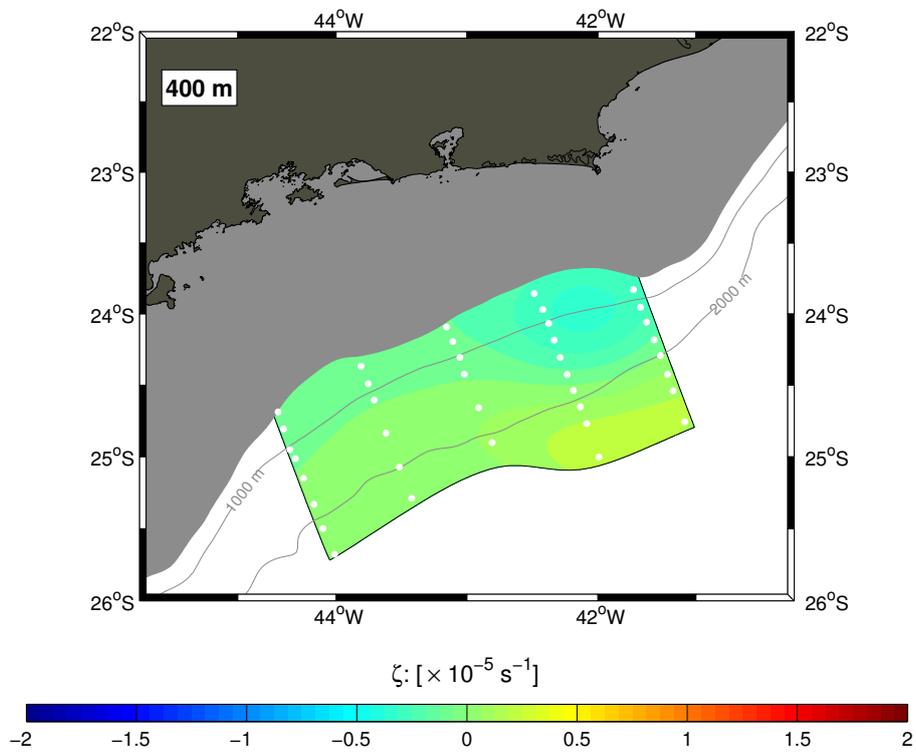


Figura 43: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 400 m.

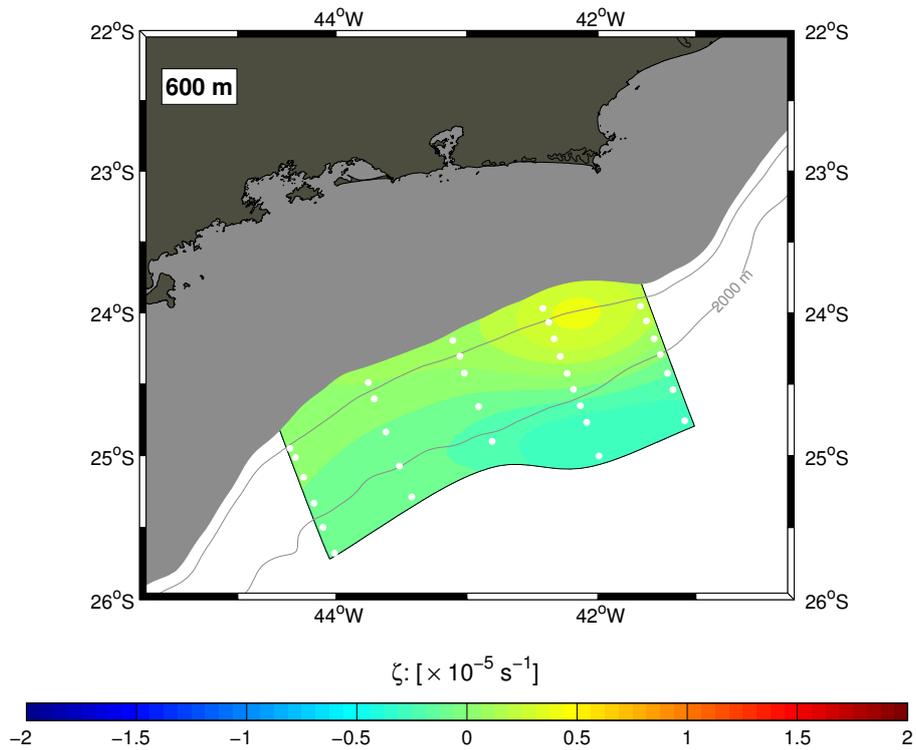


Figura 44: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 600 m.

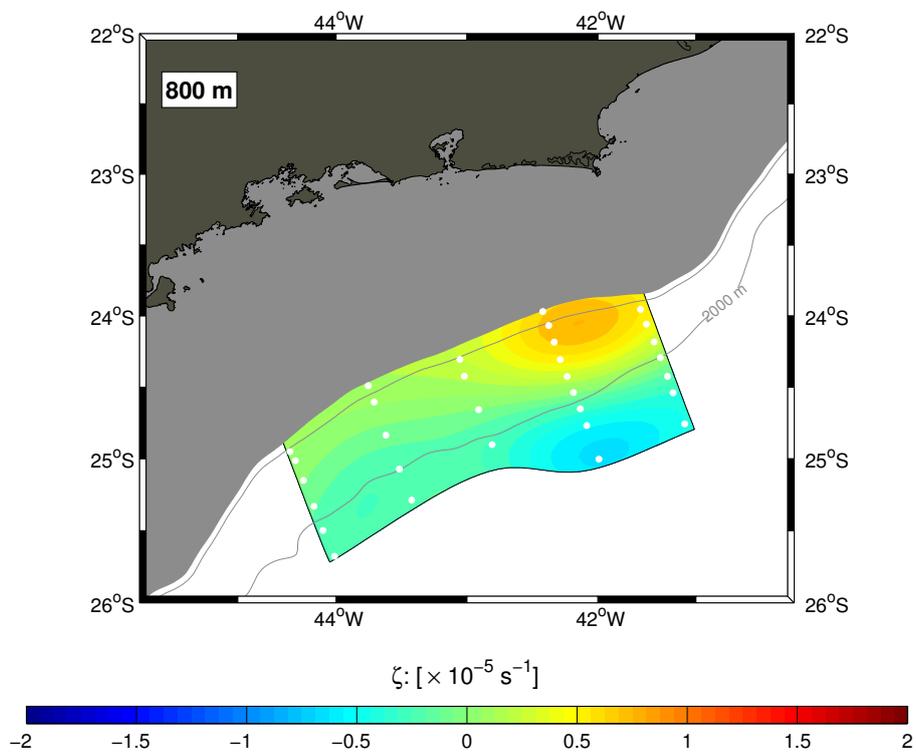


Figura 45: Distribuição de Vorticidade Relativa Geostrófica para o nível de 800 m.

## 8 Considerações Finais

### 8.1 Sumário e Conclusões

De maneira a elucidar e conduzir o leitor à linha de raciocínio para as conclusões, será apresentado um sumário com os principais resultados do trabalho:

- Obtenção de estrutura de massa que indica possibilidade da presença de um dipolo vortical entre as radiais 4 e 5;
- Observação do padrão termohalino de um vórtice ciclônico se opondo ao padrão termohalino de um vórtice anticiclônico, entre as radiais 4 e 5, nas distribuições horizontais de temperatura, salinidade e  $\sigma_\theta$ ;
- CB e CCI se apresentando muito mais robustas, com velocidades mais intensas e fluindo mais afastadas da costa nas radiais 4 e 5 em oposição às baixas velocidades e sua aproximação da costa nas radiais 1, 2 e 3; e
- Obtenção de contornos fechados tanto de função de corrente quanto de vorticidade relativa para as estruturas ciclônica e anticiclônicas, posicionadas em lados opostos ao eixo da CB entre as radiais 4 e 5.

Com base nesses resultados, a primeira conclusão é que o dipolo vortical está realmente presente no conjunto de dados analisado, embora acredita-se que o vórtice anticiclônico tenha sido subamostrado. Trata-se do primeiro relato dessa estrutura com base em dados coletados *in situ* e tridimensionalmente.

A presença dessa estrutura nos leva a compreender, também a grande diferença na intensidade e transporte da CB das radiais 4 e 5 (mais ao norte) para as radiais 1, 2 e 3 (mais ao sul): como a estrutura bipolar é formada por vórtices de borda e localiza-se entre as radiais 4 e 5, a CB está transferindo massa e momentum linear para ela, através do cisalhamento horizontal.

Além disso, a estrutura mostrou ser de primeiro modo baroclínico, pois apresentou apenas uma inversão no sentido das velocidades ao longo da coluna de água.

Os resultados aqui apresentados nos conduzem a novas perguntas que necessitariam de análises mais elaboradas fora do escopo deste trabalho. Por isso, essas questões serão apresentadas agora como propostas futuras de pesquisa.

## 8.2 Trabalhos Futuros

Os resultados aqui apresentados nos conduzem a novas perguntas que necessitariam de análises mais elaboradas fora do escopo deste trabalho. Por isso, essas questões serão apresentadas agora como propostas futuras de pesquisa.

Conhecem-se informações dinâmicas a respeito do meandramento da CB, inclusive na Bacia de Santos, mas informações dinâmicas de dipolos vorticais inexistem. Por isso, foram elaboradas questões que podem nortear trabalhos futuros sobre o tema:

- O quão geostrófico é o dipolo vortical?
- Existe interação dinâmica entre os vórtices ciclônico e anticiclônico entre si e destes com a CB?
- Será que seu desenvolvimento depende da instabilidade barotrópica?
- Qual será o papel do fluxo que se opõe ao escoamento da CB, observado nas radiais 1 e 2?

## Referências

- Campos, E., 1995: Estudos da circulação oceânica no atlântico tropical e região oeste do atlântico subtropical sul. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 114pp..
- Campos, E., Y. Ikeda, B. Castro, S. Gaeta, J. Lorenzetti, & M. Stevenson, 1996: Experiment studies circulation in the western south atlantic. *Eos Transaction*, **77**(27), 253 – 259.
- Carter, E. & A. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **4**(1), 49 – 74.
- Godoi, S. d., 2005: Dinâmica Quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaio de São Paulo (23, 5° S - 27° S S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133pp.
- Hooker, S. & J. Brown, 1996: Dipole rings and vortex interactions of the brazil current. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**(6), 1323 – 1330.
- Kampel, M., 2003: Estimativa da Produção Primária e Biomassa Fitoplanctônica Através de Sensoriamento Remoto da Cor do Oceano e Dados in situ na Costa Sudeste Brasileira. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 279pp.
- Leal Silva, C., 2000: Dinâmica da Separação de Correntes de Contorno Oeste Barotropicamente Instáveis. Tese de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 104pp.
- Mascarenhas, A. J., L. Miranda, & N. Rock, 1971: A study of oceanographic conditions in the region of cabo frio. *Fertility in the Sea*, **1**, 285 – 208.
- Miranda, L. d., 1983: Apostila de oceanografia dinâmica. Escuela Naval Almirante Paredilla, Cartagena, Colômbia. 149pp.
- Reid, J. & A. Mantyla, 1976: The effect of geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern north pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, **81**(18), 3100 – 3110.

- Richardson, P., 1983: Eddies in Marine Science, capítulo Gulf Stream Rings., págs. 19 – 45. Springer-Verlag.
- Sandström, J. & B. Helland-Hansen, 1903: Über die berechnung von meereströmungen. *Norwegian Fishery and Marine Investigations*, **2**(4).
- Schmid, C., H. Schäfer, G. Podestá, & W. Zenk, 1995: The vitoria eddy and its relation to the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**(11), 2532 – 2546.
- Schmidt, A., 2004: Interação Margem Continental, Vórtices e Jatos Geofísicos. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 279pp.
- Signorini, S., 1978: Circulation and volume transport of brazil current between cape of sao-tome and guanabara bay. *Deep-Sea Research*, **25**(5), 481 – 490.
- Silveira, I. d., L. Calado, B. Castro, M. Cirano, J. Lima, & A. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the brazil current-intermediate western boundary current system at 22° – 23° s. *Geophysical Research Letters*, **31**(14).
- Silveira, I. d., G. Flierl, & W. Brown, 1999: Dynamics of separating western boundary currents. *Journal of Physical Oceanography*, **29**(2), 119 – 144.
- Silveira, I. d., A. Schmidt, E. Campos, S. Godoy, & Y. Ikeda, 2000: A corrente do brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **48**(2), 171–183.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, 1942: The Oceans: their physics, chemistry and general biology., pág. 1087. Prentice-Hall.