

SIMONE SILVA BAREM CAMARGO

A posição climatológica da frente da Corrente do Brasil entre 21° e 25°S

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador:

Prof. Dr Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

Novembro de 2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

A posição climatológica da frente da Corrente do Brasil entre 21° e 25°S

Simone Silva Barem Camargo

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Aprovada em ___/___/___ por

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

São Paulo

Novembro de 2006

Sumário

Lista de Figuras	ii
Lista de Tabelas	vi
Agradecimentos	vii
Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução	1
2 Objetivos	12
3 Conjunto de Dados	13
4 Metodologia	13
4.1 Construção dos Campos	13
4.1.1 Os Campos de Temperatura, Salinidade e Anomalia de Densidade Potencial	13
4.1.2 Os Campos de Função de Corrente Geostrófica	15
5 Resultados e Discussão	18
5.1 Distribuições Horizontais de Temperatura, Salinidade e Anomalia de Densidade Potencial	18
5.2 Distribuições Horizontais de Função de Corrente Geostrófica	40
6 Sumário e Conclusões	52
7 Referências Bibliográficas	54

Lista de Figuras

1	Padrão de circulação de larga escala em superfície para o Atlântico Sul. Adaptado de Stramma & England (1999) por Soutelino (2005).	1
2	Seção de velocidades observadas, em 23°, mostrando o Sistema CB/CCI (Silveira et al.,2004). Velocidades negativas indicam fluxo em direção sudoeste. .	3
3	Posição média da Frente da CB segundo Garfield (1990) adaptado por Schmidt et al.(2006). A linha preta tracejada representa a isobata de 200 m e a linha azul e amarela a frente média da CB.	4
4	Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 23 de junho de 1993, ao largo do sudeste brasileiro. O contraste entre AT e as águas de origem costeira, associado à frente termal, evidencia seu padrão meandrante. Cortesia de João Antonio Lorenzetti (INPE).	5
5	Campo médio de temperatura em superfície obtidos a partir de dados hidrográficos históricos: verão (painel superior) e inverno (painel inferior). Extraído de Castro & Miranda (1998).	7
6	Campo médio de salinidade em superfície obtidos a partir de dados hidrográficos históricos: verão (painel superior) e inverno (painel inferior). Extraído de Castro & Miranda (1998).	8
7	Região amostrada durante o Projeto COROAS - Grade de meso-escala. De acordo com Gonçalves (1993).	10
8	Isolinhas horizontais das distribuições de temperatura (painel da esquerda) e salinidade (painel da direita) a 25 m de profundidade (Gonçalves, 1993). . . .	11
9	Isolinhas horizontais das distribuições de temperatura (painel da esquerda) e salinidade (painel da direita) a 100 m de profundidade (Gonçalves, 1993). . .	11
10	Grade curvilínea utilizada para a interpolação dos campos de T, S, σ_θ e ψ . Utilizamos a isóbata de 100 m para a confecção da máscara cinza.	14
11	Mapa de erro de interpolação de grade dos campos de T, S, σ_θ e ψ (%). . . .	16
12	Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	21

13	Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	22
14	Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	23
15	Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	24
16	Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	25
17	Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	26
18	Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	27
19	Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	28
20	Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	29
21	Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	30
22	Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	31
23	Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	32
24	Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	33
25	Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	34

26	Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.	35
27	Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 50 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).	37
28	Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 100 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).	38
29	Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 200 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).	39
30	Distribuição Horizontal de função de corrente geostrófica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).	42
31	Distribuição Horizontal de função de corrente geostrófica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).	43
32	Distribuição Horizontal de função de corrente geostrófica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).	44

33	Distribuição Horizontal de função de corrente geostrófica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).	45
34	Distribuição Horizontal de função de corrente geostrófica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).	46
35	Campo de velocidades do dia 80, obtido a partir de experimento de modelagem numérica para a profundidade de 100 m (Galado, 2001).	47
36	Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 50 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.	48
37	Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 100 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.	49
38	Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 200 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.	50

Lista de Tabelas

1 Características das frentes de T, S, σ_θ e ψ 20

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer ao Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira por ter me recebido de braços abertos e possibilitado a realização deste trabalho. Muito obrigada pelo acolhimento, pela atenção que teve comigo, pela paciência e pelas críticas que me fizeram crescer pessoal e profissionalmente. Meus sinceros agradecimentos.

Gostaria de agradecer todos os meninos do LaDO: André, Cayo, Leandro Calado, Rafael HeyJow, Saulo, Filipe, Diogo, Paulo, Rafael Soutelino e Leandro Ponsoni por terem me recebido tão bem, sempre dispostos a ajudar... Obrigada pela descontração, pelas risadas... Agradecimento especial ao Soutelino que perdeu vários dias comigo resolvendo meus problemas. Rafa, muito obrigada pela paciência! Agradecimento especial também para a Sueli... por toda a preocupação e carinho comigo... pelos sorrisos que sempre me fizeram me sentir melhor... Obrigada Su!

Não poderia deixar de lembrar dos grandes amigos que fiz aqui durante esses anos. Apesar de nossos caminhos estarem tomando rumos diferentes, vocês moram no meu coração! Obrigada Cintia, Hell, João, Marcus, Nadine e Nathalye pela cumplicidade, pela diversão, pelas risadas e pelo apoio que sempre tive junto com vocês. Obrigada aos meus parceirinhos preferidos, Marcos e Helvio, pelas conversas, pelos conselhos e principalmente pela amizade. Gui, obrigada pelas aventuras subaquáticas, por me animar quando estava triste e por seguir em frente sempre... Obrigada Michael pelas conversas intermináveis na Didi, pela companhia, por sermos sempre eu e você... Lu, obrigada por me acolher em sua casa sempre que precisei, por me ouvir falar e jogar (mesmo quando estava dormindo), pela paciência e pela grande amizade. Re, obrigada pela afinidade que tivemos desde o começo, pelas confissões trocadas, pelas experiências compartilhadas, por estar ao meu lado em todos os momentos, pelo carinho e amizade de sempre. Pode ter certeza que o pacto já está feito há muito tempo. Eu não tinha idéia que pessoas desse tamanho pudessem ser amigas tão grandes... Beijos pra vocês, cabeções!

Agradeço a minha mãe por tudo o que ela fez e faz por mim... Obrigada por sempre seguir em frente, mesmo com todas as situações tristes e difíceis durante a

nossa vida... Agradeço ao meu pai que esteve sempre ao meu lado e, com certeza, está muito orgulhoso de mim hoje... Agradeço ao meu irmão Daniel por sempre olhar por mim... Morro de saudades de você...

E por último, gostaria de agradecer a pessoa que me manteve de pé nos momentos difíceis, que enxugou minhas lágrimas, que sempre quis o melhor pra mim, que me encheu de carinho mesmo quando eu não merecia, que me faz forte e poder tudo... Thi, obrigada pela paciência! Sem você não teria conseguido... Amo você!

Resumo

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste componente do Giro Sub-tropical do Atlântico Sul. Ao longo do trajeto da CB, ao largo do sudeste brasileiro, é relatada na literatura grande atividade de meso escala. A delimitação entre a borda interna da CB e as águas de origem costeira na região de plataforma continental é usualmente inferida através de imagens de satélite, que permitem a estimativa da posição média da frente termal associada à CB. Entretanto, não existem estudos relacionando as diferenças entre as configurações das frentes termal, halina e de anomalia da densidade potencial com a frente de velocidade desta corrente de contorno. Este trabalho tem como objetivo principal determinar a posição climatológica das frentes costeira e do núcleo de velocidades da CB através do mapeamento de campos climatológicos de T, S, anomalia da densidade potencial e função de corrente geostrófica. Este conjunto de dados é aquele devido a Boyer et al. (2005). Os resultados obtidos mostraram que, em 50 m, a frente termal e halina corroboram a localização média proposta por Garfield (1990). Porém, na região de pycnoclina, estas se aproximam da isóbata de 1000 m como resposta à presença de um vórtice ciclônico. Tal estrutura também é observada na frente de velocidades, o que caracteriza uma estrutura vortical frontal. A presença de tal estrutura nos leva a uma nova questão: se a assinatura que se vê na climatologia é recorrência na formação do vórtice de Cabo Frio ou é resultado da má resolução da climatologia sobre a plataforma e talude continentais.

Descritores: Corrente do Brasil, frente termal, frente de velocidades, climatologia da Corrente do Brasil.

Abstract

The Brazil Current (BC) is the western boundary current of the South Atlantic Sub-tropical Gyre. Literature reports great mesoscale activity of the BC as it flows off the southeastern Brazilian coast. The limits between BC's inshore boundary and coastal waters on the continental shelf are usually inferred through satellite images and allow the establishment of the BC thermal front "mean" position. However, there are no studies that relate the differences between the patterns of the thermal, haline and potential density fronts with this boundary current velocity front. This study's main goal is to determine the climatological position of the BC coastal fronts and velocity core through the mapping of climatological fields of T, S, potential density anomalies and geostrophical stream function. This dataset is derived from Boyer et al. (2005). The results show that, at 50 m, the thermal and haline fronts confirm the location proposed by Garfield (1990). However, in the pycnocline region, these features are located near the 1000 m isobath, as a response to the presence of a cyclonic vortex. This structure is also observed in the velocity front patterns, characterizing a front eddy. The presence of this structure brings us to a new question: is the vortex signature a recurrence Cabo Frio meander or is it the result of a poor resolution of the climatology over the continental shelf and slope?

Keywords: Brazil Current, thermal front, velocity front, Brazil Current climatology.

1 Introdução

O Giro Subtropical do Atlântico Sul é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS). A CSE flui para leste e ao atingir a costa brasileira em torno de 15°S (Stramma & England, 1999), se ramifica dando origem a Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para norte, junto à costa (Silveira et al., 1994) e a Corrente do Brasil (CB), que flui para sul, entre a quebra de plataforma e o sopé continental ao largo da margem continental brasileira até a Convergência Subtropical (33°-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa (Silveira et al., 2000).

A CB é a corrente de contorno oeste que fecha o Giro Subtropical do Atlântico Sul, como pode-se observar na Figura 1, e caracteriza-se como uma corrente fraca quando comparada com sua análoga, a Corrente do Golfo, no hemisfério norte. Sua extensão vertical é de cerca de 500 m ao largo do sudeste brasileiro, com um escoamento apresentando meandros e vórtices, alterando a direção do fluxo médio (Silveira et al., 2000).

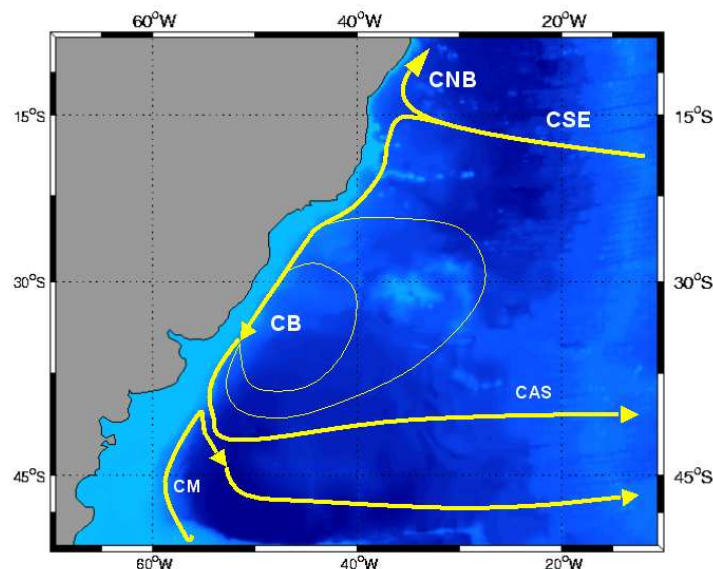


Figura 1: Padrão de circulação de larga escala em superfície para o Atlântico Sul. Adaptado de Stramma & England (1999) por Soutelino (2005).

Ao largo da costa sudeste brasileira, logo abaixo da CB, há um escoamento orientado para N/NE. Isto se deve ao fato da presença da Corrente de Contorno Intermediária (CCI), descrita por Stommel (1965). Este sistema de circulação observado ao longo deste setor da costa brasileira é singular e referido na literatura como “Sistema Corrente do Brasil” ou “Sistema CB/CCI”. A Figura 2 mostra uma seção de velocidades observadas, retratando o padrão acima descrito, de acordo com Silveira et al (2004). Diferentemente da Corrente do Golfo, onde as componentes gerada pelo vento e a termohalina se somam, no Sistema CB/CCI estas possuem sentidos opostos (Stommel, 1965). Isto não só explica a existência desta subcorrente intermediária (CCI), como justifica a maior intensidade da Corrente do Golfo em relação à Corrente do Brasil.

Completando a estrutura vertical na região, existe ainda a Corrente de Contorno Profunda (CCP), localizada abaixo dos 1500 - 1800 m atingindo, por vezes, profundidades abaixo dos 3000 m (Silveira et al, 2000). Considerada a corrente mais extensa do Oceano Mundial, tem sua origem ao sul do Mar de Labrador, atravessando o Equador, banhando latitudes sul da costa brasileira (Tomczak & Godfrey, 1994).

Como a investigação deste trabalho se refere apenas ao domínio da CB, conforme será detalhado na próxima seção, os parágrafos seguintes se dedicarão a descrevê-la em maiores detalhes.

Ao longo do trajeto da CB, é relatada na literatura grande atividade meandrante. De acordo com Castro et al (2006), cujos esforços se voltaram a compilar o conhecimento adquirido a cerca do meandramento da CB e conduzir análise sinótica de sua trajetória ao largo do sudeste brasileiro, a CB exhibe intensa atividade de meso escala. Mascarenhas et al. (1971) foram os pioneiros no estudo de tal atividade. Os autores descreveram estruturas vorticiais baroclínicas ciclônicas e anticiclônicas se intercalando na região ao largo do SE brasileiro. Eles identificaram um padrão que se assemelha a descrição de uma onda de vorticidade.

A CB transporta para S/SO, na região sudeste brasileira, as seguintes massas de água: Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

A Água Tropical (AT), descrita originalmente por Emilson (1961) como parte da massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul, é formada

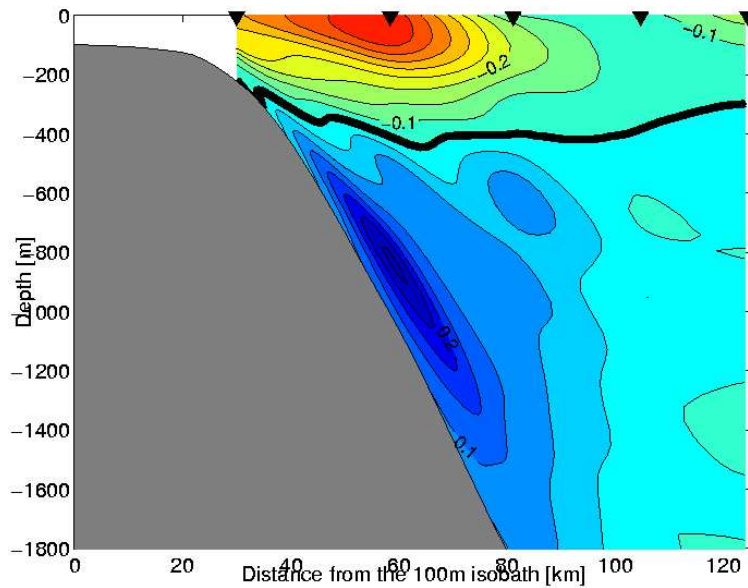


Figura 2: Seção de velocidades observadas, em 23°, mostrando o Sistema CB/CCI (Silveira et al.,2004). Velocidades negativas indicam fluxo em direção sudoeste.

pela intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos da região. A AT apresenta temperaturas superiores a 20°C e salinidade acima de 36 (Silveira et al.,2000), ao largo do sudeste brasileiro.

Em níveis picnoclínicos, encontramos a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), formada na pela mistura das águas da CB e Corrente das Malvinas, e modificada pela intrusão de Água Central do Índico (Tomczak & Godfrey, 1994).

Ao largo do SE brasileiro, em superfície, a AT ocupa as porções oceânicas e pode se estender até as porções mais externas da plataforma, dependendo do meandramento da CB, que à transporta (Castro, 1996). Já a parte mais interna da plataforma continental, é ocupada principalmente pela Água Costeira (AC), a qual apresenta uma assinatura térmica mais fria e fraca estratificação vertical devido aos processos de mistura causados pelas tensões de cisalhamento do vento e das correntes de maré, na superfície e no fundo, respectivamente (Castro, 1996). Ainda seguindo Castro (1996), a AC é resultante da mistura da descarga continental de água doce com as águas da plataforma continental. Esta pode ter também a influência de ACAS ressurgida, que lhe confere principalmente nos meses de verão, uma assinatura termal mais fria

e incremento na salinidade.

Logo, é usual assumir que o contraste de temperatura entre a AT e AC em superfície, ou AT e AC/ACAS ressurgida delimita o contraste entre o regime oceânico, dominado pela CB, e os processos de plataforma. Este contraste apresenta uma região onde ocorre um máximo local do gradiente desta propriedade termodinâmica. Esta região pode ser referida como uma *frente* da propriedade em questão. Então, este gradiente termal e também halino estabelecem uma frente que pode ser interpretada como a borda externa (ou costeira) da CB.

Halliwell & Mooers (1979,1983) foram os primeiros a usar imagens de satélite para obter uma descrição estatística da frente de uma corrente de contorno oeste, a Corrente do Golfo. Garfield (1990) através de imagens de temperatura da superfície do mar localizou e determinou a variabilidade da frente térmica da CB entre as latitudes 19° e 33 °S. Este autor construiu uma frente média para a CB, usando uma composição mais de 150 imagens, que é exibida na Figura 3.

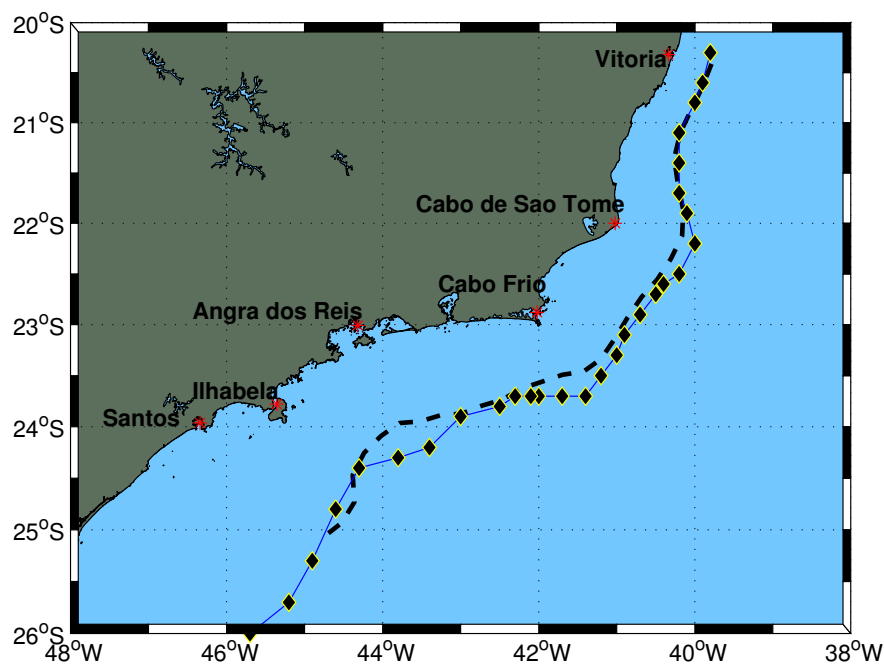


Figura 3: Posição média da Frente da CB segundo Garfield (1990) adaptado por Schmidt et al.(2006). A linha preta tracejada representa a isobata de 200 m e a linha azul e amarela a frente média da CB.

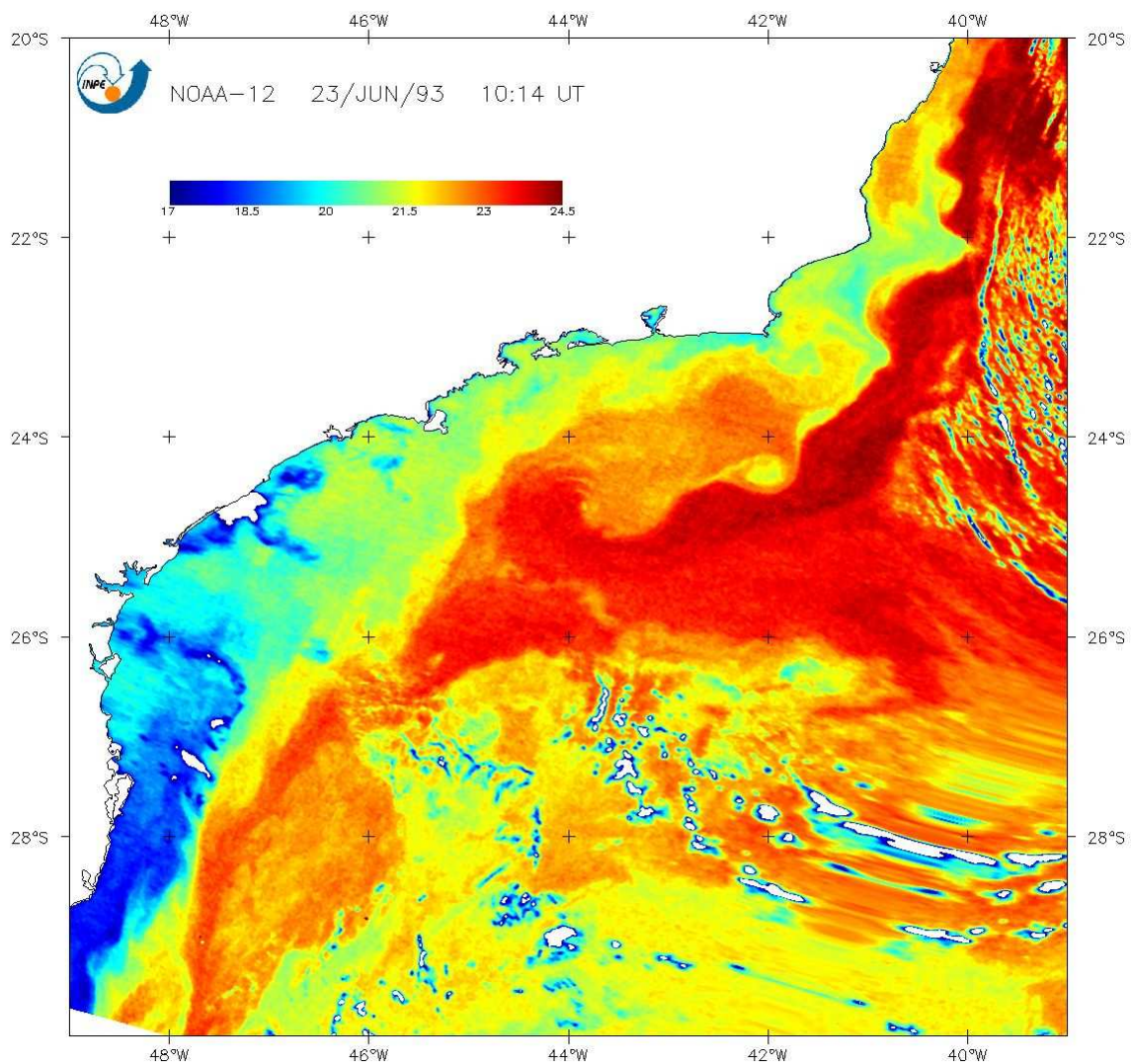


Figura 4: Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 23 de junho de 1993, ao largo do sudeste brasileiro. O contraste entre AT e as águas de origem costeira, associado à frente termal, evidencia seu padrão meandrante. Cortesia de João Antonio Lorenzetti (INPE).

O trabalho de Garfield (1990) oferece uma figura baseada num conjunto de imagens de satélite, como a apresentada na Figura 4, e portanto, verdadeiramente sinóticas que mostram uma razoável concordância entre a posição da frente termal e a isóbata de 200 m. Esta isóbata é razoavelmente próxima à profundidade da quebra da plataforma localmente estabelecida por Castro & Miranda (1998). Em contra-partida,

climatologias de temperatura convencionais, ou seja, obtidas através de conjuntos de observações *in situ* desta propriedade, apresentam padrões bastante distintos daqueles que foram obtidos por Garfield (1990). Este é o caso dos campos sazonais obtidos por Castro & Miranda (1998), exibido na Figura 5. É evidente que os padrões das isotermas revelam mais robustamente os processos de ressurgência costeira no mapa de verão (Castro, 1996) e o de penetração de águas oriundas da pluma costeira do Rio da Prata (Piola et al., 2000) no mapa de inverno. No caso da ressurgência costeira (Figura 5, painel superior), nota-se claramente o adensamento de isotermas nos entornos de Cabo Frio, estabelecendo uma frente associada a este fenômeno. Já no caso da penetração das águas frias da pluma do Rio da Prata, observa-se o padrão em forma de língua, onde os valores das isotermas crescem em direção ao norte.

No entanto, o campo de salinidade em superfície, de Castro & Miranda (1998), exibidos na Figura 6, parecem refletir mais claramente o contraste entre os regimes oceânico e costeiro. A principal evidência disto é a orientação das isohalinas praticamente paralelas às isóbatas. Em particular, notemos que os valores maiores que 36 coincidem com a isóbata de 200 m e se aproximam da posição da frente térmica de Garfield (1990). Em dados históricos, o campo de salinidade parece permitir uma melhor delimitação da borda costeira da CB que o campo de temperatura.

A climatologia de Castro & Miranda (1998) foi baseada em dados da Marinha do Brasil e foi formulada essencialmente para a porção costeira do SE brasileiro. Uma questão que se estabelece é explicar o porquê das diferenças nos padrões de frente termal da CB estimadas entre climatologias de dados oriundos de satélites e outros coletados *in situ*. Outra questão seria como obter o padrão da frente termal da CB a partir de climatologias de dados T-S que envolvam também a região oceânica, onde se espera uma resolução espacial mais pobre sobre a plataforma. Talvez exista um vínculo entre as duas questões, que devem ser unificadas na busca pela posição climatológica da borda externa da CB em superfície ou dentro da camada de mistura.

Os resultados sinóticos de Gonçalves (1993), obtidos a partir dos dados da primeira campanha (janeiro e fevereiro de 1993) do Projeto COROAS - Circulação Oceânica na Região Oeste do Atlântico Sul (Figura 7), oferecem um cenário de feições oceanográficas bastante rico em estrutura quando comparado com o climatológico.

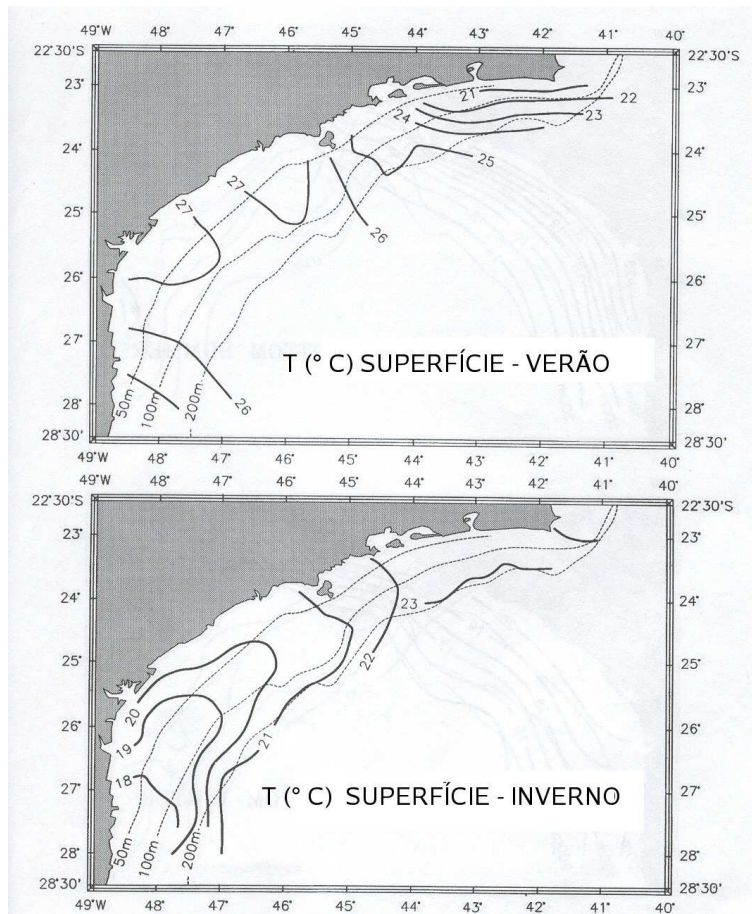


Figura 5: Campo médio de temperatura em superfície obtidos a partir de dados hidrográficos históricos: verão (painel superior) e inverno (painel inferior). Extraído de Castro & Miranda (1998).

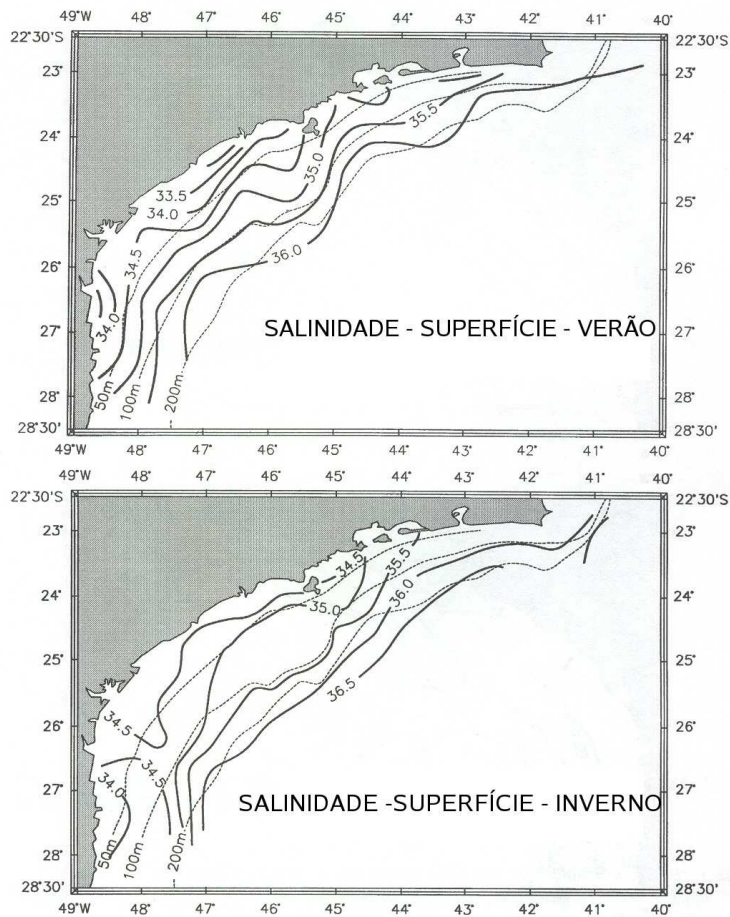


Figura 6: Campo médio de salinidade em superfície obtidos a partir de dados hidrográficos históricos: verão (painel superior) e inverno (painel inferior). Extraído de Castro & Miranda (1998).

Seus resultados estão exibidos nas Figuras 8 e 9. As frentes térmica e halina, no nível de 100 m (Figura 9), são robustas, enquanto que dentro da camada de mistura (Figura 8), são mais amplas e difusas. Há evidência de um vórtice frontal, isto é, um vórtice associado a um dos lados da corrente, na região da piconclina que se estende entre 25° e 26°S. Com a presença deste vórtice, a frente se deslocou para oceano aberto. Podemos observar que dentro da camada de mistura, as frentes termal e halina posicionam-se entre as isóbatas de 100 e 200 m. No entanto, na profundidade de 100 m, estas frentes deslocam-se para a região entre as isóbatas de 200 e 1000 m.

A revisão dos artigos apresentada nesta seção parece sugerir comportamentos diferentes entre as frentes sinóticas e climatológicas. Percebemos que há escassez na literatura de informações da relação entre as frentes termal e halina e a de velocidades geostróficas.

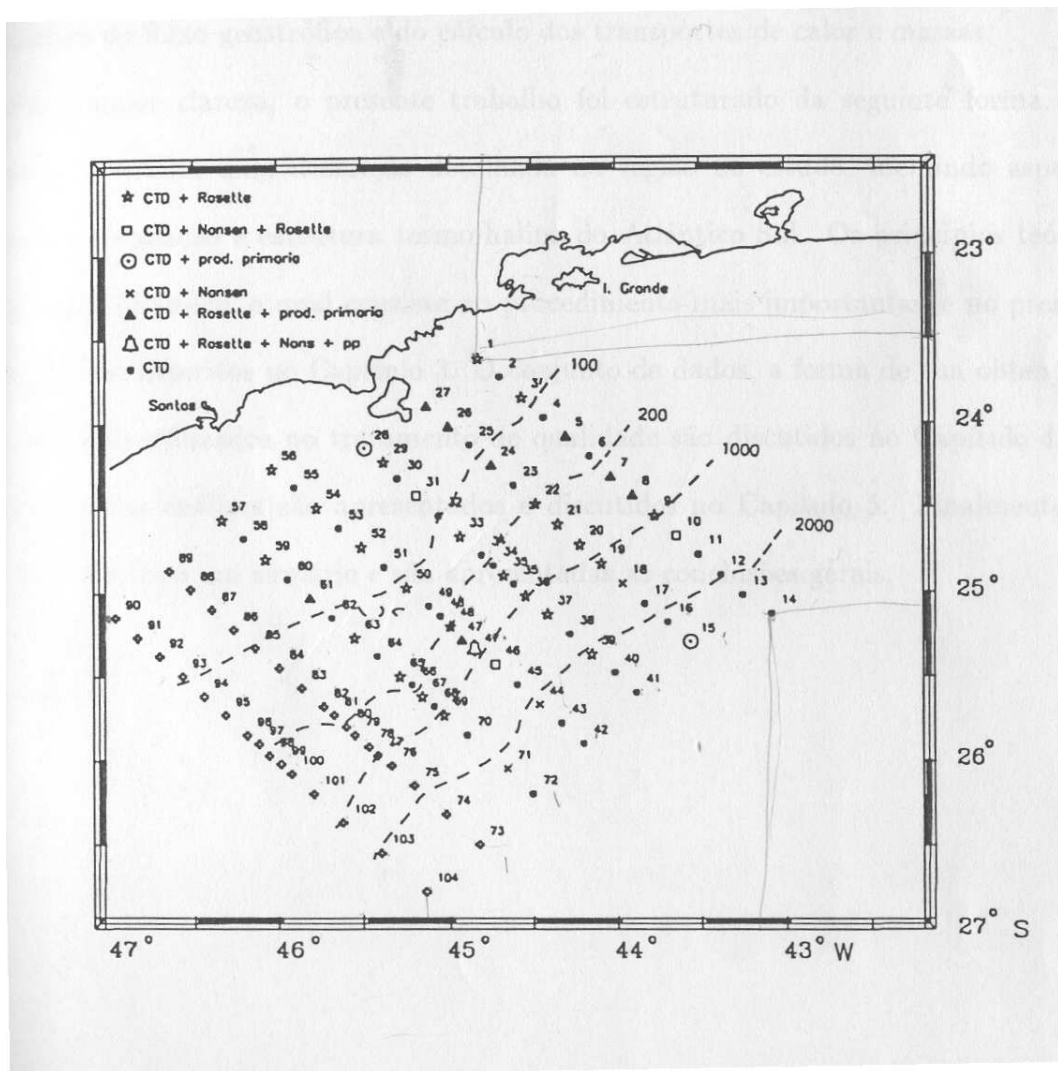


Figura 7: Região amostrada durante o Projeto COROAS - Grade de meso-escala. De acordo com Gonçalves (1993).

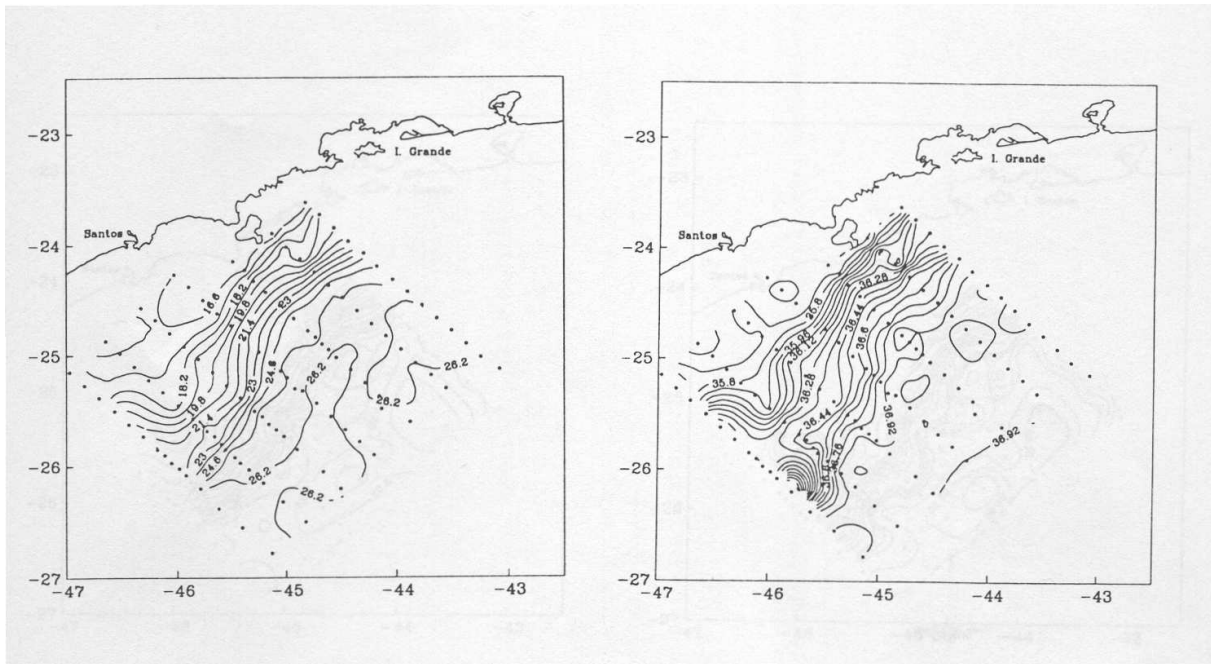


Figura 8: Isolinhas horizontais das distribuições de temperatura (painel da esquerda) e salinidade (painel da direita) a 25 m de profundidade (Gonçalves, 1993).

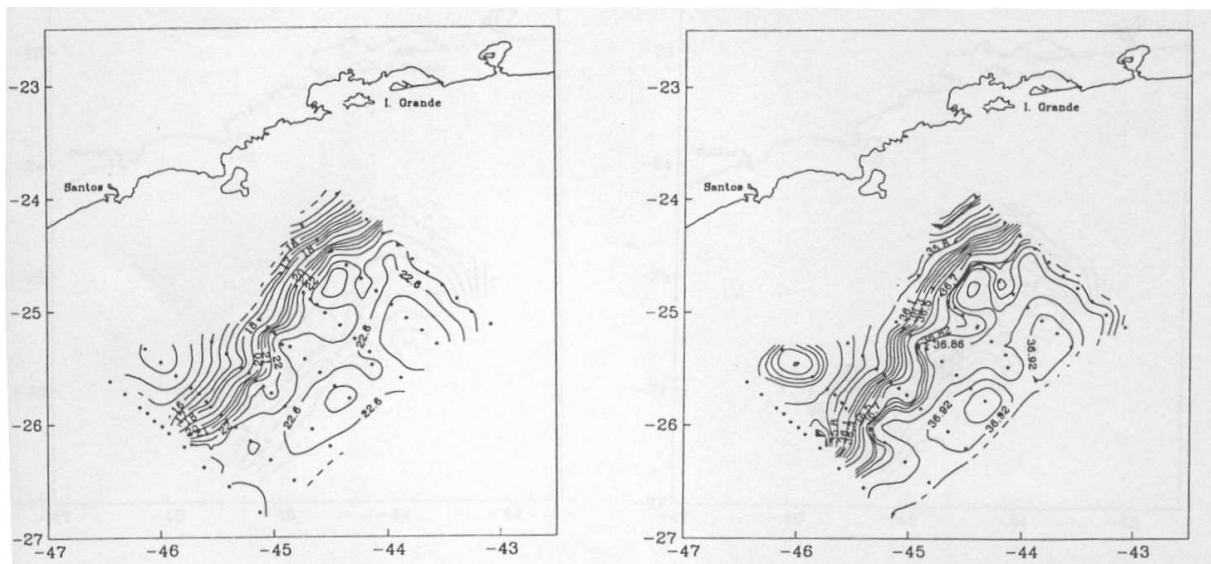


Figura 9: Isolinhas horizontais das distribuições de temperatura (painel da esquerda) e salinidade (painel da direita) a 100 m de profundidade (Gonçalves, 1993).

2 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal determinar a posição climatológica das frentes costeira e do núcleo de velocidades da CB através do mapeamento de campos climatológicos de temperatura (T), salinidade (S), de anomalia da densidade potencial (σ_θ) e de função de corrente geostrófica (ψ) a partir do conjunto de dados de Boyer et al. (2005).

Para tal, também são estabelecidos dois objetivos específicos:

- Descrever os padrões das frentes térmica, halina e de velocidades geostróficas da CB anual e nos meses de verão e inverno; e
- Comparar os resultados da climatologia das frentes térmicas inferidas pela análise da climatologia oceânica de Boyer et al. (2005) com aquele de imagens de satélite presentes na literatura.

3 Conjunto de Dados

A climatologia utilizada neste trabalho se refere aos campos médios de Temperatura e de Salinidade calculados por Boyer et al. (2005) para uma grade $0,25^\circ$. Estes campos foram obtidos pelos referidos autores a partir dos dados de *World Ocean Database 2001* utilizando técnicas de análise objetiva. Os campos anuais e sazonais são calculados em níveis padrão da superfície a 5500 m enquanto que os campos mensais são calculados em níveis padrão da superfície a 1500 m. A climatologia de Boyer et al. (2005) é parte do conjunto de atualizações sucessivas e constantes no *Climatological Atlas of the World Ocean*, originalmente desenvolvido por Levitus (1982).

4 Metodologia

Para alcançar os objetivos propostos neste trabalho, apresentaremos nesta seção a metodologia empregada para a elaboração de campos termohalinos e de função de corrente geostrófica (ψ). Para a interpolação dos campos, foi confeccionada uma grade curvilínea, apresentada na Figura 10, que se caracteriza por uma resolução de 50 x 80 pontos espaçados 10 km, em média. O desvio de ortogonalidade das células da grade foi calculado e os valores não ultrapassam 8° .

A metodologia é dividida em duas etapas: uma para a construção dos campos termohalinos e outra para os campos de ψ . T e S são mapeados diretamente do conjunto de dados. Enquanto ψ é oriundo de cálculos dinâmicos a partir das propriedades T e S.

4.1 Construção dos Campos

4.1.1 Os Campos de Temperatura, Salinidade e Anomalia de Densidade Potencial

Os campos de T e S foram obtidos diretamente do conjunto de dados de Boyer et al. (2005). Os campos de anomalia de densidade potencial σ_θ foram inferidos pela

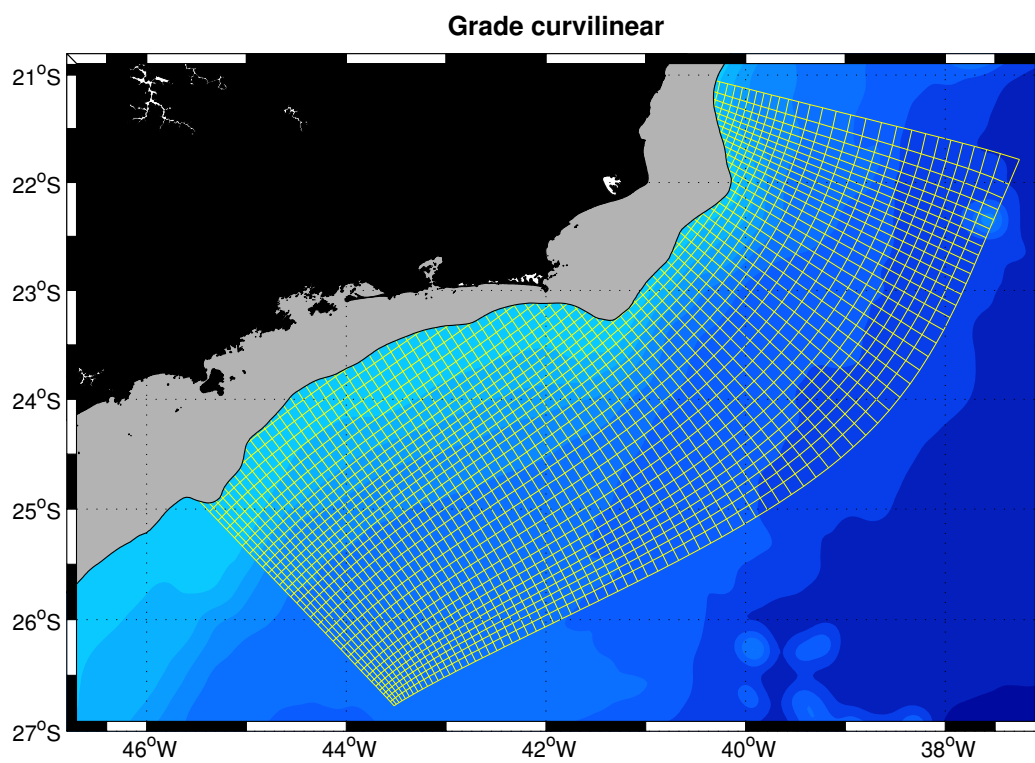


Figura 10: Grade curvilínea utilizada para a interpolação dos campos de T , S , σ_θ e ψ . Utilizamos a isóbata de 100 m para a confecção da máscara cinza.

Equação de Estado da Água do Mar (UNESCO, 1980).

Na construção dos campos horizontais de T e S, utilizamos uma técnica de interpolação referida na literatura como Análise Objetiva (AO). A AO é baseada no Teorema de Gauss-Markov. A partir desta técnica, podemos também obter mapas de erro através de estimativas de erro médio quadrático de variáveis físicas como T e S, por exemplo. A AO é um estimador linear que depende da função de correlação entre as observações (Bretherton et al., 1976). No presente trabalho, a função de correlação é aproximada arbitrariamente por uma forma gaussiana e isotrópica, que segue Silveira et al. (2000). Esta é dada por

$$C(r) = (1 - \epsilon^2)e^{-\frac{r^2}{lc^2}}, \quad (1)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial entre as observações, lc é o comprimento de correlação horizontal e ϵ^2 é a variância do erro amostral.

Os parâmetros de lc e erro foram os mesmos empregados por Mattos (2006) com sucesso para a mesma região da costa brasileira, que são $lc = 162,7 \text{ km} = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,05$.

Os parâmetros de ajuste da função de correlação conferiram erros de interpolação de, em média, 7%, apresentados na Figura 11. Isso indica que é possível conciliar a resolução das estruturas com a confiabilidade da interpolação.

4.1.2 Os Campos de Função de Corrente Geostrófica

Como é de interesse do trabalho realizar o mapeamento de ψ , é apresentada na Equação (2) o balanço geostrófico, que consiste no balanço entre a força de Coriolis e a força do gradiente de pressão, obtida através da simplificação da equação do movimento para as escalas de escoamento aqui estudado. Ou seja,

$$f_0 u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad e \quad -f_0 v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (2)$$

onde f_0 é o valor médio do parâmetro de Coriolis na área de estudo.

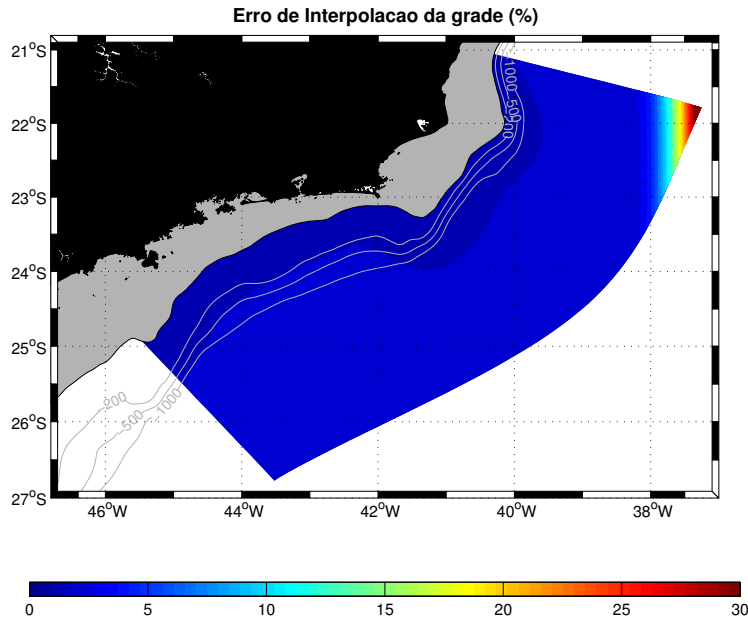


Figura 11: Mapa de erro de interpolação de grade dos campos de T , S , σ_θ e ψ (%).

Entretanto, na prática, para calcular as velocidades geostróficas, é conveniente que se introduza o conceito de anomalia do geopotencial ($\Delta\Phi$), que por definição, é o trabalho por unidade de volume da água do mar ao se deslocar da pressão p_o para p . A expressão matemática desta grandeza é dada por,

$$\Delta\Phi = \int_{p_o}^p \delta dp \quad (3)$$

onde δ é a anomalia do volume específico, que pode ser obtida a partir dos dados de T e S . Podemos, então, partindo das componentes do movimento geostrófico definir como

$$u = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta\Phi}{\partial y} \quad e \quad v = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta\Phi}{\partial x}. \quad (4)$$

Como o movimento é não divergente horizontalmente no plano f , ou seja,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (5)$$

no intento o campo de velocidades pode ser representado por um vetor velocidade \vec{v} tangente à uma linha de corrente ψ .

Dessa forma, as componentes u e v da velocidade podem ser representadas por:

$$u = -\frac{\partial\psi}{\partial y} \quad e \quad v = \frac{\partial\psi}{\partial x}. \quad (6)$$

Com isso, combinando as Equações (4) e (6), obtemos a definição de ψ dada por

$$\psi = \frac{\Delta\Phi}{f_0}. \quad (7)$$

Com o parâmetro de Coriolis considerado constante, o campo de geopotencial pode ser considerado como campo de função de corrente, isto é, suas isolinhas coincidem com as linhas de corrente do movimento baroclínico geostrófico relativo ao nível p_0 . O nível de referência adotado neste trabalho para a região investigada foi o de 480 dbar, de acordo com Godoi (2005). A autora determinou este nível, utilizando argumentos dinâmicos e termodinâmicos, baseada nos Teoremas de Stokman, através do qual pode-se estabelecer a interface isopicnal entre a ACAS e AIA.

Nas estações que não atingiram o nível de referência, utilizamos o método de extrapolação descrito por Reid & Mantyla (1976), o qual extrapola os valores de anomalia do geopotencial calculada a partir de T e S.

Para obtenção dos mapas de ψ , a AO também foi utilizada considerando a mesma função e parâmetros de correlação apresentados na seção 4.1.1. A Figura 11, portanto, também representa o mapa de erros de interpolação para ψ .

No entanto, como ψ se trata de uma quantidade dinâmica, é necessário que a equação da continuidade seja respeitada estritamente próxima à costa no mapeamento. Para isso foi empregada a condição de contorno de Dirichlet. Essa condição impõe um valor constante de ψ ao longo da isóbata de 100 m, assumida como o limite costeiro da sistema oceânico dominado pela CB (Godoi, 2005).

5 Resultados e Discussão

5.1 Distribuições Horizontais de Temperatura, Salinidade e Anomalia de Densidade Potencial

Como esse trabalho está calcado na estrutura termohalina e, conseqüentemente, na estrutura de massa, a seguir são apresentadas as distribuições horizontais de temperatura T , salinidade S e anomalia de densidade potencial σ_θ obtidas a partir de dados climatológicos anuais e sazonais.

A título de descrever os campos hidrográficos no domínio da CB (0-500 m, aproximadamente), escolhemos mapear as profundidades de 0 m (Figuras 12,13, 14), 50 m (Figuras 15,16 e 17), 100 m (Figuras 18,19 e 20), 200 m (Figuras 21,22 e 23) e 300 m (Figuras 24,25 e 26), nas propriedades T , S e σ_θ , respectivamente para cada conjunto de figuras.

Os maiores valores de temperatura e salinidade, nas médias anuais, foram obtidos em superfície, 26,7°C e 37,2 (Figuras 12 e 13), respectivamente. Observamos que os padrões anuais de superfície demarcam as características similares às observadas pelos campos climatológicos de verão de Castro & Miranda (1998) sobre a plataforma continental, exibidos nas Figuras 5 e 6. O sinal mais baixo de temperatura circunda Cabo Frio e está provavelmente associado ao fenômeno da ressurgência costeira. Já o campo de salinidade, apresenta uma distribuição acompanhando a batimetria.

Há gradientes de temperatura bastante mais robustos em 50 m (Figura 15). Esta variação de temperatura passa a adquirir um padrão semelhante ao da salinidade em superfície.

No nível de 100 m (Figuras 18 e 19), nota-se ainda o domínio da AT além da isóbata de 200 m, corroborando às informações de Castro (1996). Já a porção correspondente à plataforma é dominada pela ACAS.

De acordo com os critérios de massas de água, em 200 m a temperatura apresenta valores menores que 20°C (Figura 21) e salinidades inferiores a 36.4 (Figura 22), indicando basicamente a presença da ACAS. O mesmo pode ser dito a cerca das distribuições em 300 m (Figuras 24 e 25).

Os maiores valores de σ_θ , obviamente, são encontrados no nível de maior profundidade analisado: em 300m (Figura 26), onde a variação de temperatura é pequena e a salinidade exerce maior influência no valor de σ_θ .

Para identificarmos a frente climatológica de cada propriedade mapeada, observamos a área onde ocorre um razoável adensamento das isolinhas, e desta forma conseguimos inferir a cerca da localização das frentes. Por exemplo, na Figura 15, painel superior, observamos o adensamento das isotermas na região próxima à isóbata de 200 m. Esta região, de 100 km aproximadamente, apresenta uma variação de 6°C. Assim, a posição central da frente termal, nesta figura, é representada pela isoterma de 21°C, que aproximadamente coincide com a região de máximo gradiente. Entretanto, em 50 m, estamos dentro da camada de mistura e variações sazonais são relevantes. A Tabela 1 resume as estruturas das frentes anuais, de verão e de inverno obtidos.

De acordo com os campos de temperatura em superfície, notamos que não há assinatura da frente termal da CB a 0 m na forma daquela observada sinoticamente por imagens TSM-AVHRR.

Acreditamos que não haja um sinal robusto da frente térmica em superfície por se tratar de uma climatologia, que além de trazer um natural suavizamento dos campos, apresenta resolução pobre na região costeira, minimizando o contraste térmico entre os domínios costeiro e oceânico.

Nas profundidades de 50 e 100 m, nos entornos da base da camada de mistura, esta frente se torna mais evidente e posicionada próximo à quebra da plataforma continental. Nos níveis de 200 e 300 m, a frente se desloca para além da isóbata de 1000 m.

Aparentemente não conseguimos observar variações entre os meses de verão e inverno na posição climatológica da frente térmica e halina.

Tabela 1: Características das frentes de T, S, σ_θ e ψ

Frentes	largura (km)	valor central	período
T (50 m)	100	21°C	anual
T (50 m)	100	21°C	verão
T (50 m)	100	21°C	inverno
T (100 m)	100	19°C	anual
T (100 m)	100	19°C	verão
T (100 m)	100	19°C	inverno
T (200 m)	50	16,5°C	anual
T (200 m)	50	16,5°C	verão
T (200 m)	50	16,5°C	inverno
S (50 m)	120	36,4	anual
S (50 m)	120	36,2	verão
S (50 m)	150	36,4	inverno
S (100 m)	100	36	anual
S (100 m)	120	36	verão
S (100 m)	120	36,1	inverno
S (200 m)	50	35,7	anual
S (200 m)	80	35,7	verão
S (200 m)	50	35,7	inverno
σ_θ (50 m)	120	25,5 km m ⁻³	verão
σ_θ (50 m)	100	25,5 km m ⁻³	inverno
σ_θ (100 m)	100	26 km m ⁻³	verão
σ_θ (100 m)	100	26 km m ⁻³	inverno
σ_θ (200 m)	80	26,2 km m ⁻³	verão
σ_θ (200 m)	80	26,2 km m ⁻³	inverno
ψ (50 m)	80	-2×10 ³ m ² s ⁻¹	anual
ψ (100 m)	80	-3,5×10 ³ m ² s ⁻¹	anual
ψ (200 m)	60	-3,5×10 ³ m ² s ⁻¹	anual

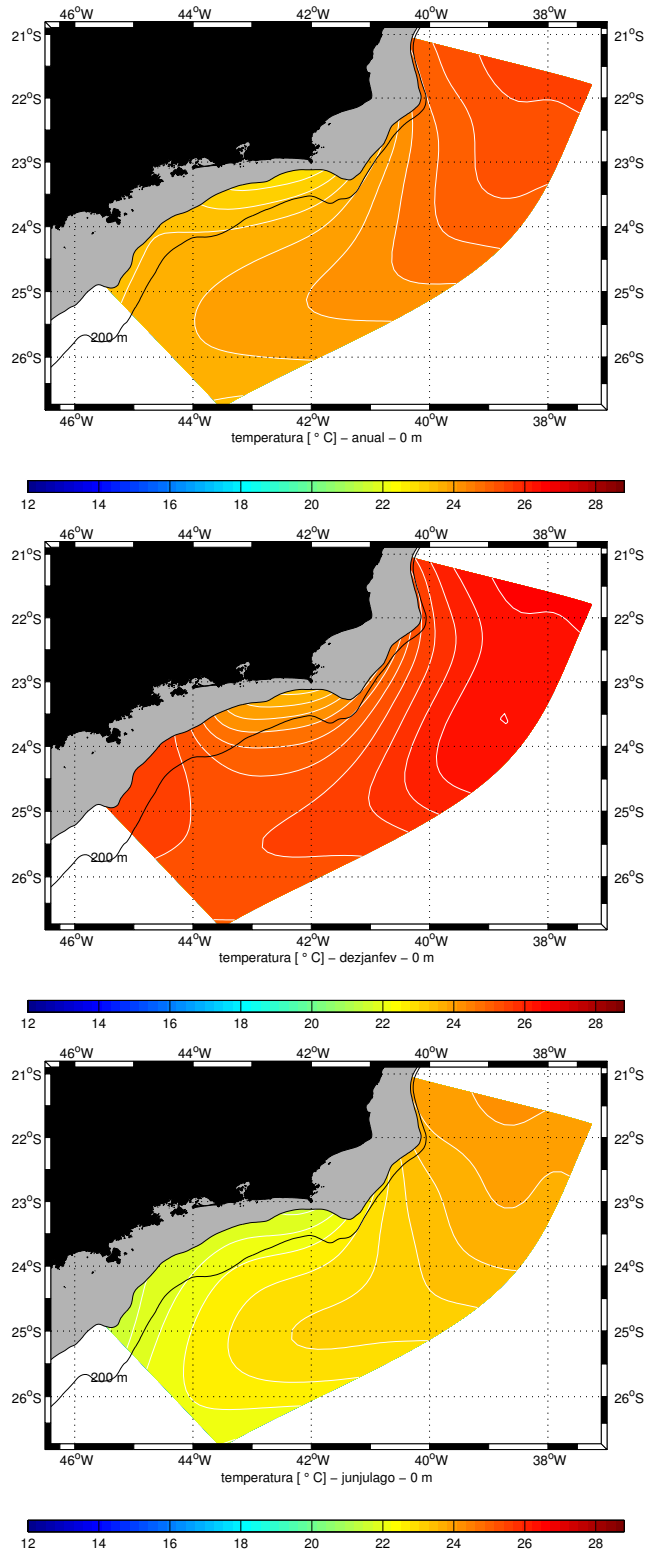


Figura 12: Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

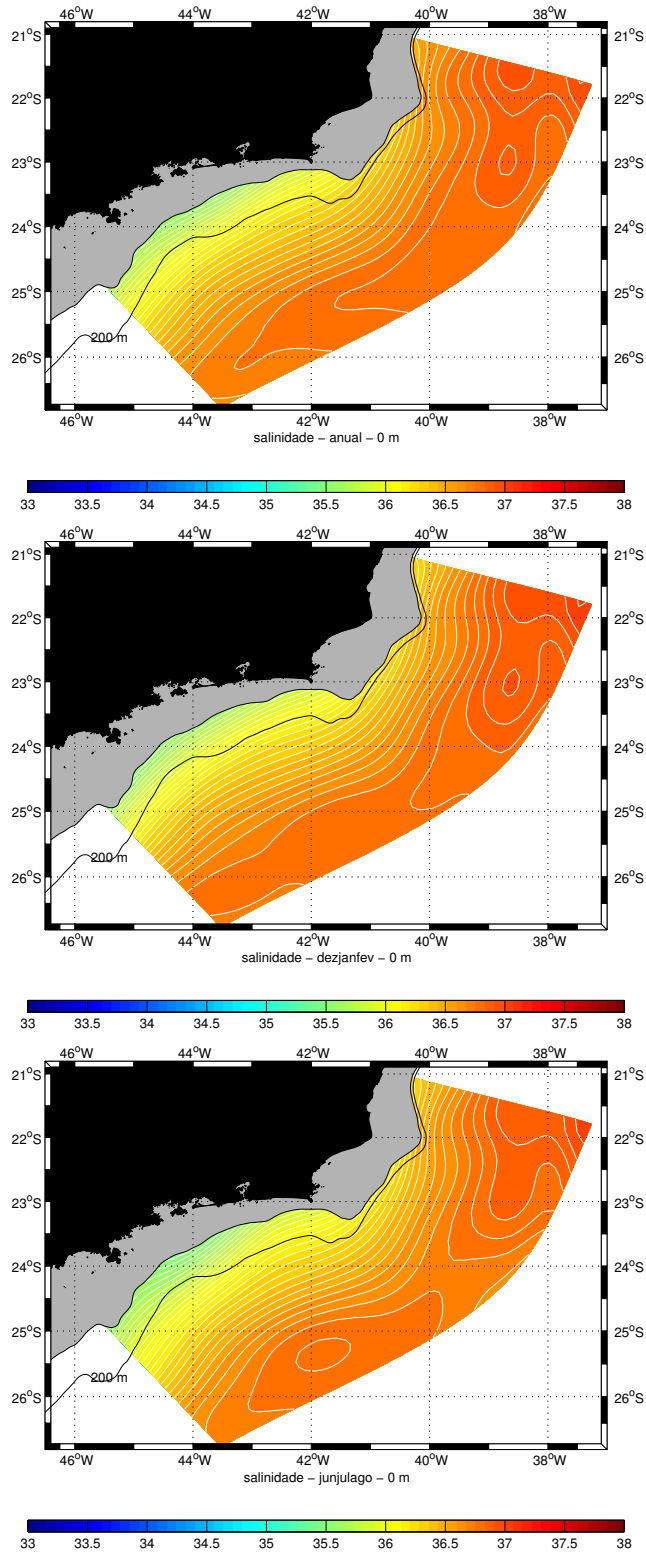


Figura 13: Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

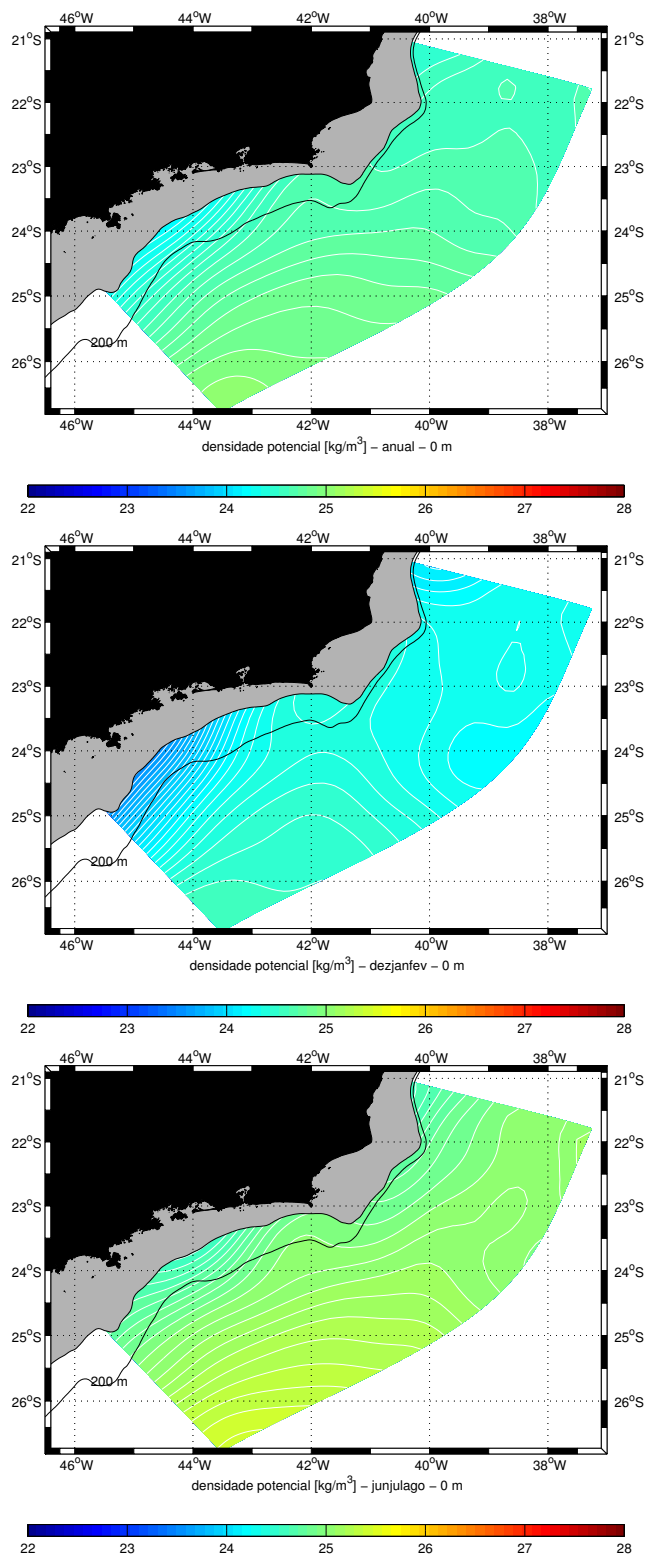


Figura 14: Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

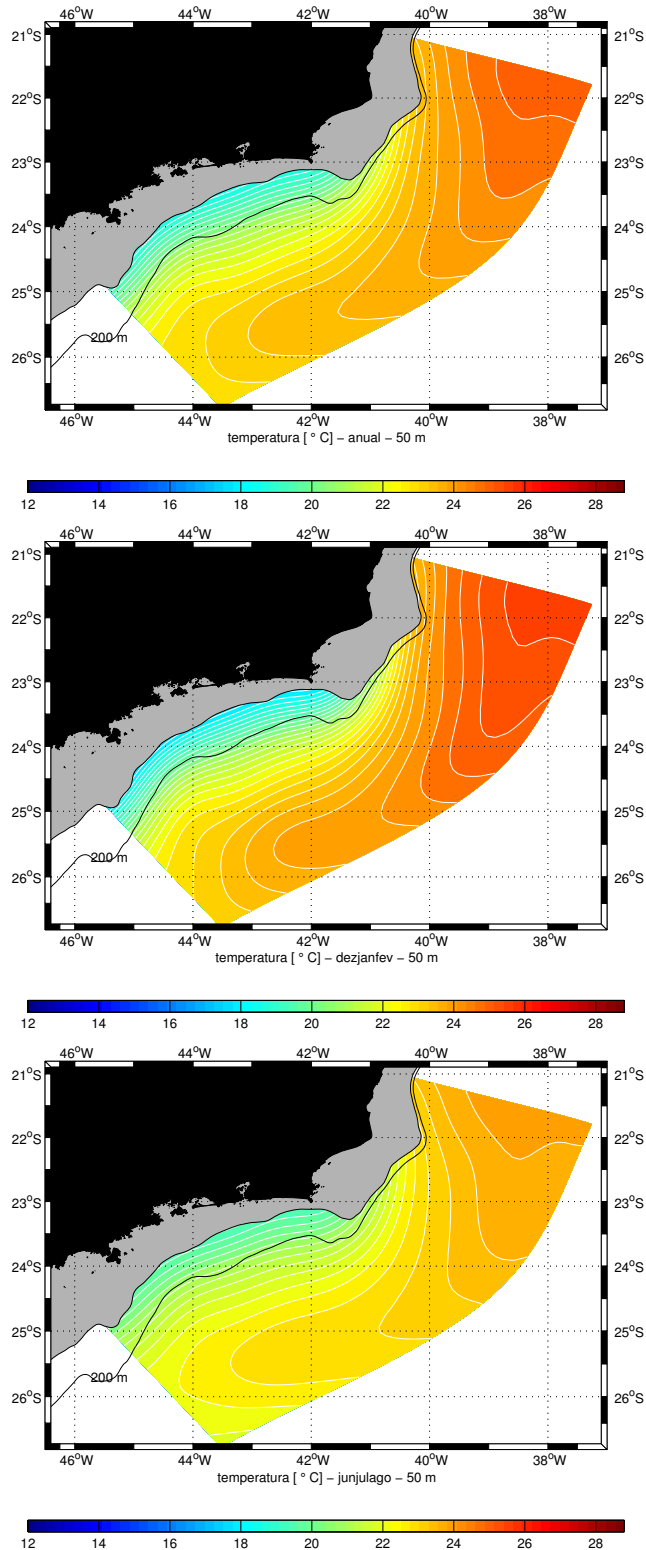


Figura 15: Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

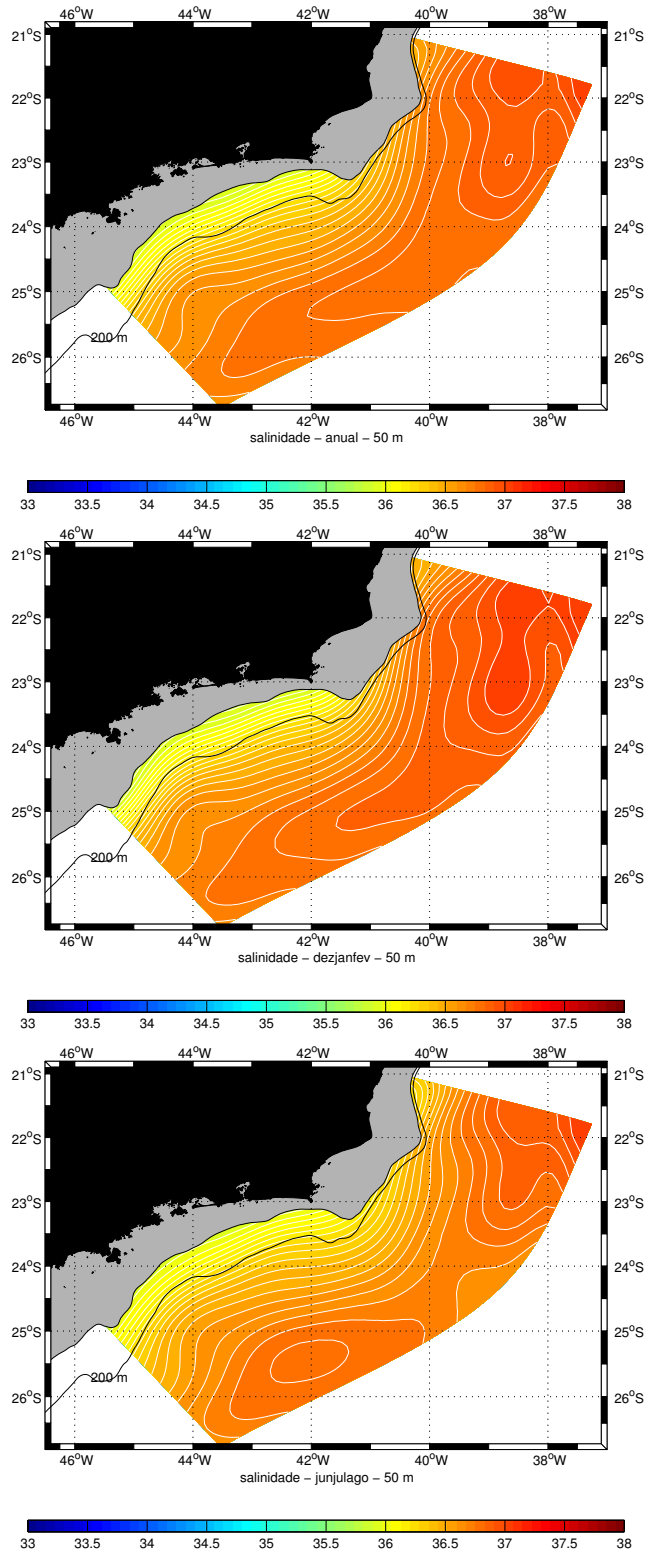


Figura 16: Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

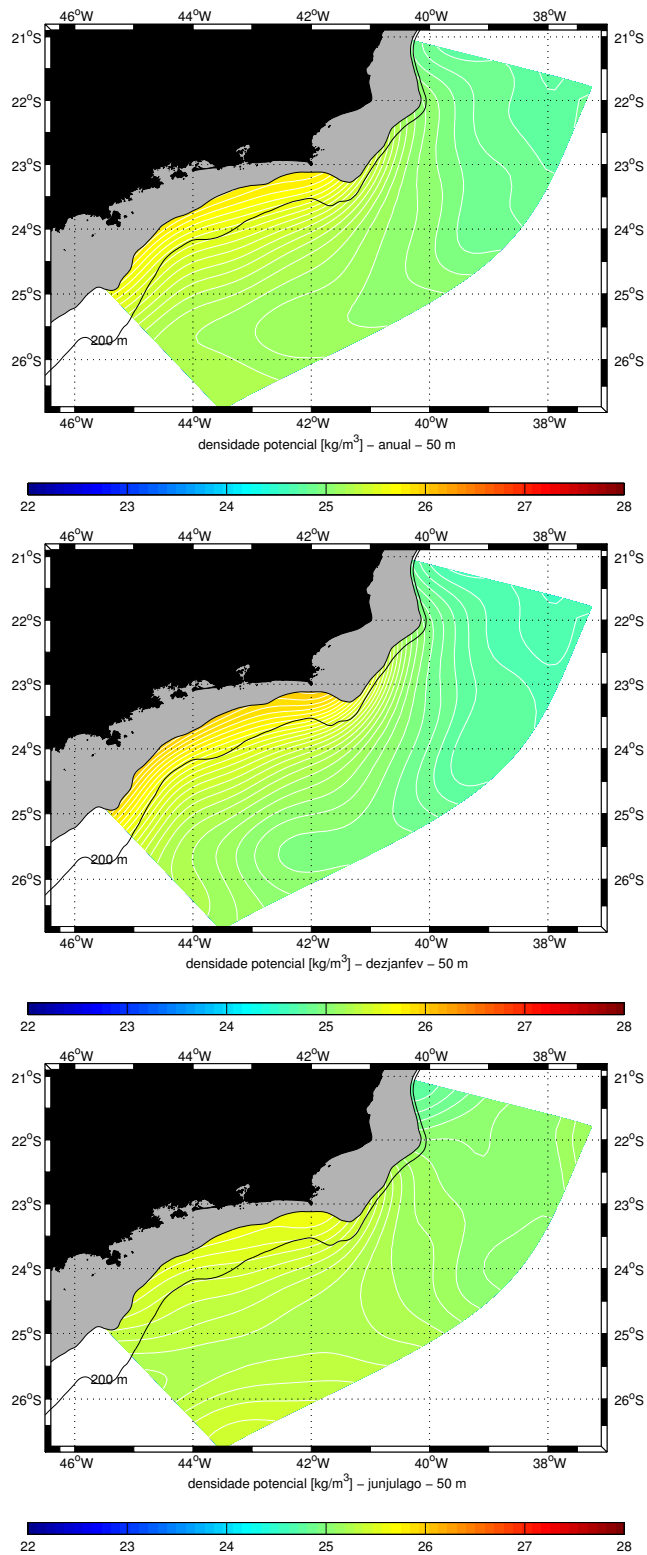


Figura 17: Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

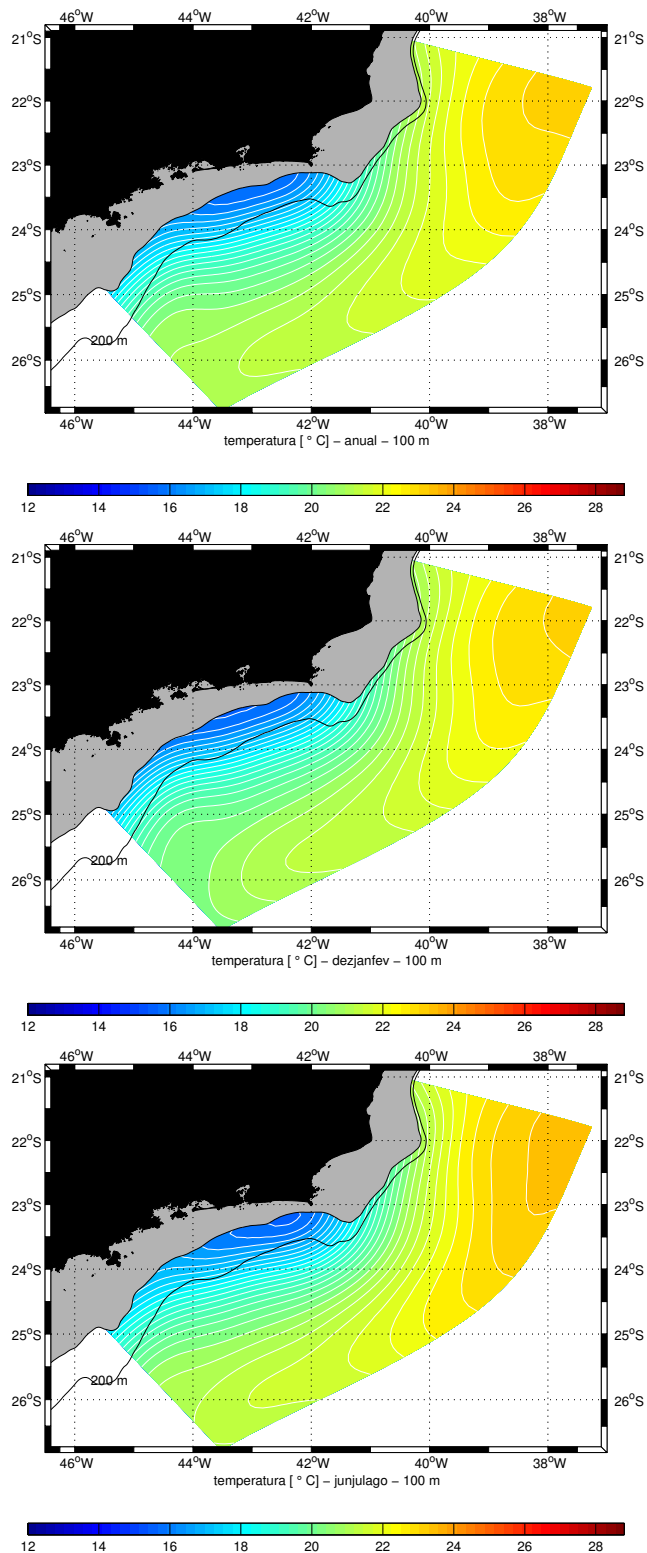


Figura 18: Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

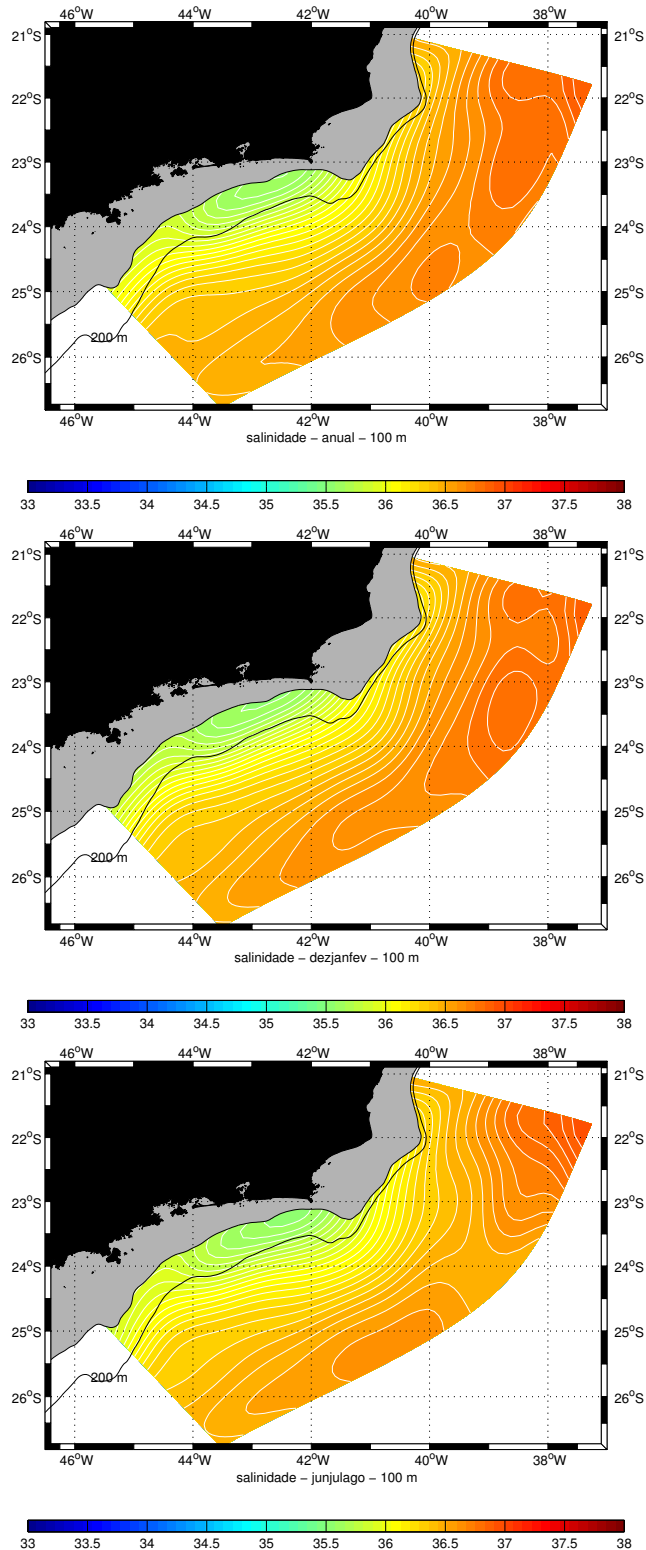


Figura 19: Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

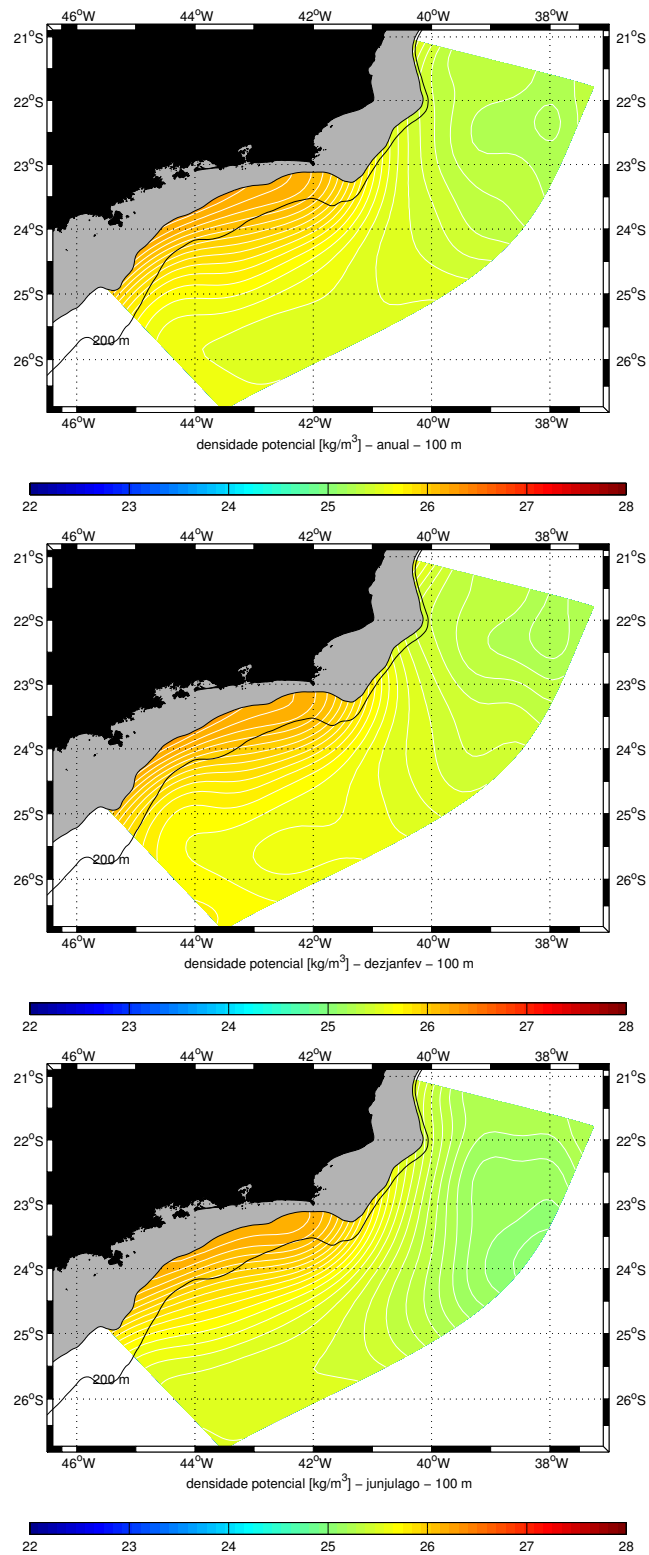


Figura 20: Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

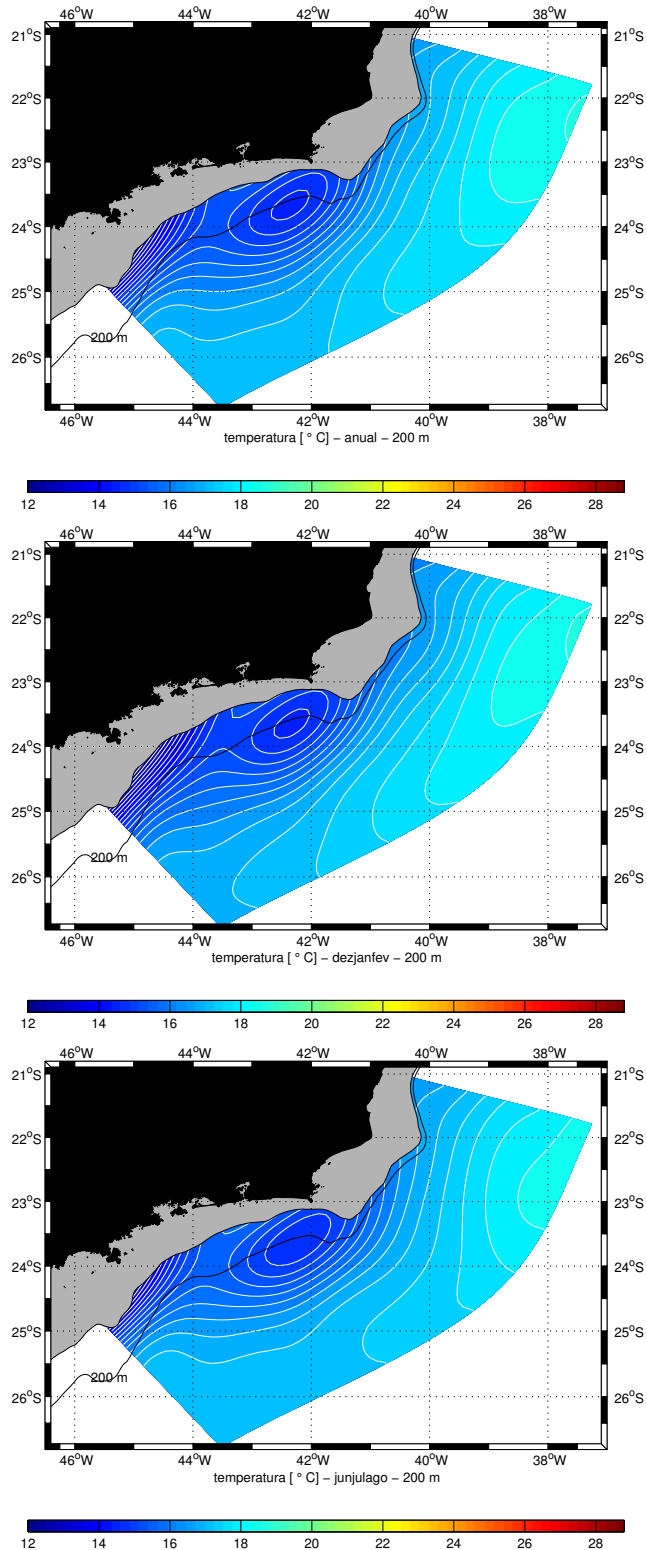


Figura 21: Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

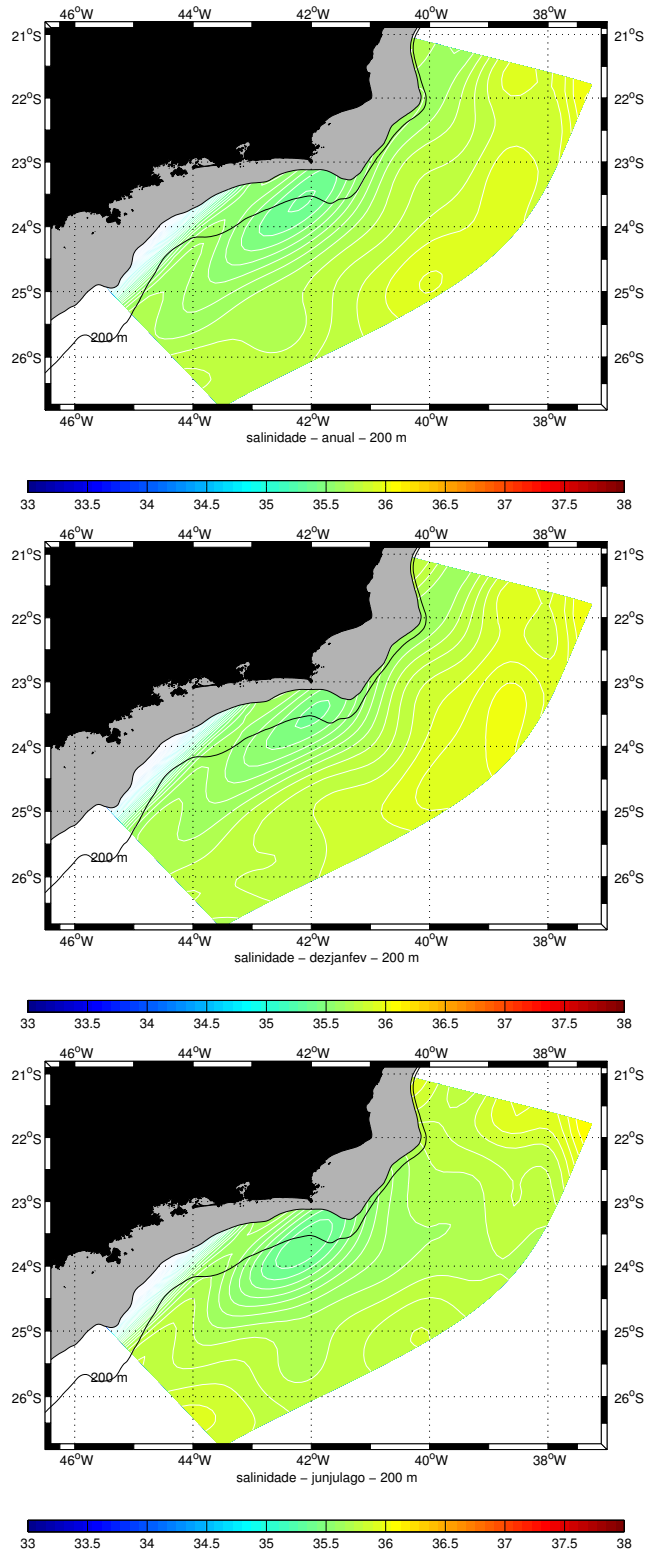


Figura 22: Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

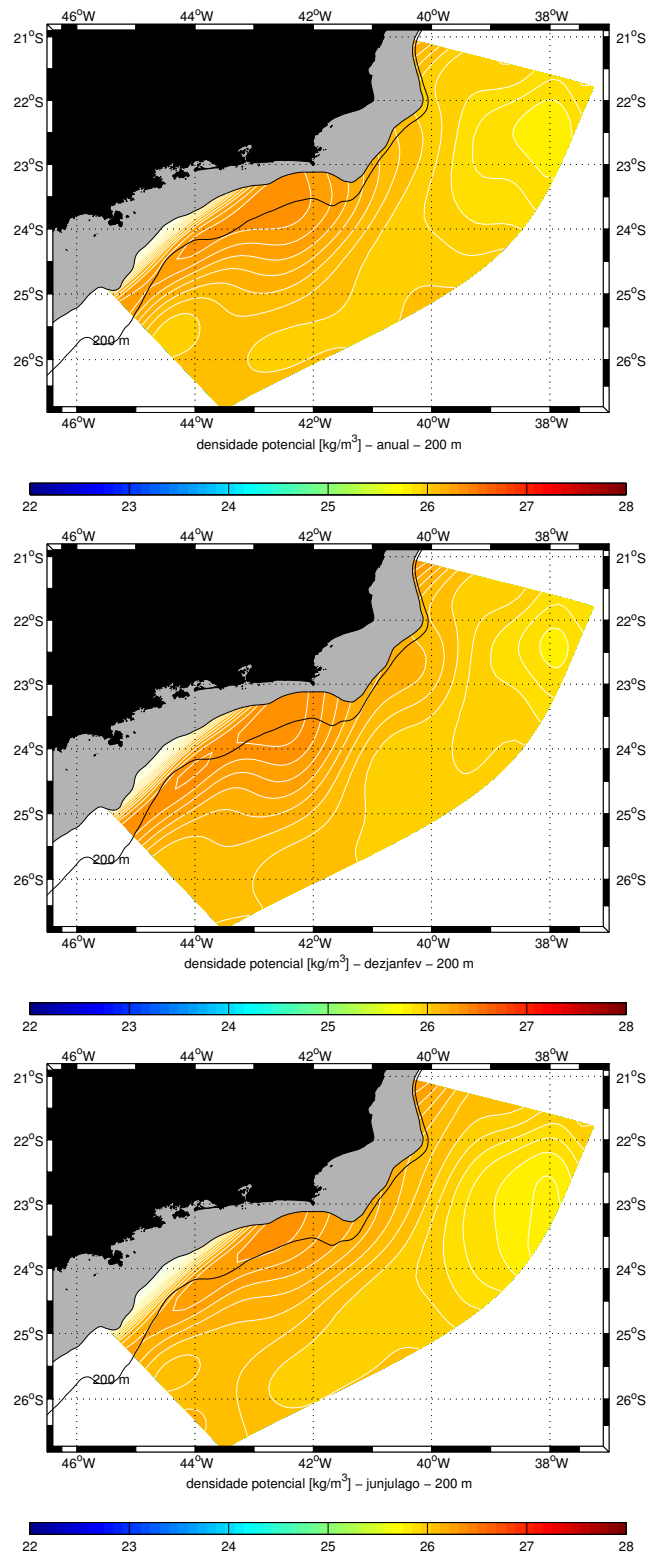


Figura 23: Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

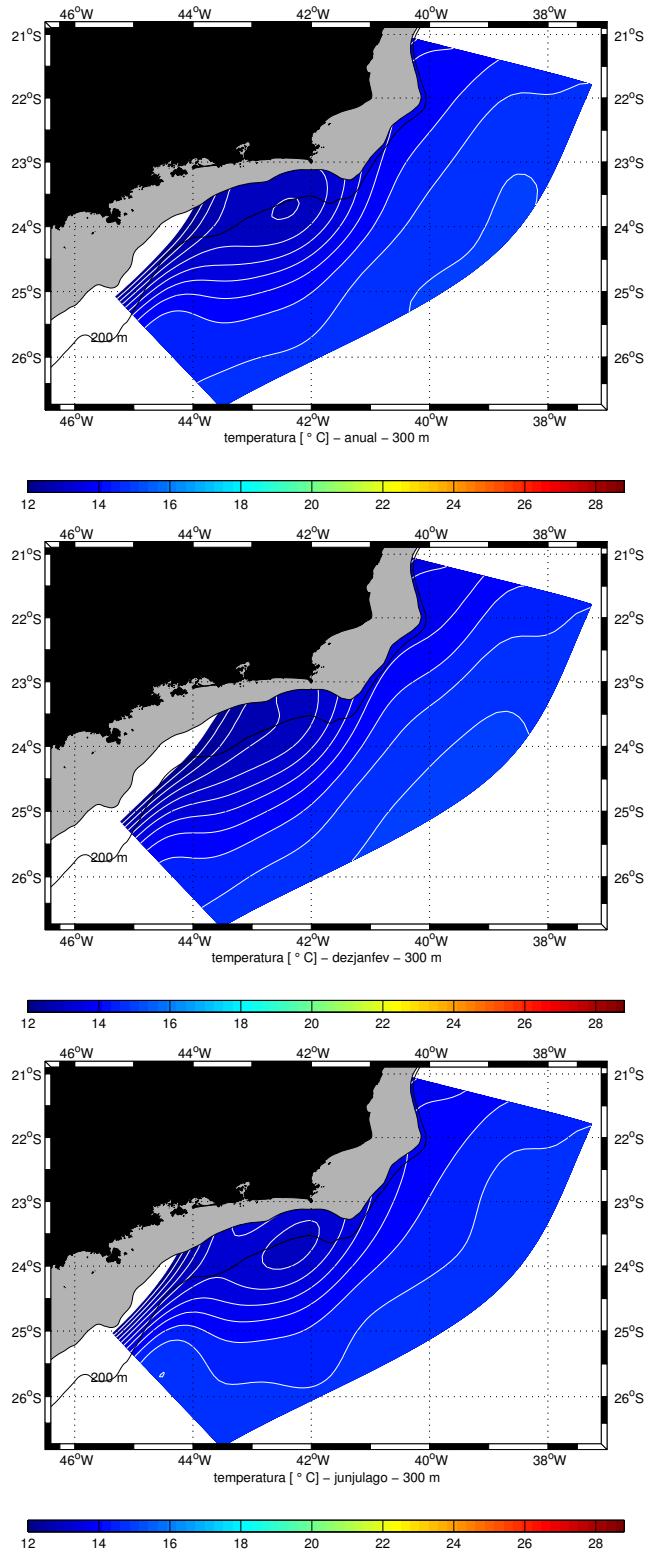


Figura 24: Distribuição horizontal de temperatura para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

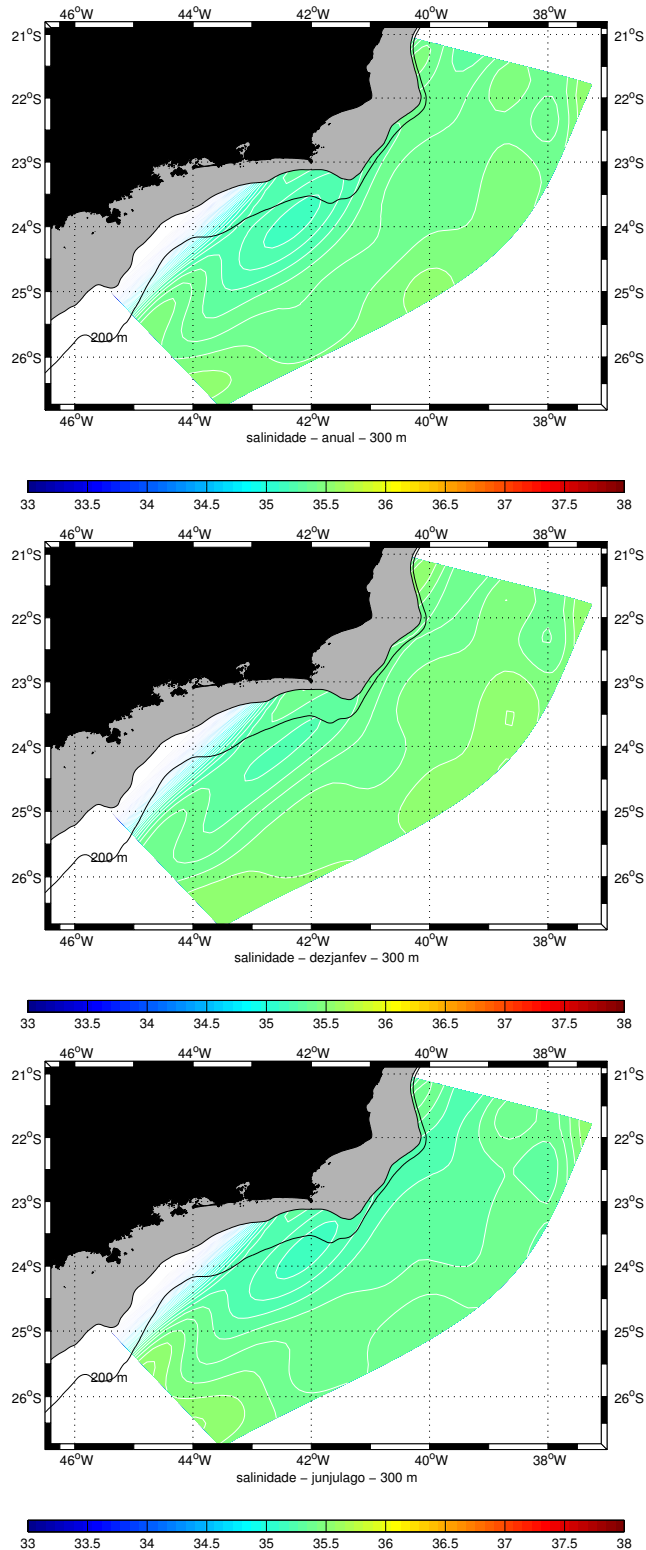


Figura 25: Distribuição horizontal de salinidade para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

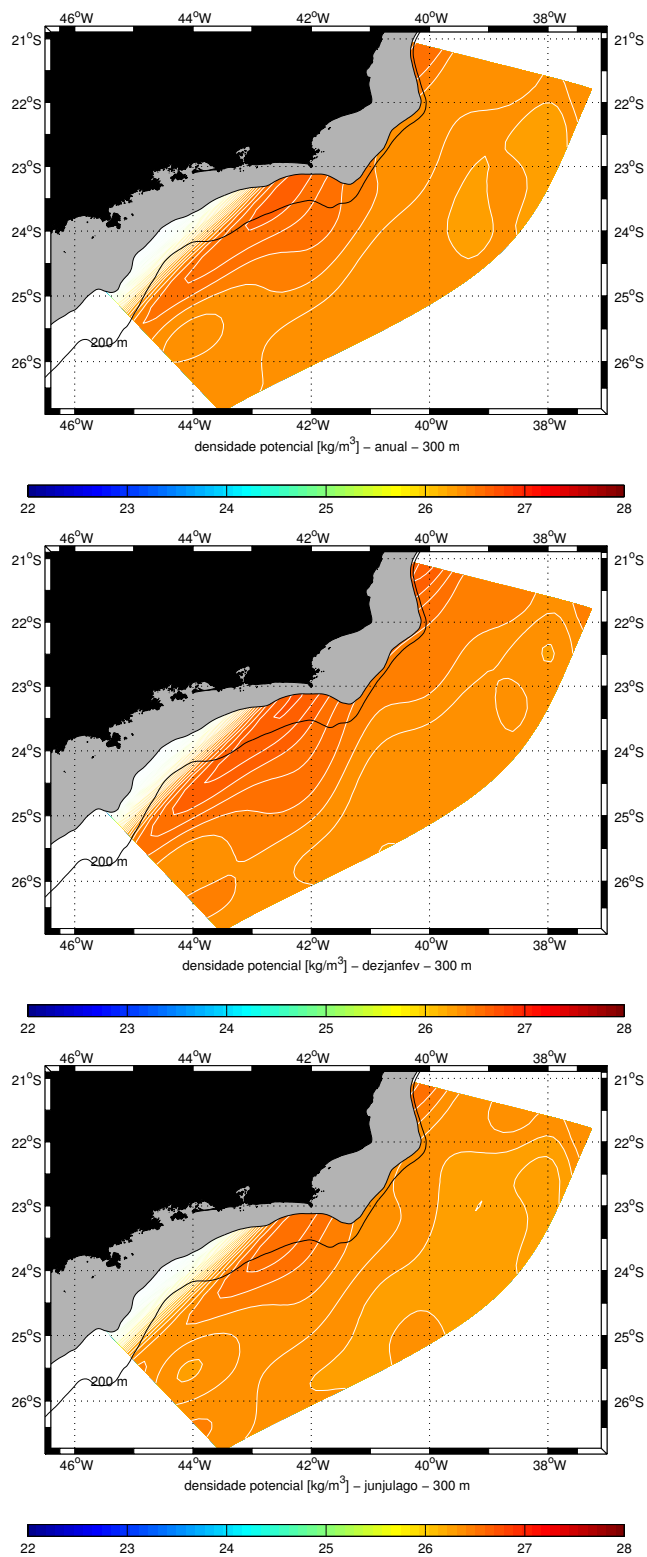


Figura 26: Distribuição horizontal de anomalia de densidade potencial para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior). A linha preta representa a isóbata de 200 m.

Para melhor investigarmos as diferenças entre estas duas estações, comparamos a posição média estimada das frentes termal, halina e de anomalia da densidade potencial, como mostram as Figuras 27, 28 e 29, para as profundidades de 50, 100 e 200 m.

No nível de 50 m, as frentes termal e de σ_θ coincidem, enquanto que a posição da frente halina no verão e inverno apresenta uma pequena variação, porém ficando sempre nas proximidades da quebra de plataforma. Em 100 m, somente a frente termal é coincidente. As frentes halina e de σ_θ apresentam pequenas variações nos entornos da isóbata de 1000 m. Na profundidade de 200 m, as frentes termal e de σ_θ coincidem, enquanto que a posição da frente halina apresenta pequena variação. Podemos notar que fora da camada de mistura, as frentes de T, S e σ_θ deslocam-se para oceano aberto. Este resultado coincide com o apresentado por Gonçalves (1993) e exibido nas Figuras 8 e 9.

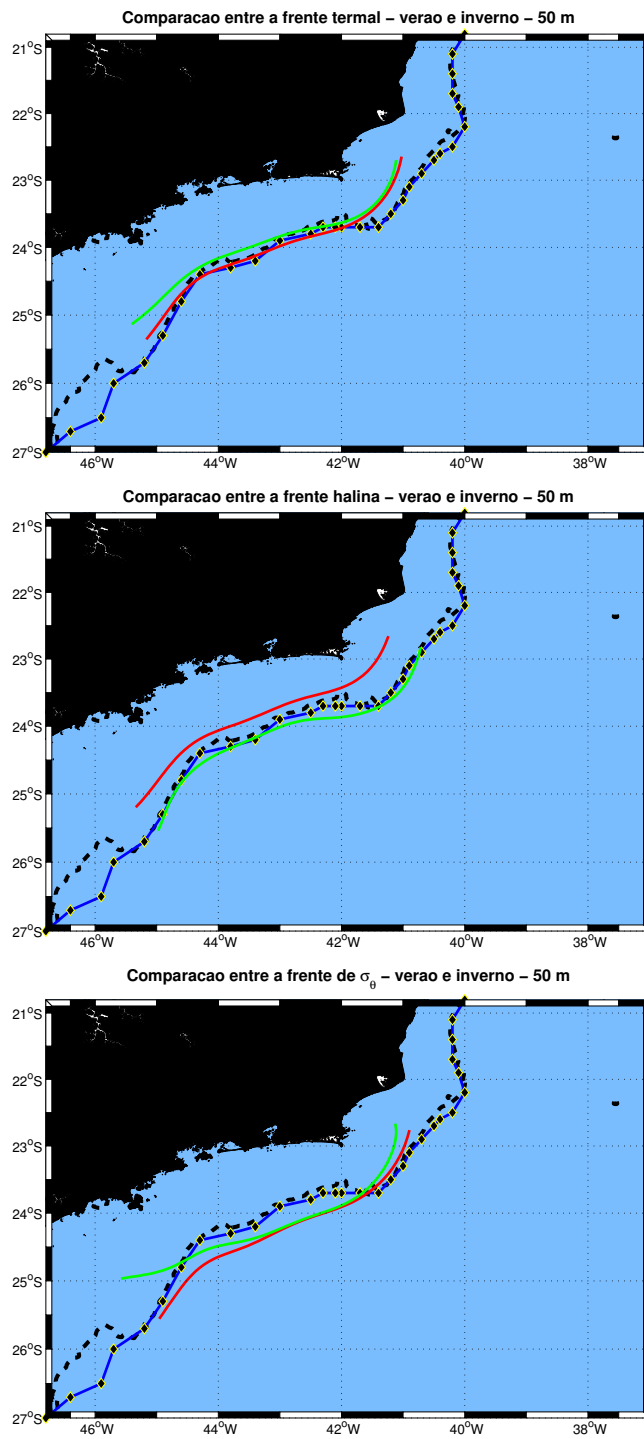


Figura 27: Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 50 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).

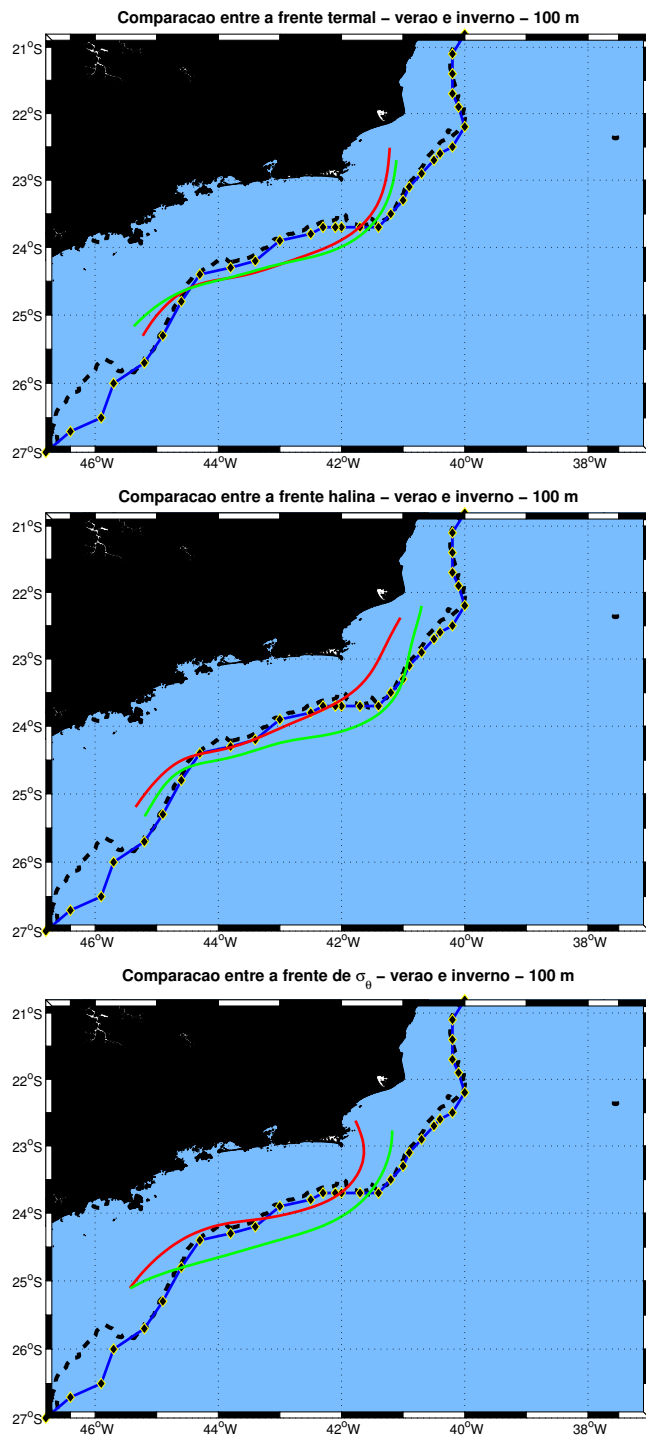


Figura 28: Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 100 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).

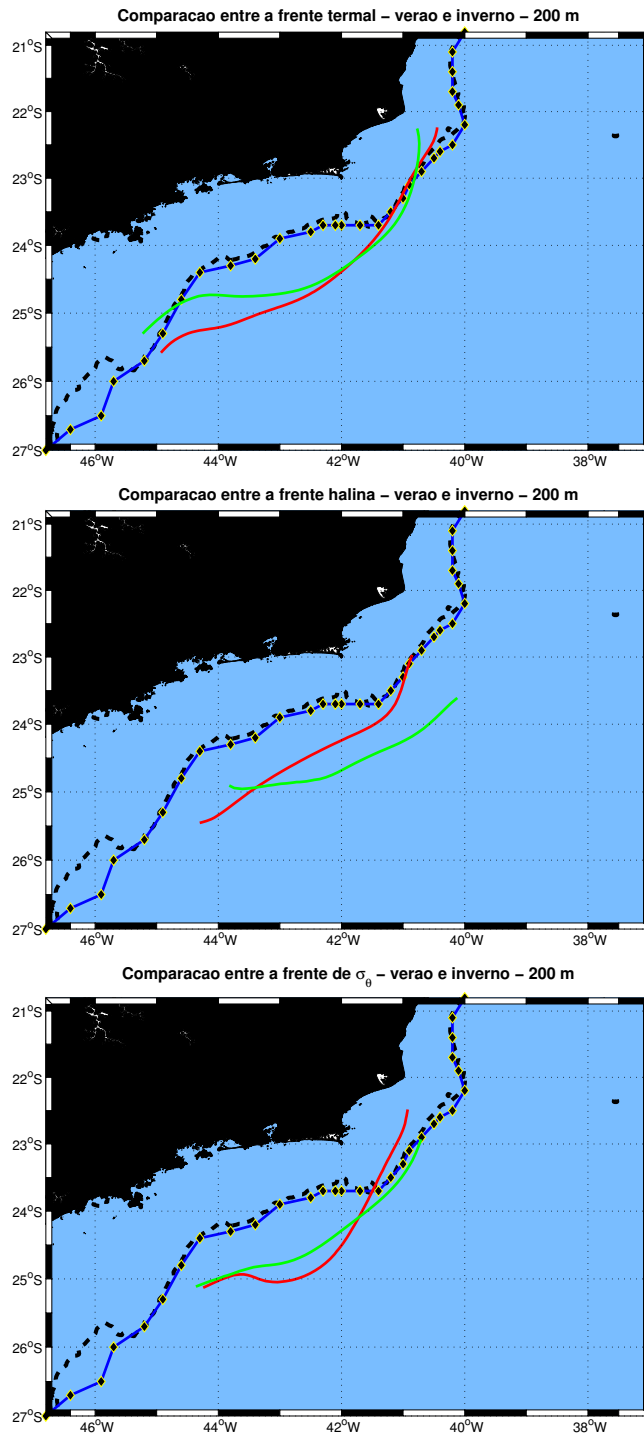


Figura 29: Posição média das frentes termal (superior), halina (central) e de σ_θ (inferior) nos meses de verão e inverno na profundidade de 200 m. A linha vermelha representa a posição média da frente no verão e a linha verde a posição média da frente no inverno. A linha preta tracejada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990).

5.2 Distribuições Horizontais de Função de Corrente Geostrófica

Seguindo as profundidades mapeadas na seção anterior, 0 m (Figura 30), 50 m (Figura 31), 100 m (Figura 32), 200 m (Figura 33) e 300 m (Figura 34), apresentadas a seguir, observamos o jato climatológico da CB bem definido e posicionado além da isóbata de 1000 m em todos os níveis.

Nas Figuras 30 e 31, próximas à superfície, o comportamento observado é bastante semelhante. Na superfície, a intensidade média da CB é de $0,15 \text{ m s}^{-1}$, $0,22 \text{ m s}^{-1}$ e $0,15 \text{ m s}^{-1}$, para a média anual, e os meses de verão e inverno, respectivamente. Na profundidade de 50 m, a intensidade média da CB é de $0,17 \text{ m s}^{-1}$, $0,26 \text{ m s}^{-1}$ e $0,18 \text{ m s}^{-1}$, seguindo o mesmo padrão anterior. Na profundidade de 100 m, Figura 32, a intensidade média anual da CB é $0,23 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que nos meses de verão é $0,32 \text{ m s}^{-1}$ e nos meses de inverno é $0,24 \text{ m s}^{-1}$. Nas profundidades de 200 e 300 m, Figuras 33 e 34, a intensidade média anual é $0,29 \text{ m s}^{-1}$ e $0,36 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente.

Assim como determinamos a posição média das frentes termal, halina e de σ_θ , a frente de ψ foi estimada a partir do núcleo de velocidades da CB.

Desta forma, entre 21°S e Cabo de São Tomé (22°S), a frente de velocidades da CB localiza-se próxima à isóbata de 200 m tanto para as médias anuais quanto para as médias nos meses de verão e inverno, confirmando a localização média proposta por Garfield (1990) para a região. Porém, entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (23°S), a frente de velocidades da CB se afasta da quebra da plataforma (200 m), ficando próxima à isóbata de 500 m. Nos campos de verão, verificamos que a frente de velocidades tem o traçado mais bem definido e magnitudes ligeiramente maiores, corroborando os estudos de Deiró et al. (2005).

Ao sul de Cabo Frio, observamos uma estrutura ciclônica, que durante o verão apresenta tamanho e intensidade máxima, que é responsável pelo afastamento da frente para além da isóbata de 1000 m. É nesta estrutura que encontramos as maiores magnitudes de velocidades da CB. Este vórtice ciclônico frontal pode ser observado em todas as profundidades mapeadas, desde a superfície até 300 m. Nas profundidades de 200 e 300 m (Figuras 33 e 34), a presença de tal estrutura pode ser confirmada

através dos campos de T , S e σ_θ , enquanto que nas profundidades até 100 m, a assinatura desta feição é mais discreta pela interceptação das isolinhas de T , S e σ_θ com a profundidade.

A posição da frente de velocidades da CB para a região entre 21°S e Cabo de São Tomé confirma aquela proposta por Garfield (1990), porém a ocorrência do vórtice ao sul de Cabo Frio nos leva a uma nova questão: a confiabilidade da climatologia empregada para a região oceânica e costeira. Já era de se esperar que a resolução espacial sobre a plataforma não conseguisse conciliar a resolução das estruturas com a confiabilidade dos resultados obtidos. O que não se pode afirmar com certeza é se a assinatura que se vê é recorrência do vórtice de Cabo Frio (Calado, 2006) ou é resultado da má resolução da climatologia também sobre o talude, pois este escoamento pode ser tratado como a propagação de um trem de ondas. Certamente, a hipótese da recorrência desta estrutura, confirmada pelos campos de T , S e σ_θ obtidos nas profundidades de 200 e 300 m, pode ser sustentada pelos resultados apresentados por Gonçalves (1993).

Destacamos no mapa de ψ a 100 m, uma estrutura anticiclônica, centrada na latitude de 22°S. Tal estrutura também foi obtida por Calado (2001), como mostra a Figura 35. Este autor, realizou experimentos em modelagem numérica para a região, inicializados com o mesmo conjunto de dados aqui utilizados.

Bem como nos campos de T , S e σ_θ , também não conseguimos observar variações sazonais entre a posição da frente de velocidades da CB.

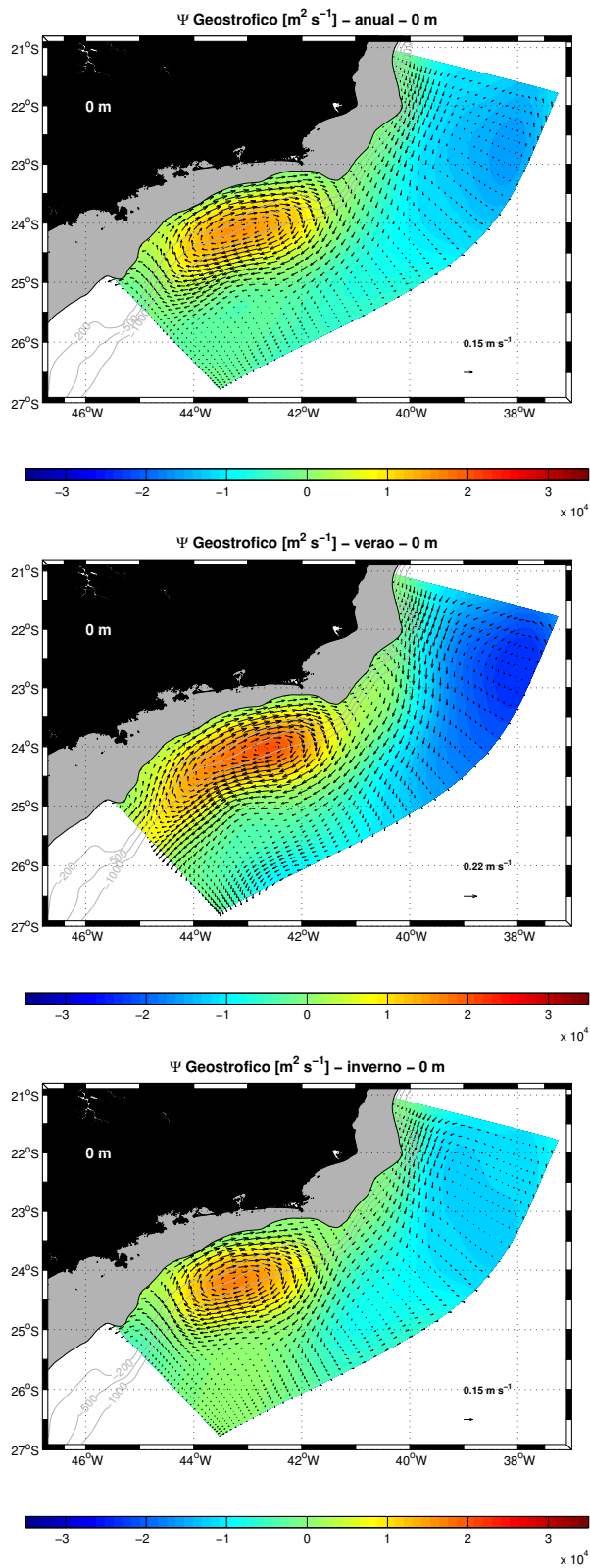


Figura 30: Distribuição Horizontal de função de corrente geostrofica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 0 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).

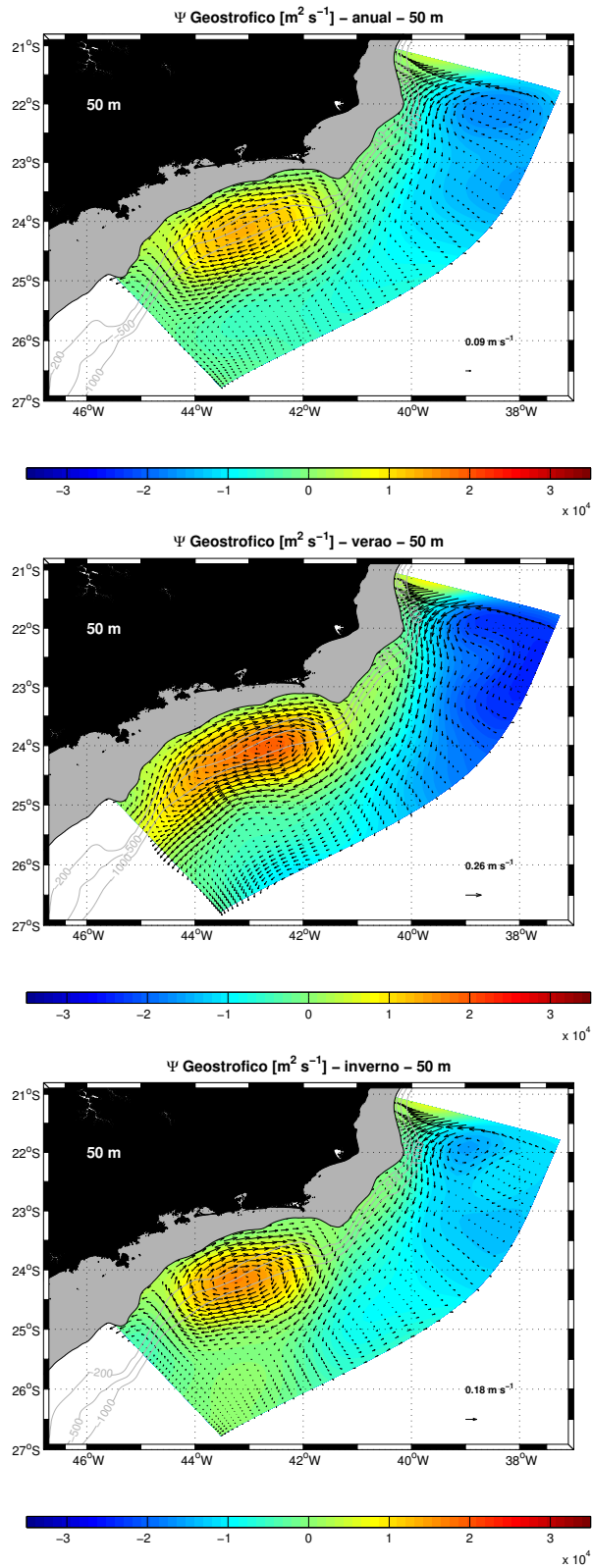


Figura 31: Distribuição Horizontal de função de corrente geostrofica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).

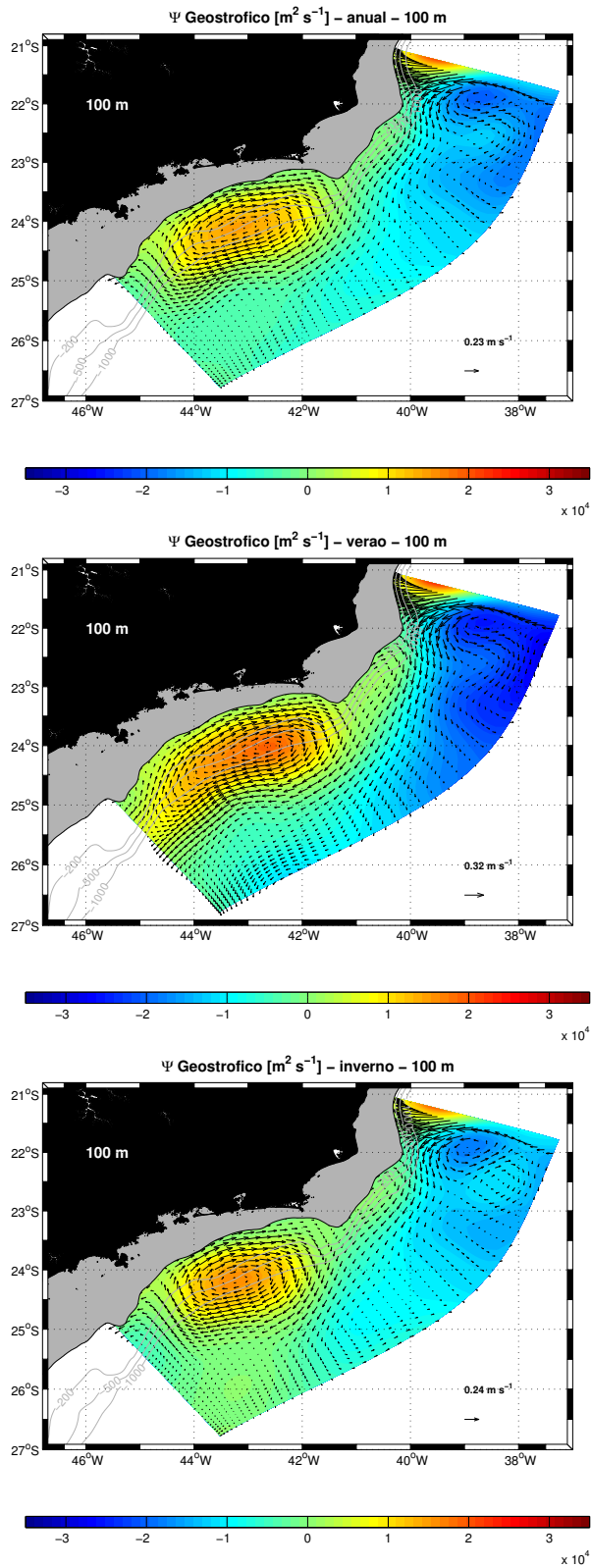


Figura 32: Distribuição Horizontal de função de corrente geostrofica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).

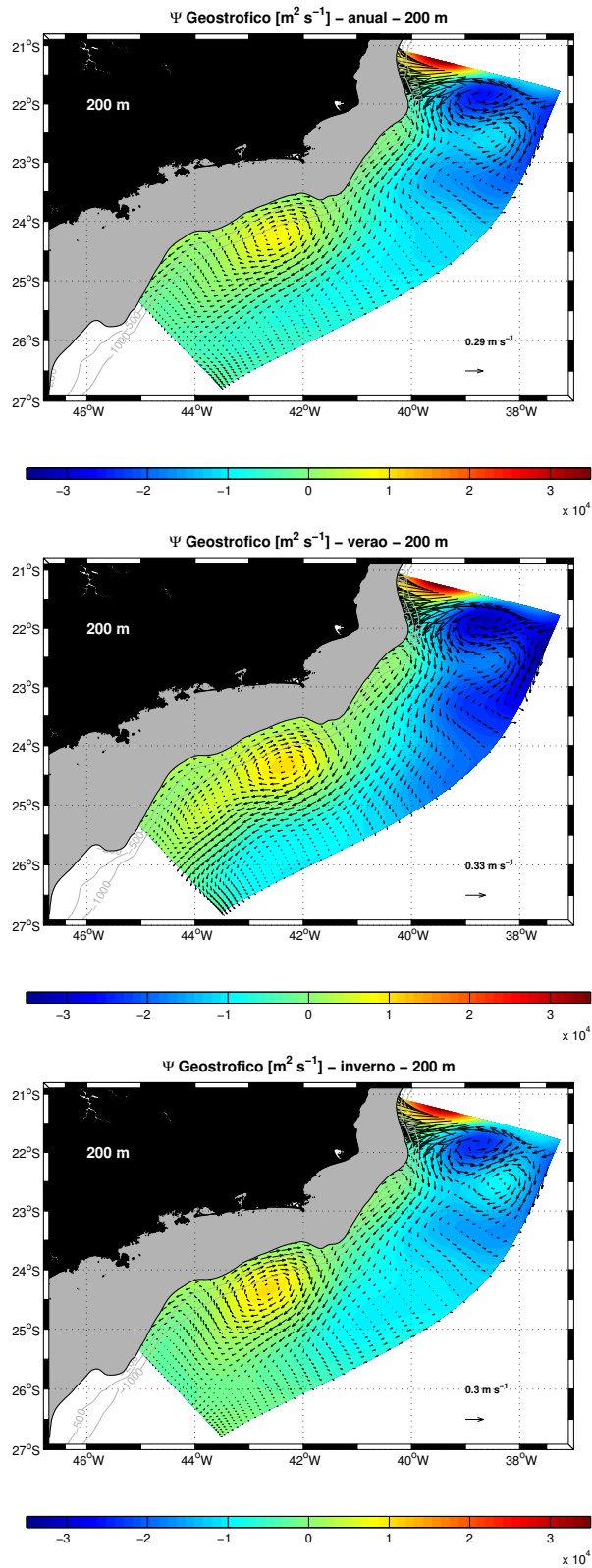


Figura 33: Distribuição Horizontal de função de corrente geostrofica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).

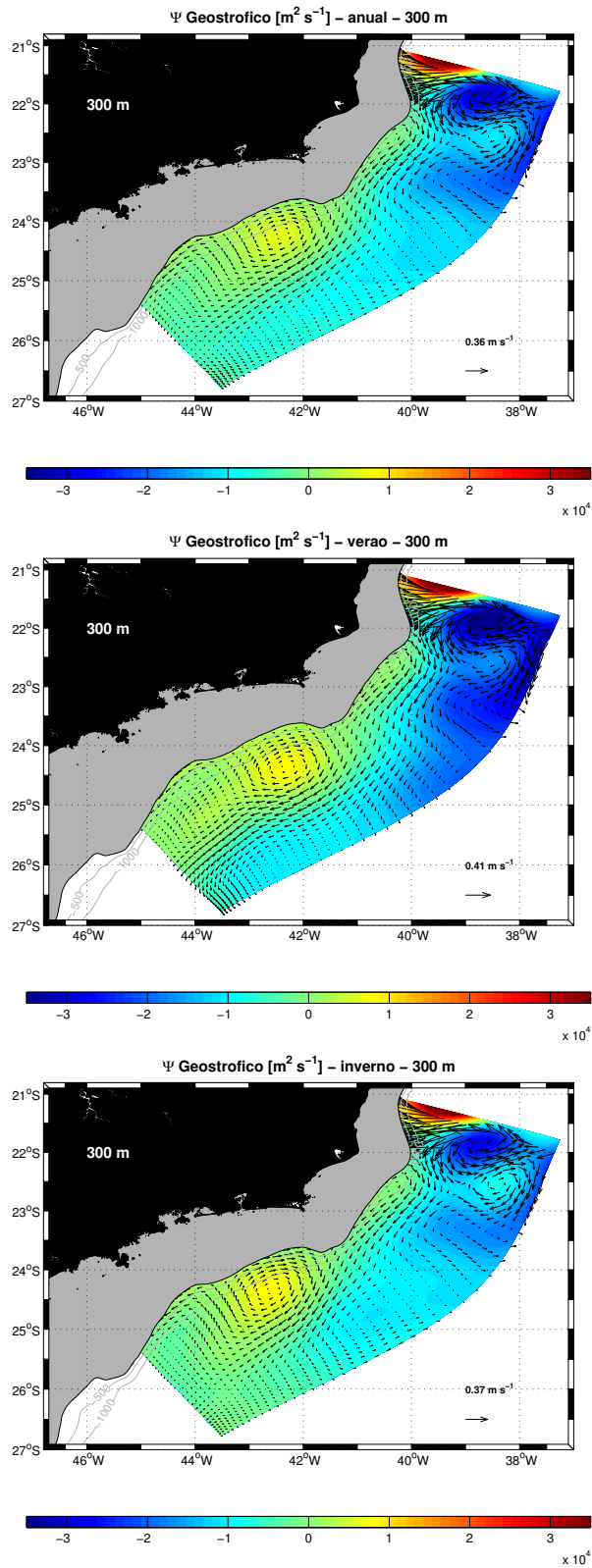


Figura 34: Distribuição Horizontal de função de corrente geostrofica sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 300 m: anual (superior), verão (central) e inverno (inferior).

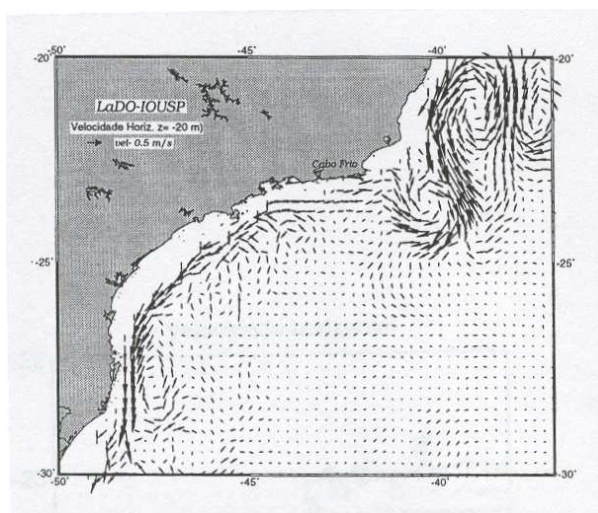


Figura 35: Campo de velocidades do dia 80, obtido a partir de experimento de modelagem numérica para a profundidade de 100 m (Calado, 2001).

A fim de comparar os resultados obtidos para a frente de velocidades com a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990), elaboramos uma mapa com as posições das frentes observada e calculadas nas profundidades de 50 e 100 m, apresentados nas Figuras 36. Para obtermos o traçado final da frente de cada propriedade, primeiramente selecionamos as regiões de máximo gradiente de cada uma. Considerando que na profundidade escolhida para obtenção destas frentes, as isolinhas de T , S e ψ são razoavelmente paralelas às isóbatas, calculamos um perfil médio de cada uma das referidas propriedades na direção normal às mesmas, correspondente a região de máximo gradiente estimada anteriormente. Por fim, obtivemos o ponto médio da curva representativa do gradiente máximo. As isolinhas correspondentes aos valores de T , S e ψ encontrados nesta última etapa, representam, então, o traçado das frentes. Desta forma, para 50 m, a isoterma de 21°C , a isohalina de 36,4 e a linha de corrente de $-2 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ representam as frentes térmica, halina e de velocidades da CB. Para 100 m, as frentes são representadas pela isoterma de 19°C , a isolinha de 36 e a linha de corrente de $-3,5 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

De acordo com a Figura 36, nos entornos da base da camada de mistura, identificamos a frente termal e a frente halina da CB próximas a isóbata de 200 m, concordando com a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). Neste

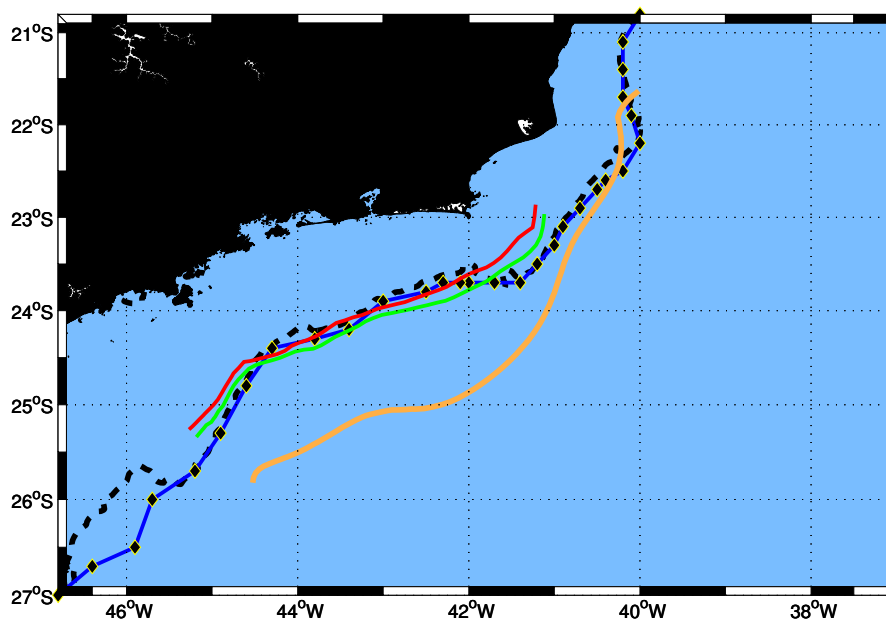


Figura 36: Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 50 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.

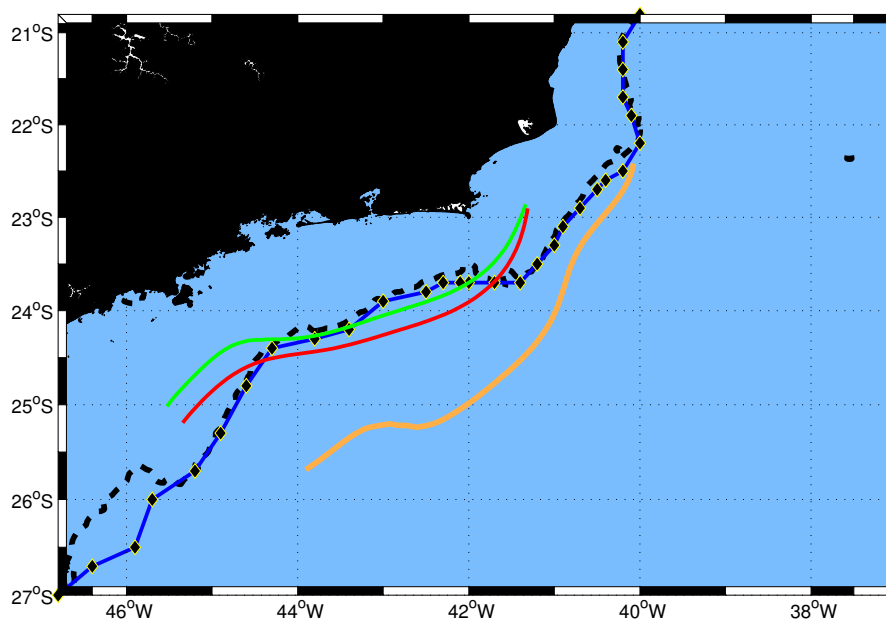


Figura 37: Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 100 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.

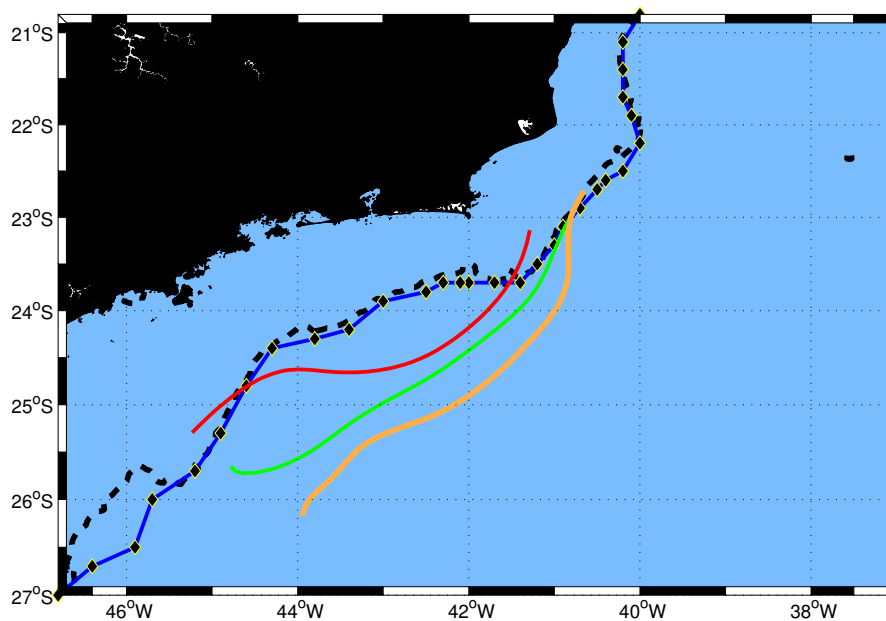


Figura 38: Posição média das frentes térmica observada por Garfield (1990), térmica, halina, de núcleo de velocidades obtidas a partir dos dados de Boyer et al. (2005) na profundidade de 200 m. A linha preta traçada representa a isóbata de 200 m. A linha azul e amarela representa a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). A linha vermelha, verde e laranja representam, respectivamente, as localizações da frente térmica, halina e de núcleo de velocidades geostróficas.

nível, as frentes termal e halina, representam a borda costeira da CB. Em 100 m, em região de picnoclina, de acordo com a Figura 37, a frente termal e a frente halina estão próximas da isóbata de 1000 m. Na profundidade de 200 m, Figura 38, as frentes se deslocam para oceano aberto. Neste nível, a frente termal, halina e de velocidades coincidem em padrão, embora difiram ligeiramente da posição média da CB.

Já a frente do núcleo de velocidades geostróficas da CB, entre 21° e 23°S, localiza-se próxima às frentes termohalinas. Porém, ao sul de Cabo Frio (23°S), devido a presença do vórtice notamos o afastamento da frente de velocidades para além da isóbata de 1000 m. Acreditamos que a discrepância entre as posições das frentes termohalinas e de velocidades na região correspondente a ocorrência do vórtice seja fruto da ausência de assinatura termohalina do mesmo nas imediações da camada de mistura. Tal assinatura pôde ser observada nos campos termohalinos mais profundos (100/300 m). Como a frente de velocidades depende de um cálculo dinâmico, no qual há uma integração vertical de propriedades oriundas dos dados de T e S, o campo de ψ em 50 m faz prevalecer o sinal do meandro em profundidades maiores, enquanto que para o cálculo das frentes termohalinas, uma mera interpretação dos gradientes naquela profundidade é feita. Como mostrado na Figura 38, na picnoclina, os centros das frentes termal e halina se aproximam mais do padrão da frente de velocidades, com distorção associada à presença do ciclone.

6 Sumário e Conclusões

De acordo com o objetivo proposto neste trabalho, a determinação da posição climatológica da frente térmica e do núcleo de velocidades geostróficas da CB entre as latitudes 21° e 25°S, buscamos:

- Descrever os padrões das frentes térmica, halina e de velocidades geostróficas da CB anual e nos meses de verão e inverno; e
- Comparar os resultados da climatologia das frentes térmicas inferidas pela análise da climatologia oceânica de Boyer et al. (2005) com aquele de imagens de satélite presentes na literatura.

Para tal, utilizamos a climatologia desenvolvida por Boyer et al. (2005) para a elaboração dos campos de temperatura, salinidade, anomalia da densidade potencial e, por fim, função de corrente geostrófica nas profundidades 0 m, 50 m, 100 m, 200 m e 300 m. Desta forma, na apresentação dos nossos resultados procuramos abordar a região do domínio vertical da CB, isto é, de 0 a 500 m de profundidade, ao largo do sudeste brasileiro. Estes campos foram interpolados pela técnica referida na literatura com Análise Objetiva. Adotamos como nível de referência 480 dbar, seguindo as estimativas realizadas por Godoi (2005) para a região de estudo.

Garfield (1990) sugeriu que a frente térmica da Corrente do Brasil está localizada próxima à isóbata de 200 m na região estudada. De fato, isto é comprovado neste trabalho entre as latitudes de 21° e 23°S. Entretanto, pelo aparecimento da estrutura vortical descrita na seção anterior, a posição da frente do núcleo de velocidades geostróficas é afastada para ao largo do talude continental, além da isóbata de 1000 m.

Nos entornos da base da camada de mistura, identificamos a frente termal e a frente halina da CB próximas a isóbata de 200 m, concordando com a localização da frente térmica proposta por Garfield (1990). Neste nível, as frentes termal e halina, representam a borda costeira da CB. Na profundidade na região da picnoclina, a frente termal, halina e de velocidades coincidem em padrão, embora difiram ligeiramente da posição média da CB.

Concluindo, os resultados aqui encontrados, em termos das frentes termohalinas, corroboram a frente térmica proposta por Garfield (1990), uma vez que sua localização geográfica é bastante similar, mesmo que os resultados deste autor sejam provenientes de imagens de TSM e os aqui encontrados reflitam um cenário climatológico de sub-superfície. Entretanto, as diferenças entre a posição das frentes de T , S , σ_θ e ψ revelam que a climatologicamente não parece haver coincidência entre a estrutura da CB e as frentes termal e halina como sua borda externa.

Notamos que a frente de velocidades, em média, se localiza mais ao largo do que as termohalinas. A ocorrência de um meandro frontal nos leva a refletir sobre a qualidade da climatologia em regiões mais rasas, porém não podemos descartar a hipótese de ser o sinal de um vórtice 'climatológico', uma vez que há evidências de sua existência nos campos brutos de T , S e σ_θ . Este vórtice não seria necessariamente uma feição estacionária. É possível que seja uma estrutura recorrente na região: o meandro de Cabo Frio.

Por fim, sugerimos como um trabalho futuro a elaboração de uma climatologia de melhor resolução para o sudeste brasileiro para a região do talude continental, nos moldes do que Amor (2004) realizou para a região sobre a plataforma no sudeste brasileiro.

7 Referências Bibliográficas

Amor, C. C. 2004. Intrusões da água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 254 pp.

Boyer, T.; Levitus, S.; Garcia, H.; Locarnini, R. A. & Stephens, C. 2005. Objective Analyses of Annual, Seasonal and Monthly Temperature and Salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*. 25:931–945.

Bretherton, F. P., Russ, E. D. & Fandry, C. B. A. 1976. Technic for 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.

Deiró, N. F. ; Cirano, M. ; Mata, M. M. ; Campos, E. J. D. ; Silveira, I. C. A. 2005. A Circulação de Larga-Escala na Região Oeste do Atlântico Sul: Validação da Climatologia Anual com Base no Modelo de Circulação Global OCCAM. In: II Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2005, Vitória (ES). CD do II Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2005. p. 1-3.

Calado, L. 2001. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Tese 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, 144 pp.

Carter, E. & Robinson, A. 1987. Analysis models for the estimation of oceanic fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4(1), 49-74.

Castro, B. M. 1996. Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo. Tese de Livre-Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 248p.

Castro, B. M. & Miranda, L. B. de. 1998. Physical Oceanography of the western Atlantic Continental Shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, Volume 11, 209-251.

Castro, B. M., Lorenzetti, J. A., Silveira, I. C. A. & Miranda, L. B. 2006.

Estrutura Termohalina e Circulação na região entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). O ambiente oceanográfico da PC e do talude na região sudeste-sul do Brasil. Edusp. São Paulo.

Emilson, I. 1961. The self and coastal waters of Southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 7(2), 101-112.

Garfield, N. 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado. University of Rhode Island. 121p.

Godoi, S. S. 2005. Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embanhamento São Paulo (23,5°-27 °S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.

Gonçalves, J. E. 1993. Estrutura termohalina, campos de velocidade e transporte geostrófico da Corrente do Brasil entre Rio de Janeiro (RJ) e Iguape (SP). Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 98 pp.

Halliwel, G. R. & Mooers, C. N. K. 1979. The Space-time structure and variability of the Shelf Water-Slope Water and Gulf Stream surface temperature fronts and associated warm-core eddies. *J. Geophys. Res.*, 84 (C12), 7707-7725.

Halliwel, G. R. & Mooers, C. N. K. 1983. Meanders of the Gulf Stream downstream from Cape Hatteras 1975-1978. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 (7), 1275-1292.

Levitus S. 1982. Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional Paper 13. US. Government Printing Office: Washington, DC.

Mascarenhas, A. S., Miranda, L. B. & Rock, N. J. 1971. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285-308.

Mattos, R. A. 2006. Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.

Miranda, L. B. de. 1982. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre-Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 194p.

Miranda, L. B. de. 1983. Apostila de Oceanografia Dinâmica. Escuela Naval Almirante Padilla, Cartagena, Colômbia. 149p.

Piola, A. R., Campos, E. J. D., Moller, O. O., Charo, M. & Martinez, C. 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res.*, 105(3), 6565-6578.

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.

Schmidt, A. C. K.; Silveira, I. C. A.; Ceccopieri, W.; Sartori, A. & Lima, J. M. 2006. Thermal Front Patterns of the Brazil Current between 20.5 and 25.5 S. In: *Ocean Science Meeting, 2006, Honolulu, Hawaii. Eos Trans. AGU, 2006. v. 87.*

Signorini, S. R. 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), 481-490.

Silveira, I. C. A.; Miranda, L. B. & Brown, W. S. 1994. On the origins of the north brazil current. *Journal of Geophysical Research-Oceans*. 99(C11), 22.501 – 22.512.

Silveira, I. C. A.; Schmidt, A. C. K.; Campos, E. J. D.; Godoy, S. S. & Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*. 48(2), 171–183.

Silveira, I. C. A.; Calado, L.; Castro, B. M.; Cirano, M.; Lima, J. A. M. & Mascarenhas, A. D. S. 2004. On the baroclinic structure of the brazil current-intermediate western boundary current system at 22° – 23°S. *Geophysical Research Letters*, 31(14).

Soutelino, R. G. 2005. Caracterização da Estrutura Baroclínica do Sistema de Correntes de Contorno Oeste ao Largo da Costa Leste Brasileira. Monografia apresentada a Universidade Estadual do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 50p.

Stommel, H. 1965. *The Gulf Stream: a physical and dynamical description*. Berkeley, University of California Press. 248p.

Stramma, L. & England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 37(2), 1875-1886.

Tomczak, M. & Godfrey, J. S. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, Londres. 422p.

UNESCO. 1980. *The Practical salinity Scale 1978 and the International Equa-*

tion of State of Sewater 1980. Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (JPOTS, Sidney, B.C., Canada, 1-5 September, 1980. Unesco Technical Papers in Marine Science n° 36, 25p.