

Thiago Podadera Costa

Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?

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

Orientador:

Prof. Dr. Ison Carlos Almeida da Siveira

São Paulo

Novembro de 2007

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?

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

Thiago Podadera Costa

Aprovada em ___ / ___ / ___ por

Orientador: Prof. Dr.

Prof.(a.) Dr.(a.)

Prof.(a.) Dr.(a.)

**São Paulo
Novembro de 2007**

Dedico esta monografia à minha avó Nely Podadera, que sempre esteve presente comigo. Obrigado vó. Saudades.

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	x
1 Introdução	1
1.1 A Borda Oeste Subtropical	1
1.1.1 Padrões de Circulação	1
1.1.2 As Principais Massas de Água	1
1.2 Vórtices da CB	4
1.3 O Vórtice de Vitória	5
2 Objetivos	8
3 Área de Estudo	10
4 Metodologia	11
4.1 Conjunto de Dados	11
4.2 A Construção da Radial Hidrográfica	12
4.3 Elaboração das Seções Verticais	13
4.3.1 Seções Verticais de T, S e σ_θ	13
4.3.2 O Método Dinâmico Clássico	14
4.3.3 Seções Verticais de Velocidade Geostrófica Climatológica	15
4.4 Campos Horizontais de Função de Corrente Geostrófico Climatológico	15
4.4.1 Gradeamento dos Campos Horizontais	17
5 Resultados	19
5.1 Seções Verticais Climatológicas Anuais	19

5.2	Seções Verticais Climatológicas Sazonais	21
5.2.1	Verão	21
5.2.2	Outono	26
5.2.3	Inverno	30
5.2.4	Primavera	33
5.3	Seções Verticais Climatológicas Mensais	36
5.3.1	Janeiro, Fevereiro e Março	36
5.3.2	Abril, Maio, e Junho	37
5.3.3	Julho, Agosto e Setembro	40
5.3.4	Outubro, Novembro e Dezembro	40
5.4	Campos Horizontais de Função de Corrente Geostrófica Climatológicas	41
5.4.1	Março	43
5.4.2	Abril	45
5.4.3	Setembro	48
6	Discussão	51
7	Conclusões	56
8	Sugestões para Trabalhos Futuros	58
	Referências Bibliográficas	59

Agradecimentos

Bom, é difícil expressar com palavras os mais sinceros e dignos agradecimentos àquelas pessoas que me acompanharam por toda essa jornada e aqueles que foram incorporadas a ela. Eu digo isso porque cinco anos na vida de uma pessoa parecem muito, mas quando nos damos conta, saímos como se não tivéssemos visto, aprendido ou até aproveitado nada. E ainda nos questionamos: mas já ?

Começo com aquele que me acolheu desde o meu segundo semestre do primeiro ano de faculdade: PROFESSOR Dr. ILSON CARLOS ALMEIDA da SILVEIRA. Ou para os mais íntimos, tio K, carequinha safado (né, BH), tio melão ou só mesmo ILSON. Simplesmente fantástico. Tio, muito obrigado por me aguentar; minhas angústias, as brigas, os momentos de alegria (e de tristeza também), os embarques ... É difícil expressar por apenas uma palavra a admiração e o carinho por você. E se tem alguém em que eu me espelho nessa profissão e no caráter, essa pessoa se chama Ilson. Muito obrigado, tio. De coração. Ah, e me aguarde hein, estarei carregando pedra por um tempo, mas pretendo voltar. Aceitas ?

Como não deixar de falar daqueles que me acompanharam por mais de quatro anos no LaDO: André (Catarina). Obrigado pelas risadas, pelas discussões, pelas ajudas iniciais, pelas cervejas. Desejo a ti um futuro brilhante nessa nova jornada. Como um excelente profissional que você é e pelo pai que, apesar de novato, serás. Afinal pra quem faz Oceanografia Física teórica, trocar fralda do Vinicius será moleza. Cayo. Esse cara é o gremista mais fajuto da face da Terra. E ainda se acha o LJ (Lindão de Jacareí !!!). Sem brincadeira agora; valeu pelas muitas risadas e pelos resumos de sua iniciação para que eu me sentisse ainda mais perdido e perceber o quanto eu precisava estudar e aprender com vocês. Valeu. Sueli ou para os mais íntimos, SUUUUUUU... Por um momento ela dominava todo o macharal que era aquele laboratório. Portanto nem preciso dizer a fibra, garra e a força que essa mulher tem. Su, obrigado pelos ensinamentos.

Baixinho (Montanha, Manjubinha). Embarquei com essa figurassa no Deproas. Muito parceiro. Apesar de eu achar que, no começo do estágio, ele estava pregando um trote em mim (afinal, eu era bixo). Nunca vi o cara tão pu...Mas eu espero que ele tenha entendido que todo aquele mundo era novo pra mim. Fora isso, valeu baixinho. Ainda vou pra Arraial te encher o saco. E muito. HJ. Esse é truta lá da Zona Lost. Cara mais caprichoso nas figuras. E manjava, viu (claro, so podia ser da ZL). Brincadeiras a parte, um cara muito gente fina que me ajudou demais, mesmo que dando umas broncas e fazendo eu pensar naquilo que, pra ele era muito obvio: a programação. Valeu mano, saudades das risadas e dos momentos de discussão do trânsito.

Filipe. Não tenho palavras pra descrever o quanto o Areinha me ajudou. Obrigado pela ajuda, amigo. Pelos conselhos, pelas dicas, os atritos também. Tuda a segunda parte da monografia foi ajudada por essas duas pessoas em comum: Ilson e Filipe. Muito obrigado mesmo. Boa sorte ai nos states. E como ele mesmo diz (o Filipe) - ainda tem a “menina” do LaDO – Rafael Soutelino. Esse ai é brother de verdade. Valeu pelos conselhos, pela amizade. Agora, merrrrmão, tu é topo de cadeia ai do Lado.

E agora aos amigos que eu fiz nessa jornada de segunda a sexta, das 7 da manhã até 22, 23 hs e porque não dizer até 7 hs da manhã do dia seguinte. São eles: Alexana, Betinho, Maanape, Jigueixa, Brenóia, Dani, Tom, Wandrey, Samariguei, Bhei, Kenji. Dificil lembrar de todos, mas sempre teremos ótimas risadas pra contar nos churras, nas viagens a praia e na própria vida. Realmente a melhor turma ... As meninas Marê, zeza, Paulinha, Karina, Aninha, Jussa Jana, Daniel (ops), Ruth (e sua sandália), Lu, Giu, Andréa. Ai ai essas meninas viu...

Mas três são as pessoas, não por eu gostar mais delas. Simplesmente porque nos últimos anos convivemos mais. Um deles é o LELE...entramos praticamente juntos no laboratório. Esse menino é uma vaselina.... vocês tem que ver ele escrevendo... é de chorar de rir. Como ele é polido, articulado, enfim uma vaselina pra não dizer outa coisa. Brincadeiras a parte, Lê, boa sorte nessa nova jornada. Você merece. JU... essa menina tão meiga, carinhosa, gentil.... quando solta uma meia duzia de palavras, a pessoa perde até o rumo. Brincadeira JU. Essa menina vale ouro; e também, muita sorte nessa nova etapa da vida....

E por fim MARI POCOTÓ... Resumindo essa menina: onomatopaica. Tudo pra ela tem um som. Além disso divertida, espontânea, gente finissima. Claro que merecia uma homenagem. Valeu Mari... obrigado pelas risadas e pela companhia... Agradeço aos amigos que fiz tbm ao longo dos outros anos – Batata e Vitão – esse dois comédias ... precisando estaremos ai. Eu aposto que vcs terão grandes oportunidades nessa vida ... mas tem que estudar né !!!! Valeu mulecada. E dos outros anos também: João, Renatia, Lú, Helvio, Minero. Obrigado a todos.

Não Posso deixar de esquecer daquelas pessoas que eu mais precisei nas horas de dificuldade. Um muito obrigado especial ao pessoal da secreteria de graduação: Laura, Evaldo, André, Seu Amaro e Jorge. Se não fossem eles a me socorrer nas horas mais aflitas e burocráticas da graduação eu nao estaria onde eu estou hoje. Muito obrigado a vocês.

Agradeço também ao meus familiares que sempre perguntaram o que era Oceanografia e eu prontamente tentava explicar mas acabava me confundindo em tudo e atrapalhando ainda mais o conceito do que é a oceanografia.

E por fim, gostaria de agradecer aos meus pais, Francisco e Solange. Obrigado, pelo apoio, incentivo, pelas broncas, pelo aprendizado que foi passado a mim. Os problemas que a vida prega são pequenos frente ao porto seguro que eu sempre tive. Obrigado. Se vocês tem orgulho de mim, imagina o quanto eu me sinto privilegiado de ter vocês sempre por perto. Obrigado também ao meu irmão Gustavo. Que lição de vida que você é, meu irmão.

Essa monografia é parte integrante dos projetos ABROLHOS ("Variação Espaço-Temporal da Circulação Oceânica Adjacente ao Banco de Abrolhos e à Bacia do Espírito Santo", CNPq No. 472005/04-9) e PRÓ-ABROLHOS ("Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos", CNPq - Institutos do Milênio).

Termino dizendo uma coisa a que todos vocês são e representam pra mim. É uma frase de Vinicius de Moraes e ela é mais ou menos assim: " Eu poderia suportar, embora sem dor, que tivessem morrido todos os meus amores, mas enlouqueceria se morressem todos os meus amigos".

Obrigado a todos. Nunca me esquecerei. Nunca.

Resumo

O principal objetivo deste trabalho, foi o de aprofundar conhecimentos sobre a formação do Vórtice de Vitória (VV), descrito pela primeira vez por *Schmid et al.* [1995]. O ponto fundamental é obter evidências quanto à permanência ou ocorrência do VV, tanto em períodos estacionais como em alguns meses do ano, a partir dos dados da climatologia proposta por *Boyer et al.* [2005], na região do Embaiamento de Tubarão - ES. Busca-se responder se o VV é de fato permanente, como afirmou *Gaeta et al.* [1999] ou se é uma feição recorrente. Para explorar a segunda hipótese, é necessário procurar se existem períodos preferenciais de formação da estrutura. Os resultados apresentados neste documento estão embasados na análise de seções verticais do campo de massa e de velocidades geostróficas e nos mapas horizontais de função de corrente geostrófica climatológicas a partir da composição de dados anuais, sazonais e mensais da região de ocorrência VV. As seções verticais estacionais mostraram que a estrutura do VV se faz presente preferencialmente no outono. Denota-se, portanto, que a estrutura não é uma feição permanente como *Gaeta et al.* [1999] tinham proposto. Uma segunda análise, referente aos dados mensais, mostraram que o VV apresenta assinatura climatológica nos meses de fevereiro, março e abril. A construção dos campos de função de corrente geostrófica climatológica mostraram que a estrutura ciclônica ocorre nos meses em que notamos o VV nas seções verticais dos meses de fevereiro, março e abril. Concluiu-se, portanto, com base na análise climatológica que o VV é uma feição recorrente de meso-escala no Embaiamento de Tubarão com modulação de formação no final do verão e início de outono.

Descritores: Vórtice de Vitória, climatologia, velocidades geostróficas, função de corrente.

Abstract

The main goal of this work, is to improve the knowledge about Vitória Eddy (VE) formation, described for the first time by *Schmid et al.* [1995]. The fundamental point is to obtain evidence about the VE permanence or occurrence both in seasonal and monthly periods, from climatological data proposed by *Boyer et al.* [2005] at Tubarão Bight region. It is sought to answer whether the VE is a permanent structure, as suggested by *Gaeta et al.* [1999], or if it is a recurrence feature. To explore the second hypothesis, it is necessary to search if there are preferential periods of the vortical structure formation. The results presented in this work, are based on vertical section analysis of the mass field and geostrophic velocities, as well as in horizontal maps of climatological geostrophic stream function computed from annual, seasonal and monthly data set of VE occurrence region. The vertical sections showed that the VE structure appears preferably in the autumn. Consequently, it is denoted that the structure is not a permanent feature as *Gaeta et al.* [1999] have/had proposed. A second analysis, regarding the monthly data, showed that VE signature is present in February, March and April. The construction of the climatological geostrophical stream function confirmed that the cyclonic structure occurs in the months which February, March and April. It is therefore concluded, base on the climatological analysis carried in this work that the VE is a recurrent mesoscale feature in the Tubarão Bight with a formation modulation in late summer and early autumn.

Descriptors: Vitória eddy, climatology, geostrophic velocity, stream function.

Lista de Figuras

1	Painel superior: fluxo em direção ao sul da Corrente do Brasil <i>Stramma & England</i> [1999] adaptado por <i>Soutelino</i> [2005]. Painel inferior: fluxo em direção ao norte da Corrente de Contorno Intermediária (CCI) adaptado de <i>Silveira et al.</i> [2000a].	2
2	Esquemática da hipótese de <i>Campos et al.</i> [1995] para a ocorrência do meandramento da CB: [Painel esquerdo] costa orientada meridionalmente não propicia a formação de meandros; [Painel direito] mudança de inclinação de costa propicia a ocorrência de meandros. Adaptado de <i>Mattos</i> [2006]	5
3	Velocidade geostrófica correspondente à radial oceanográfica proposta por <i>Schmid et al.</i> [1995] com nível referenciado em 1200 dbar.	7
4	Trajetoórias dos derivadores. Os números apresentados denotam os dias corridos do ano a partir de 1° de janeiro de 1991.	8
5	Mapas de TSM computados dos dados de AVHRR em 1991 para os dias 31 e 32. <i>Schmid et al.</i> [1995].	9
6	Representação tridimensional da batimetria da margem continental leste brasileira através do conjunto de dados ETOPO-2. O contorno em preto representa a linha de costa.	10
7	Mapa exibindo as localidades de onde os perfis de temperatura e salinidade foram extraídos da climatologia de <i>Boyer et al.</i> [2005] para o presente estudo.	12
8	Radial idealizada e representada pelos pontos vermelhos para o estudo do VV entre as latitudes de 20° e 22° S.	13
9	Grade Horizontal utilizada para o estudo dos campos de função de corrente geostrófica climatológica	18
10	Seções verticais climatológicas anuais: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.	22
11	Seção vertical climatológica anual de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.	23

12	Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao verão: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.	24
13	Seção vertical climatológica sazonal referente ao verão de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.	25
14	Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao outono: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.	28
15	Seção vertical climatológica sazonal referente ao outono de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.	29
16	Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao inverno: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S	32
17	Seção vertical climatológica sazonal referente ao inverno de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.	33
18	Seções verticais climatológicas sazonais à primavera: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.	35
19	Seção vertical climatológico sazonal referente à primavera de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5° S.	37
20	Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostróficas: janeiro (superior esquerdo), fevereiro (superior direito) e março (inferior) em 20,5° S.	38
21	Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostróficas: abril (superior esquerdo), maio (superior direito) e junho (inferior) em 20,5° S.	39
22	Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostróficas: julho (superior esquerdo), agosto (superior direito) e setembro (inferior) em 20,5° S.	41
23	Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostróficas: outubro (superior esquerdo), novembro (superior direito) e dezembro (inferior) em 20,5° S.	42

24	Campos climatológicos médios horizontais referentes a março: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).	44
25	Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de março. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos	45
26	Campos climatológicos médios horizontais referentes a abril: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).	46
27	Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de abril. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos.	48
28	Campos climatológicos médios horizontais referentes a setembro: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).	50
29	Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de setembro. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos	51
30	Interpretação do padrão meandrante da CB como uma onda de Rossby baroclínica a partir da imagem AVHRR do artigo de <i>Schmid et al.</i> [1995] de acordo com as edições de <i>Silveira</i> [2006].	52

Lista de Tabelas

1	Valores das superfícies isopicnais (em kg m^{-3}) que representam as interfaces entre as massas de água do Oceano Atlântico Sul, região do giro Subtropical, na literatura [<i>Silveira</i> , 2006]	3
2	Limites termohalinos e espessuras das massas de água na região oceânica na Bacia de Campos [<i>Silveira</i> , 2006]	3

1 Introdução

1.1 A Borda Oeste Subtropical

1.1.1 Padrões de Circulação

Quatro correntes superficiais compõem o Giro Subtropical do Atlântico Sul e esse estudo baseia-se exclusivamente em um dos ramos deste giro - a Corrente do Brasil (CB).

Formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), ao sul de 15° S, a CB (Figura 1, painel superior) é uma Corrente de Contorno Oeste (CCO) que fecha o Giro Subtropical do Atlântico Sul em sua borda oeste, margeando as costas leste, sudeste e sul do Brasil [Silveira *et al.*, 2000a]. O outro ramo que tem sua origem a partir da CSE é a Corrente Norte do Brasil (CNB) [Stramma *et al.*, 1990; Silveira *et al.*, 1994].

Em seus estudos Evans & Signorini [1985] determinaram que o fluxo da CB está orientado para sul com espessura característica de 500 m. Recentemente Silveira *et al.* [2006] determinaram que a espessura da CB possui aproximadamente 200 m ao atingir a região do banco dos Abrolhos e ganha maior espessura à medida que esta continua fluindo para o sul.

Entre 400 m e 1500 m, o escoamento é orientado para o norte (Figura 1, painel inferior). Isto se deve à presença da Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Seguindo Godoi [2005], a composição das feições oceanográficas formadas pela CB, seus meandros e vórtices e pela subjacente CCI é denominado de Sistema Corrente do Brasil ou Sistema CB/CCI.

1.1.2 As Principais Massas de Água

Encontram-se, ao longo dos três mil e quinhentos (3500) primeiros metros, com assinaturas termohalinas definidas no plano T-S, as seguintes massas de água: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)

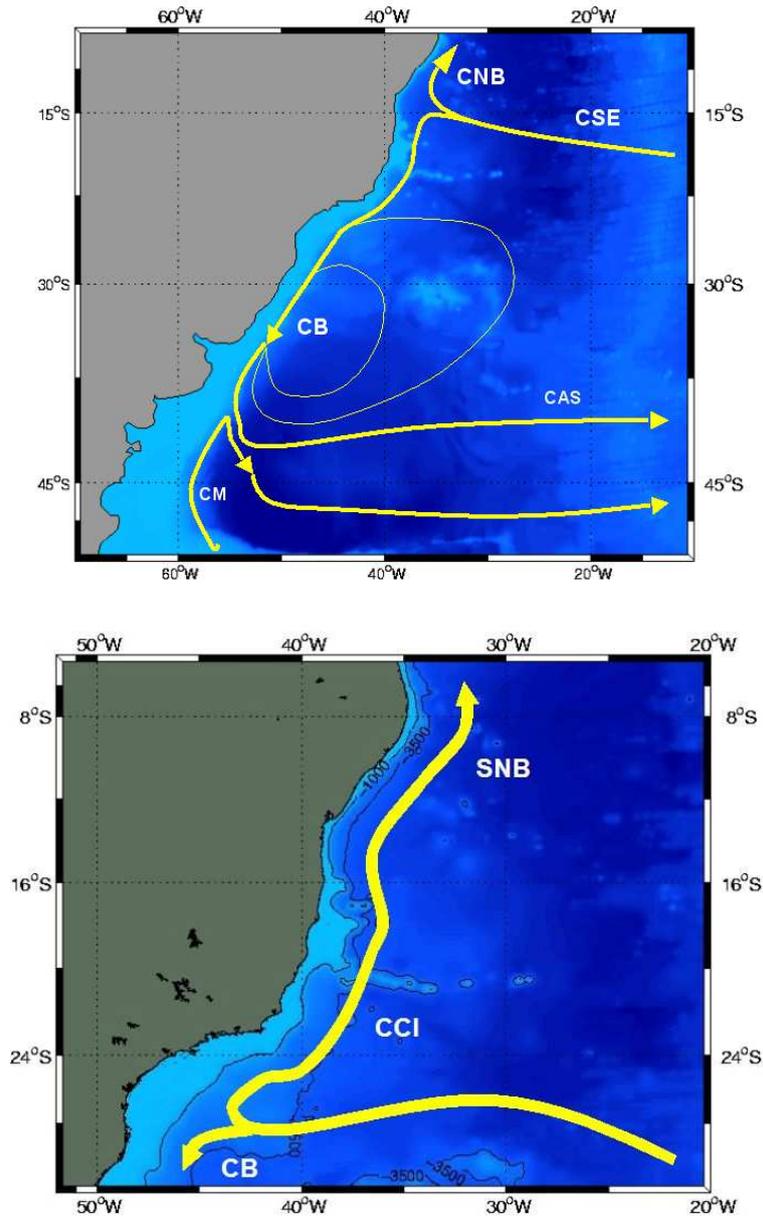


Figura 1: Painel superior: fluxo em direção ao sul da Corrente do Brasil *Stramma & England* [1999] adaptado por *Soutelino* [2005]. Painel inferior: fluxo em direção ao norte da Corrente de Contorno Intermediária (CCI) adaptado de *Silveira et al.* [2000a].

e por fim a Água Circumpolar Inferior (ACI). A partir da revisão feita por *Silveira* [2006], são apresentadas, a seguir, as tabelas que representam as interfaces entre as massas de água do Oceano Atlântico Sul em termos de superfície isopicnais (Tabela 1) e os correspondentes limites termohalinos juntamente com a espessura, em metros, das massas de água (Tabela 2).

Tabela 1: Valores das superfícies isopícnais (em kg m^{-3}) que representam as interfaces entre as massas de água do Oceano Atlântico Sul, região do giro Subtropical, na literatura [*Silveira, 2006*]

Referência	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-ACS	ACS-APAN	APAN-ACI
<i>Mamayev</i> [1975]	25,70	26,80	-	-	-
<i>Miranda</i> [1985]	25,72	26,81	-	-	-
<i>Zemba</i> [1991]	-	27,10	27,30	27,57	27,88
<i>Stramma & England</i> [1999]	25,70	27,10	-	27,53	-
<i>Lima</i> [1997]	25,70	27,16	-	27,61	-
<i>Schmid et al.</i> [2000]	-	27,00	27,35	-	-
<i>Mémery et al.</i> [2000]	25,60	26,90	27,38	27,53	27,88
<i>Godoi</i> [2005]	25,91	26,79	27,32	-	-
<i>Mattos</i> [2006]	-	26,90	-	-	-

Tabela 2: Limites termohalinos e espessuras das massas de água na região oceânica na Bacia de Campos [*Silveira, 2006*]

Massa de água	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Salinidade	Espessura (m)
AT	maior que 20	maior que 36,20	0-142
ACAS	20,00 - 8,72	36,20-34,66	142-567
AIA	8,72-3,46	34,66-34,42	567-1060
ACS	3,46-3,31	34,42-34,59	1060-1300
APAN	3,31-2,04	34,59-34,87	1300-3260

Os valores apresentados por *Silveira* [2006] são correspondentes à região da Bacia de Campos (RJ). Portanto, dada sua proximidade de região de estudo, tais valores são representativos da área de ocorrência do VV.

1.2 Vórtices da CB

A CB exibe uma intensa atividade de meso-escala apesar desta ser descrita na literatura como a mais rasa e fraca das CCOs. As atividades podem ser entendidas como a ocorrência de meandros e vórtices associados ao escoamento da CCO. Esta variabilidade temporal apresenta períodos de semanas a meses e escala espacial da ordem de dezenas a centenas de quilômetros [*Mattos*, 2006].

Como exemplo, *Silveira et al.* [2000a] uniram os conhecimentos adquiridos ao longo dos anos acerca da CB que se iniciaram com *Mascarenhas et al.* [1971]. Estes autores descreveram estruturas vorticais baroclínicas, tanto ciclônicas como anticiclônicas, amostradas na região de Cabo Frio (23° S). Especularam ainda que as feições topográficas favoreceriam o meandramento e formação dos vórtices da CB.

Campos et al. [1995] retomaram os trabalhos associados às atividades de meso-escala da CB. Nas proximidades do Cabo de São Tomé, a orientação da costa muda para o sentido nordeste-sudoeste. Desse modo, o fluxo da CB, por inércia, atinge profundidades além do seu escoamento básico, uma vez que as isóbatas acompanham a orientação da costa. Com o estiramento da coluna de água a CB adquire vorticidade relativa negativa, ou seja, ciclônica, na tentativa de conservar a vorticidade potencial. O ganho de vorticidade ciclônica guia a corrente de volta à direção da plataforma. Por inércia, a CB ultrapassa a isóbata de 1000 m e atinge profundidades menores. Por conservação de vorticidade potencial, a coluna de água adquire vorticidade relativa positiva (anticiclônica) para poder manter constante o momento angular do tubo de vórtice. Essa atividade de estiramento e achatamento da coluna de água acarreta no meandramento da CB, como uma onda de vorticidade barotrópica (Figura 2). Com isso, mostramos que a região de formação de vórtices ao largo de Cabo Frio. Abordaremos a seguir estudos sobre o Vórtice de Vitória e como estão associadas a sua formação e desenvolvimento.

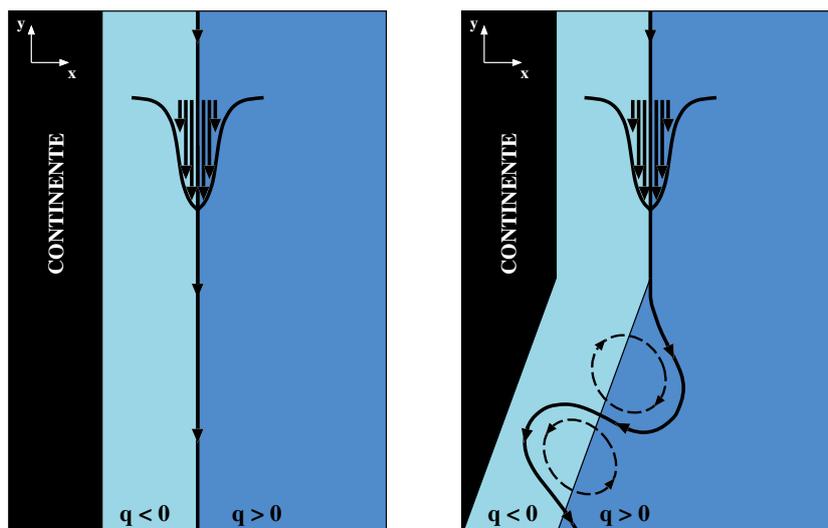


Figura 2: Esquematização da hipótese de *Campos et al.* [1995] para a ocorrência do meandramento da CB: [Painel esquerdo] costa orientada meridionalmente não propicia a formação de meandros; [Painel direito] mudança de inclinação de costa propicia a ocorrência de meandros. Adaptado de *Mattos* [2006]

1.3 O Vórtice de Vitória

Até o momento foi discutida toda a estrutura de larga e meso-escala da CB. Evitou-se, portanto, abordar o cerne da questão levantada como título do trabalho: no que consiste o Vórtice de Vitória ?

Em fevereiro de 1991, durante o cruzeiro do N.Oc. Meteor e parte do programa WOCE (“World Ocean Circulation Experiment”), cientistas alemães amostraram uma seção hidrográfica cruzando a região da CB em 20,5° S. Além de dados hidrográficos, derivadores de superfície e análise de imagens de satélite foram utilizados para mapear pela primeira vez um vórtice ciclônico frontal associado à CB. Nesta campanha oceanográfica, foram realizadas nove estações de CTD intercaladas com oito lançamentos de XBTs. Estes efetuaram perfilagens até uma profundidade de 800 m. Os derivadores foram lançados em 7 de fevereiro de 1991, localizado à oeste da estrutura vortical e com as velas a 100 m de profundidades para que estes não sofressem contaminação da ação direta do vento. Obteve-se também representações gráficas de satélite baseados em campos de TSM por imagens de AVHRR. Essas correspondiam

aos dias 31 de janeiro de 1991 e 1^o de fevereiro do mesmo ano.

O resultado da análise dos dados hidrográficos já mostravam uma assinatura do vórtice localizados acima dos 400 m de profundidade nas seções de temperatura potencial e salinidade com cerca de 70 km de raio. É importante ressaltar que *Schmid et al.* [1995] utilizaram o nível de 1200 dbar para referenciar o cálculo dinâmico pois o de 600 dbar ocasionava a obtenção de velocidades geostróficas muito elevadas para a APAN, superando valores maiores que 30 cm s^{-1} . Na descrição da Seção 1.1.2, definem-se os valores aproximados das respectivas profundidades que cada massa de água ocupa no oceano. Entretanto, esse nível de referência escolhido não permitiu o cálculo das velocidades geostróficas próximo à quebra da plataforma. A Figura 3 mostra a estrutura do VV em uma seção vertical de velocidade geostrófica. Podemos notar que esta mostra um VV assimétrico, com o lobo de velocidade em direção ao sul mais extenso que o lobo que se orienta para o sentido oposto.

Os dados de derivadores de superfície, apresentados nas Figuras 4 a, b e c, foram utilizados para estimativa da velocidade de translação e rotação do Vórtice de Vitória. Em termos de rotação, os valores da velocidade se situaram entre 0,31 e 0,46 m s^{-1} em torno de uma média da estrutura anelar. As trajetórias individuais revelam movimentos de translação lentos, da ordem de 0,05 m s^{-1} em magnitude. Durante o período de análise, o movimento chegou a ocorrer na direção noroeste, e portanto, opondo-se ao movimento da CB. Segundo os dados dos derivadores de superfície, os valores médios para o raio do VV obtido por *Schmid et al.* [1995] é de 45 km aproximadamente. Os autores, também, calcularam o número de Rossby ($Ro = U/(fr)$, onde U representa a velocidade de rotação e fr é o parâmetro de Coriolis do centro do vórtice) que, em média, apresenta valor de 0,1780. Ou seja, o VV está essencialmente em balanço geostrófico. Tal número valida o padrão apresentado na Figura 4

Em seu artigo *Schmid et al.* [1995] utilizaram imagens de AVHRR dos dias julianos 31 e 32 de 1991. Os autores, analisando a forte ressurgência causada pelos ventos de nordeste, especularam que esse fenômeno leva à formação de um meandro que se encerraria em um vórtice ciclônico e migraria para nordeste. Contrapondo essas idéias, as análises de *Garfield* [1990] e *Silveira et al.* [2000a, 2004] sugerem que estas estruturas seriam recorrentes e parte de um trem de ondas de vorticidade (ou

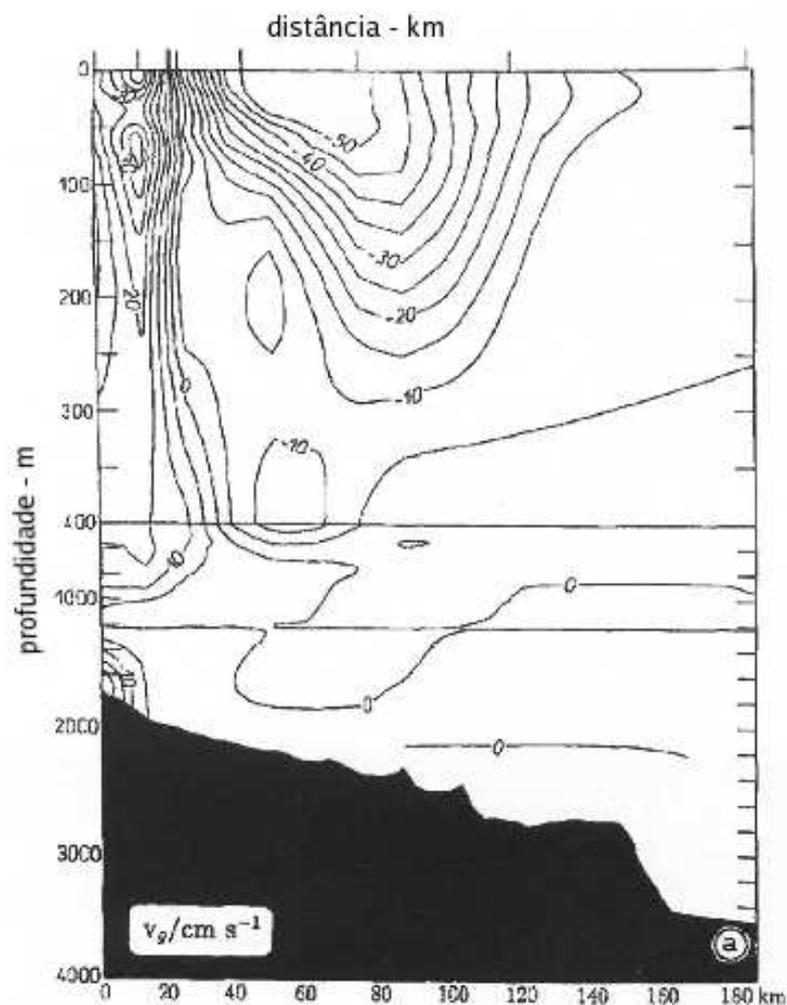


Figura 3: Velocidade geostrófica correspondente à radial oceanográfica proposta por *Schmid et al.* [1995] com nível referenciado em 1200 dbar.

de Rossby) baroclínicas.

Gaeta et al. [1999] estudaram o VV e sua relação com a biomassa de fitoplâncton e produtividade primária do mesmo período do ano em que *Schmid et al.* [1995] amostraram a estrutura vortical. Seus estudos se basearam em imagens de satélite, dados hidrográficos, nutrientes e clorofila-*a*. Como esta estrutura se localiza próxima à costa, os autores inferiram parâmetros bióticos para estimar o VV. Os autores concluíram que a estrutura do VV é uma feição permanente e confirmaram o que foi primeiro relatado acerca do VV: uma estrutura que pode estar ligada aos efeitos da topografia imposta pela direção sudeste da CB. Adicionalmente, o VV tem importante efeito na biota local.

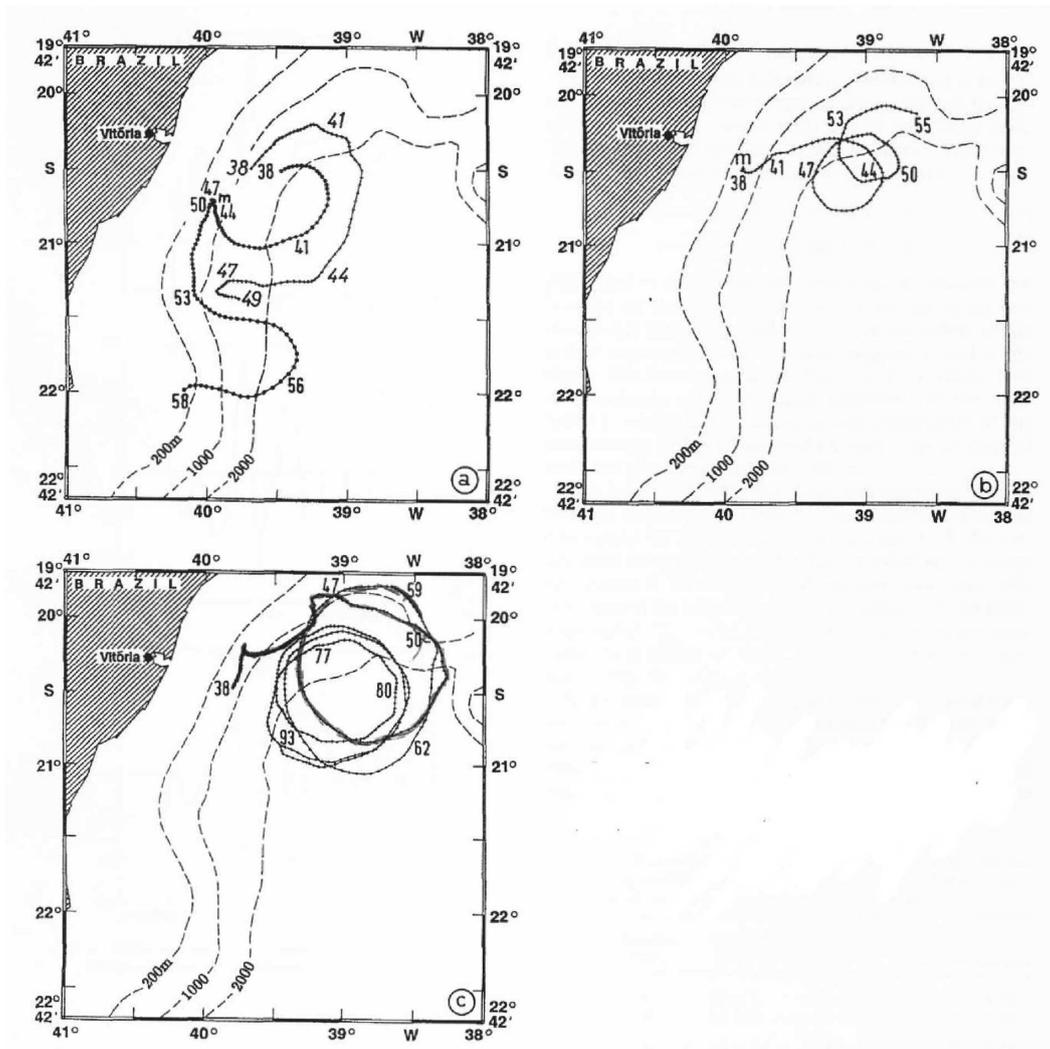


Figura 4: Trajetórias dos derivadores. Os números apresentados denotam os dias corridos do ano a partir de 1° de janeiro de 1991.

O emprego de um conjunto climatológico na análise tanto seccional quanto de padrões horizontais pode ajudar a elucidar o dilema posto acerca da natureza do VV ser uma estrutura permanente ou recorrente como parte de um trem de ondas baroclínicas.

2 Objetivos

O objetivo do presente estudo é verificar as hipóteses de permanência ou recorrência do Vórtice de Vitória a partir da climatologia proposta por *Boyer et al.* [2005].

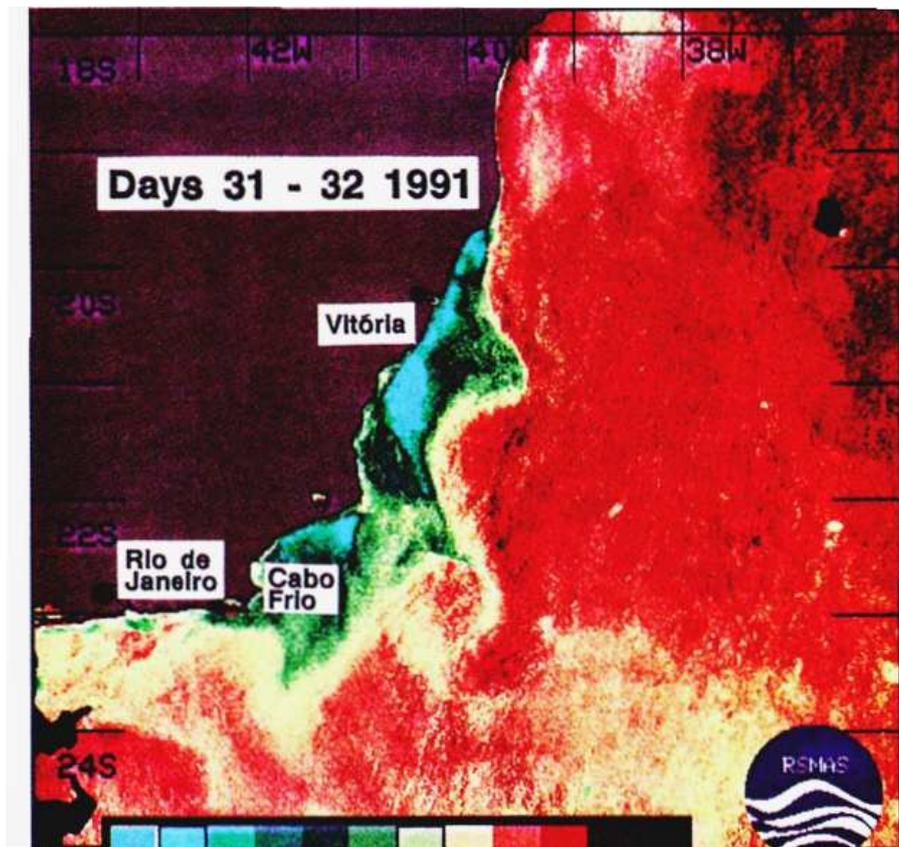


Figura 5: Mapas de TSM computados dos dados de AVHRR em 1991 para os dias 31 e 32. *Schmid et al.* [1995].

Para tal uma série de objetivos específicos devem ser alcançados e subdivididos, a saber :

- Estimar a estrutura vertical de massa e de velocidade geostrófica a partir de uma radial hidrográfica climatológica com posição inicial ($19,8^{\circ}$ S, $39,8^{\circ}$ W) e posição final (22° S e 37° W);
- Verificar a permanência, recorrência e modulação do VV através da identificação (detecção) da estrutura na radial hidrográfica climatológica anual, sazonal e mensal;
- Estimar os padrões horizontais climatológicos de velocidade geostróficas na região do Embaiamento de Tubarão e comparar com os padrões quase-sinóticos descritos na literatura .

3 Área de Estudo

O VV está localizado em uma porção da costa leste que *Zembruscki* [1979] caracterizou de Embaiamento de Tubarão. Este termo foi proposto por *Barreto & Milliman* [1969] para esta unidade fisiográfica da margem continental leste, delimitado entre os extremos ocidentais da Cadeia Vitória-Trindade (Banco Besnard e de Vitória) e a continuidade sul do Banco dos Abrolhos.

A plataforma continental pertinente ao trecho soma 7840 km² em área. Estreita-se consideravelmente ao sul do alargamento excepcional associado ao Banco dos Abrolhos para novamente se ampliar ao sul, na direção do Cabo de São Tomé. Observa-se uma largura média em torno de 50 Km e apresenta uma declividade de 1:1200/1:660 com a quebra ocorrendo aproximadamente em 70 m de profundidade.

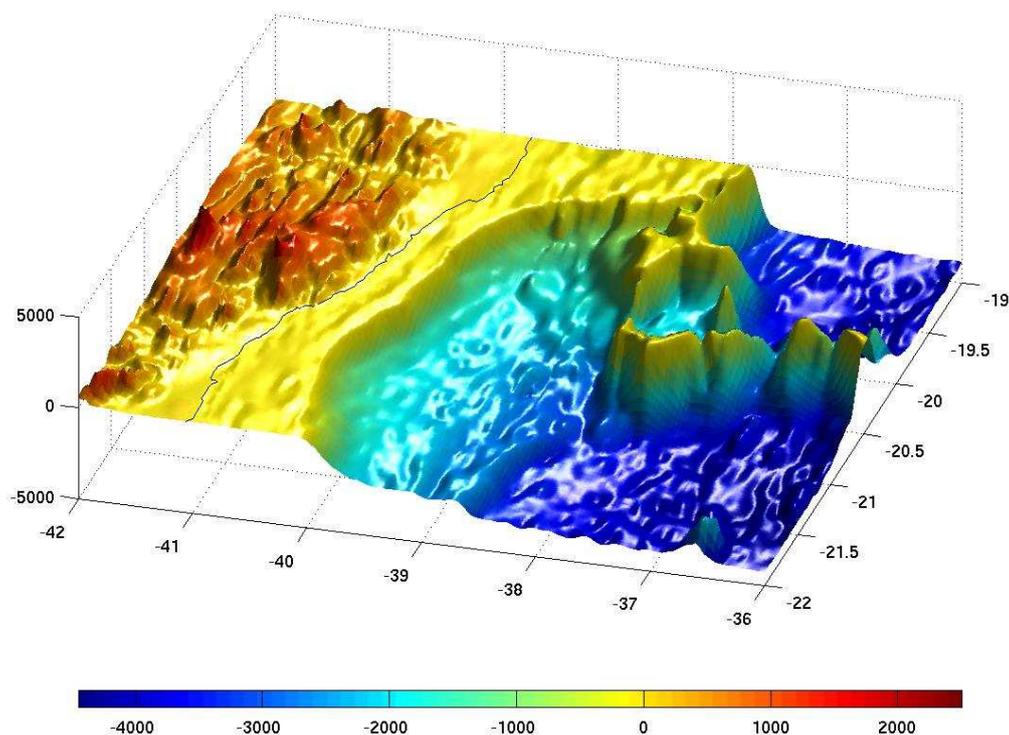


Figura 6: Representação tridimensional da batimetria da margem continental leste brasileira através do conjunto de dados ETOPO-2. O contorno em preto representa a linha de costa.

O talude continental uma área de aproximadamente 7000 km² com largura variando de 30 a 80 km. A declividade do talude é de 1:85/1:5. As feições geomorfológicas descritas acima, de acordo com *Zembruski* [1979], mostram quão confinada a região do Embaiamento do Tubarão é pois ao norte limita-se pelo Banco do Abrolhos e ao sul pela Bacia de Campos e rapidez com que se atinge grandes profundidades ao percorrer normalmente à linha de costa, como mostra a Figura 6 acima.

4 Metodologia

4.1 Conjunto de Dados

O conjunto de dados climatológicos utilizado no presente estudo consiste nos campos médios de temperatura e salinidade (T e S, respectivamente) calculados por *Boyer et al.* [2005] para uma grade regular de 0,25°. Para a construção dos conjuntos de dados, os autores utilizaram dados sinóticos de T e S coletados em campanhas oceanográficas que incluem a IOC (*Intergovernmental Oceanographic Commission*) sob a responsabilidade do projeto GODAR (*Global Ocean Data Archeology and Rescue*). Tais campos foram obtidos a partir dos dados do World Ocean Database de 2001 através da aplicação de técnicas de análise objetiva. Entretanto já deixamos aqui nossa contribuição de que a quantidade de dados para os oceanos do norte são maiores que os dados coletados nos oceanos austrais, principalmente pelos recursos financeiros a que os projetos de pesquisa estão vinculados. No Atlântico Sul, por exemplo, os dados climatológicos de 1°, que já sofriam de poucas medições para a composição dos dados climatológicos, ainda foram interpolados para uma resolução de 0,25°. O resultado do conjunto climatológico resulta em um alisamento das estruturas associadas à dinâmica de meso-escala ou, então, como mostraremos nas distribuições horizontais dos campos de função de corrente climatológica, as feições não respeitando as condições de contorno. Para os campos anuais, os cálculos são baseados em níveis padrões se estendendo da superfície, ou seja, 0m até 5500 m de profundidade. Já para os campos mensais, a profundidade máxima dos cálculos se restringe à profundidade de 1500 m. Esta climatologia é parte do conjunto das

atualizações do *Climatological Atlas of the World Ocean*, desenvolvido originalmente por Levitus [1982].

4.2 A Construção da Radial Hidrográfica

Na seção 1.3, em que foi descrito o VV, *Schmid et al.* [1995] utilizaram dados de CTD e XBT para a construção das seções verticais. Os autores acreditaram que o núcleo do vórtice estava centrado em $20,5^{\circ}$ S de latitude. Partindo desta premissa, desenharam a radial hidrográfica e capturaram sua estrutura vortical através da presença de dois lobos com sentido de escoamento opostos.

Para o presente estudo, delimitaram-se os pontos da grade proposta por *Boyer et al.* [2005] para a região denominada de Embaiamento de Tubarão (Figura 7). Os pontos em vermelho representam as coordenadas em que estão inseridos valores de T e S ao longo das profundidades referenciadas pelos autores supra-citados. Aparentemente por representar uma climatologia, os pontos que representam as perfilagens de T e S deveriam ser equidistantes. Entretanto quando observamos os conjuntos de dados notamos que as variações tanto latitudinal como longitudinal são, alternadamente 0,3 e 0,2. Por exemplo, para $20,1^{\circ}$ S o próximo ponto será $20,4^{\circ}$ S, $20,6^{\circ}$ S e $20,9^{\circ}$ S. O mesmo ocorre com os valores de longitude. Portanto os pontos em vermelho, representando os dados ao longo do embaiamento não são equidistantes.

Afim de reproduzir a radial sinótica de *Schmid et al.* [1995] na climatologia, construiu-se uma radial com as coordenadas iniciais e finais respectivamente em $19,8^{\circ}$ S, $39,8^{\circ}$ W, 22° S e 37° W (Figura 8).

A Figura 8 mostra a radial hidrográfica onde os estudos sobre o VV serão conduzidos neste trabalho. É importante ressaltar que os pontos que compõem esta radial, por vezes, não são coincidentes com a grade de pontos climatológicos. Os valores de T e S para os pontos da radial não coincidem com os da climatologia original obtidos por interpolação linear.

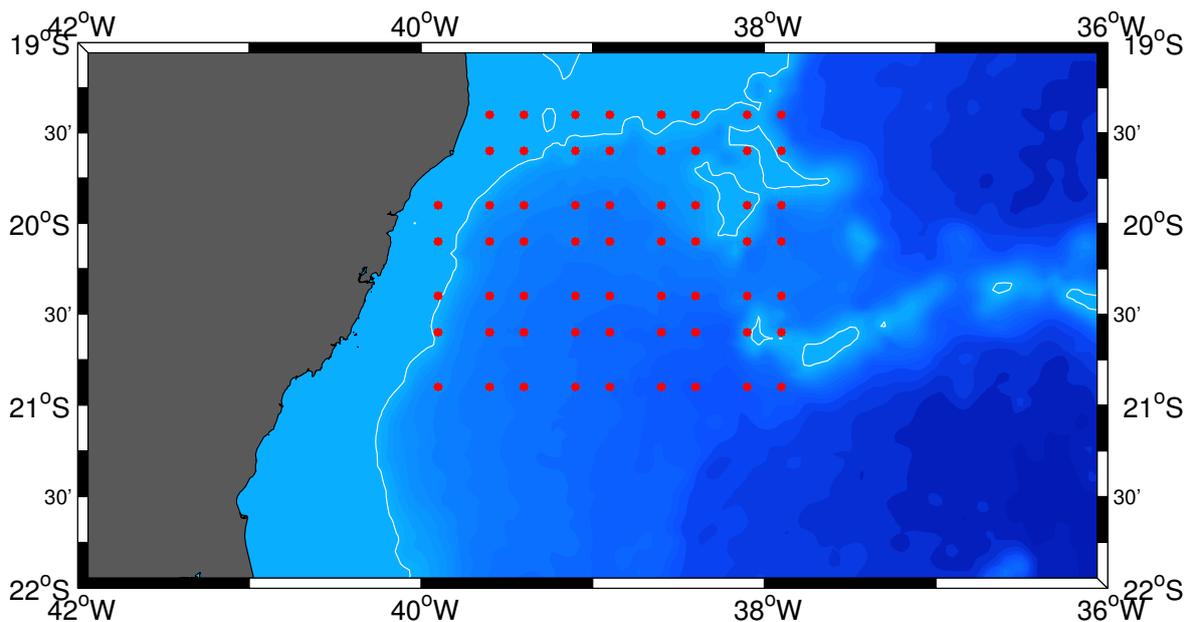


Figura 7: Mapa exibindo as localidades de onde os perfis de temperatura e salinidade foram extraídos da climatologia de *Boyer et al.* [2005] para o presente estudo.

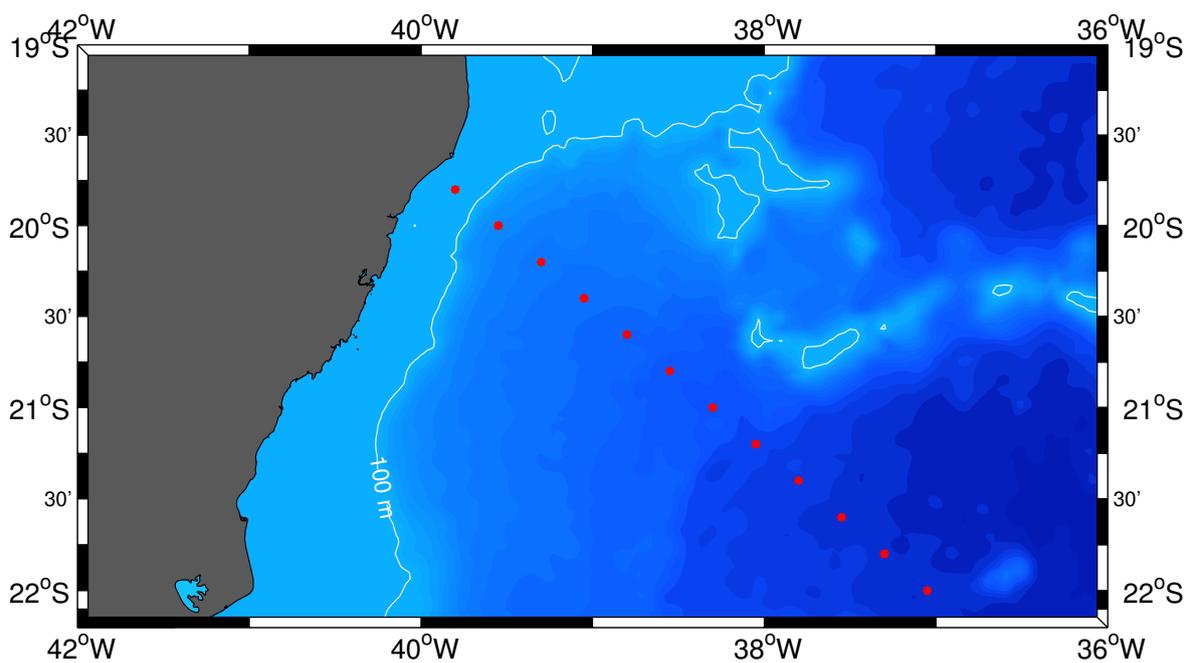


Figura 8: Radial idealizada e representada pelos pontos vermelhos para o estudo de VV entre as latitude de 20° e 22° S.

4.3 Elaboração das Seções Verticais

4.3.1 Seções Verticais de T, S e σ_θ

As distribuições verticais de T e S foram elaboradas para a radial exibida na Figura 8. Valores de densidade potencial ρ_θ foram calculados a partir das rotinas Seawater, propostas por Fofonoff & Millard [1983] para o software *Matlab* da *Mathworks Inc.*. As seções de anomalia de densidade (σ_θ) potencial,

$$\sigma_\theta = \rho_\theta - 1000, \quad (1)$$

foram também construídas para a radial hidrográfica climatológica.

4.3.2 O Método Dinâmico Clássico

Segundo *Sandström & Helland-Hansen* [1903], o Método Dinâmico Clássico fundamenta-se na integração vertical da Equação do Vento Térmico, que quando escrita em coordenadas cartesianas possui a forma de

$$v_g(z) - v_g(-H_0) = \frac{g}{f_0} \int_{-H_0}^z \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz', \quad (2)$$

onde H_0 é o nível de referência onde a velocidade é assumida nula, ρ_0 é a densidade de referência e f_0 é o valor médio do parâmetro de Coriolis entre duas estações hidrográficas separadas por uma distância dx . Como resultado, a velocidade relativa v_g é normal à linha correspondente à distância dx .

A Equação 2 é reformulada de forma que a coordenada de integração z é substituída pela pressão p

$$v_g(p) - v_g(-p_0) = \frac{1}{f} \frac{\Delta\phi_b - \Delta\phi_a}{\Delta x}, \quad (3)$$

onde os termos $\Delta\phi_a$ e $\Delta\phi_b$ são definidos por

$$\Delta\phi_a = \int_{p_0}^p \delta_a dp \quad (4)$$

$$\Delta\phi_b = \int_{p_0}^p \delta_b dp, \quad (5)$$

de acordo com a definição de geopotencial, e onde os índices a e b se referem a dois pontos contíguos na radial da Figura 8. A escolha correta de um nível de movimento nulo permitiria interpretar os resultados basicamente como velocidades baroclínicas absolutas e, portanto esta é a maior desvantagem do uso deste método. No estudo desenvolvido acerca da região, o nível de referência adotado localiza-se em 1000 dbar pois o transporte geostrófico são relativamente maiores do que o transporte referenciado a 500 dbar e por este nível estar na interface entre as duas massas de água referenciadas no Seção 1.1.2: AIA e ACS.

4.3.3 Seções Verticais de Velocidade Geostrófica Climatológica

Os dados de anomalia do geopotencial passaram por um processo de extrapolação de acordo com *Reid & Mantyla* [1976]. Este método de extrapolação consiste em atribuir valores aos pontos cujas profundidades não atingiram o nível de referência. Com isso pudemos, logo em seguida, realizar novos cálculos de velocidade geostrófica via método dinâmico clássico (seguindo *Sandström & Helland-Hansen* [1903]) com rotinas pré-estabelecidas no *software* acima utilizado.

4.4 Campos Horizontais de Função de Corrente Geostrófica Climatológico

A segunda etapa do trabalho envolve a elaboração dos campos horizontais de função de corrente geostrófica climatológica. Definimos em seguida o nível de profundidade plotado que construímos os campos horizontais desta quantidade física: 10 m. A profundidade adotada representa os valores superficiais de função de corrente geostrófica. Além disso, por se tratar de uma climatologia, onde as feições de meso-escala estão muito suavizadas, preferimos mapear somente a essa profundidade, uma vez que as seções verticais de velocidade geostrófica nos mostrarão a variabilidade temporal da estrutura vertical.

Para a construção das seções de velocidade geostrófica explicitado na Seção 4.3.3, utilizamo-nos novamente dos valores de anomalia do geopotencial ($\Delta\phi$). Conceitualmente, a anomalia do geopotencial é o trabalho por unidade de volume da água do mar quando, através de artifícios matemáticos, deslocamos da pressão p_0 para a pressão p .

Podemos definir essa grandeza como sendo:

$$\Delta\phi = \int_{p_0}^p \delta dp \quad (6)$$

em que temos δ sendo obtido através de dados de T e S e definido como a anomalia do volume específico. Novamente mantemos o nível de movimento nulo em 1000 dbar pelo mesmo motivo já explicitado na Seção 4.3.2. As equações do balanço geostrófico no plano f em coordenadas isobáricas são

$$u = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta\phi}{\partial y}, \quad (7)$$

$$v = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta\phi}{\partial x}. \quad (8)$$

onde f_0 é o valor médio do parâmetro de Coriolis centrado na latitude de 20,5°S. Como se trata de um fluxo horizontal e não divergente no plano f , basta respeitar a seguinte condição:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (9)$$

Os campos de velocidades podem ser representados por vetores de velocidade \vec{v} tangentes a linhas de corrente ψ , de modo que:

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (10)$$

$$u = -\frac{\partial\phi}{\partial y}. \quad (11)$$

Portanto, satisfazemos a Equação 9 acima, pois:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\psi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(-\frac{\partial\psi}{\partial x}\right) = 0 \quad (12)$$

Para a definição de ψ reescrevemos as equações 7 e 8 utilizando-as da seguinte maneira:

$$v = \frac{\partial}{\partial x} \cdot \left(\frac{\Delta\phi}{f_0}\right) \quad (13)$$

$$u = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\Delta\phi}{f_0}\right). \quad (14)$$

e comparamos com as Equações 10 e 11 afim de obtermos a seguinte equação de função de corrente geostrófica:

$$\psi = \frac{\Delta\phi}{f_0}. \quad (15)$$

4.4.1 Gradeamento dos Campos Horizontais

Através de aplicativos computacionais associados ao *software MATLAB*, optamos por confeccionar uma grade regular que contivesse grande parte dos pontos escolhidos para o estudo do VV. Como mostra a Figura 9 subdividimos a grade em 50 pontos perpendiculares à costa e 80 pontos paralelos a esta. A partir desta resolução de grade podemos mostrar que a distância média entre os pontos da grade corresponde a 4,9 km aproximadamente. Convertendo em milhas náuticas, isso corresponde a 2,62 mn em qualquer direção que possamos observar.

A grade foi confeccionada para a interpolação de propriedades como a anomalia do geopotencial afim de obtermos os campos de função de corrente geostrófico. Para

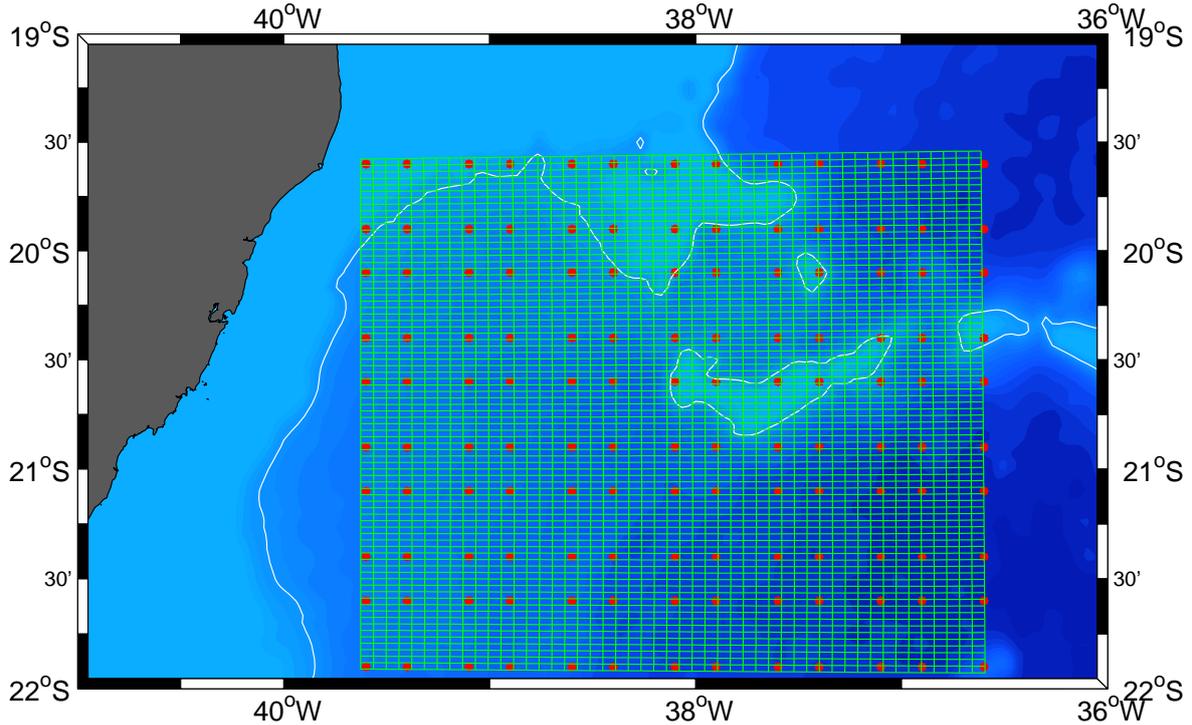


Figura 9: Grade Horizontal utilizada para o estudo dos campos de função de corrente geostrofica climatologica

a interpolação utilizamos o método da Análise Objetiva (AO). A técnica se baseia no Teorema de Gauss-Markov, o que nos dá a possibilidade de regularizar uma propriedade física ao longo de um espaço definido a partir da análise dos dados contidos nas estações hidrográficas.

Associado às técnicas de AO para a grade, obtemos os mapas de erro através de uma estimativa de erros mínimos quadráticos das propriedades físicas analisadas. Seguindo *Bretherton et al.* [1976] a AO é um estimador linear dependente da função de correlação entre as observações. Esta é aproximada por uma forma gaussiana e isotrópica, que de acordo com *Silveira et al.* [2000b], é dada por:

$$C(r) = (1 - \epsilon^2) e^{-\frac{r^2}{lc^2}}, \quad (16)$$

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.

O comprimento de correlação empregado para este estudo é de $lc = 1,5^\circ$ repre-

sentando cerca de 160 km com variância do erro amostral de 0.09.

Vários autores, dentre os quais *Silveira et al.* [2000b], optam por aplicar as condições de contorno de Dirichlet para impedir que os mapas de Ψ apresentem escoamento normal à costa. Neste trabalho, no entanto, tal aplicação se mostrou inviável dada a natureza climatológica dos dados (e conseqüente suavização dos padrões) e o comprimento de correlação usado por *Boyer et al.* [2005]. Como o presente trabalho é regional, a adequação dos padrões de escoamento à complexa batimetria da região pode levar à geração de estruturas espúrias de mesoescala durante a interpolação.

5 Resultados

Primeiramente, apresentaremos aqui os resultados das seções verticais de temperatura, salinidade, densidade potencial e velocidade geostrófica para a radial normal à costa. Iniciamos com as figuras que representam uma média anual dos campos termohalinos, de massa e da velocidade geostrófica. Em seguida, apresentamos as médias referentes às estações do ano e, por fim, as seções relativas à média climatológica de cada mês do ano individualmente. Na segunda parte do nosso estudo, mostraremos os campos horizontais de temperatura, salinidade, densidade potencial e por fim os campos de função de correntes climatológicas dos meses em que se verificou a presença da assinatura do VV e dos meses em que estrutura não se faz presente. A seleção e apresentação dos campos horizontais somente para alguns meses foram baseadas na interpretação das seções de velocidade geostrófica climatológica perpendicular à costa.

5.1 Seções Verticais Climatológicas Anuais

Como já descrito nas seções acima, a radial normal é aquela que buscou reproduzir, dentro das condições climatológicas, o que *Schmid et al.* [1995] obtiveram em condições sinóticas a respeito do VV. A Seção 2 apresentou os valores das coordenadas inicial e final a respeito do conjunto de estações. Em um total de doze pontos, essa radial possui uma extensão de aproximadamente 375 km. A seguir, a Figura 10

apresentam os campos de temperatura, salinidade e anomalia de densidade potencial.

Podemos notar que a camada de mistura se apresenta maior na região oceânica do que próximo à costa. Nota-se também que ao longo dos 500 m de profundidade aproximadamente, as isotermas e as isohalinas apresentam o mesmo padrão. O mínimo de salinidade associado a AIA está em uma faixa que compreende entre 600 m e se estende até 1200 m aproximadamente. Os gradientes horizontais de temperatura e de salinidade entre os 50-100 km não apresentam robustez o que se reflete no leve soerguimento das isopicnais em direção à quebra da plataforma.

Em superfície até uma profundidade média de 100 m, as temperaturas atingem valores superiores a 22°C. No nível de referência adotado para este estudo (1000 dbar), as temperaturas encontradas nesta profundidade são inferiores a 5°C. É importante notar que, da superfície até a profundidade mapeada (1500 m), os valores de temperatura decrescem monotonicamente.

Os valores de salinidade em superfície se apresentam superiores a 36,5. No nível adotado para o movimento nulo, o valor se encontra próximo a 34,5. Podemos notar que essa profundidade também ocorrem os menores valores de salinidade e que, possivelmente, estariam associados ao mínimo da AIA. Percebemos também que a partir dos 1000-1100 m ocorre um incremento nos valores de salinidade (cerca de 0,2-0,3).

As inflexões no campo de densidade possuem duas influências: até aproximadamente 500-700 m as variações no campo de massa são regidos pela variação da temperatura; a partir dos 800 m as isopicnais são influenciadas pelas variações halina. Os valores de anomalia de densidade em superfície encontram-se próximo a 24,5 kg m⁻³. No nível de referência a densidade atinge valor muito próximo de 27 kg m⁻³

A CB apresenta-se bem distribuída na superfície com dois núcleos de velocidade bem definidos. O primeiro, situado a uma distância de cerca de 150 km da primeira estação, possui uma velocidade de aproximadamente 0,08 m s⁻¹ para o sul; o segundo núcleo, mais afastado e passando aproximadamente a 250 km do ponto inicial apresenta uma velocidade da ordem de 0,04 m s⁻¹. Logo abaixo, podemos presenciar um núcleo de velocidade orientado no sentido oposto à CB. A CCI localiza-se abaixo do ramo principal da CB e apresenta velocidade bem abaixo desta (cerca de 0,03 m

s^{-1}). O traçado em branco localizado em 1000 dbar representa o nível de movimento nulo. Abaixo deste, podemos notar um fluxo de mesma orientação da CB. Trata-se, pois, da Corrente de Contorno Profunda (CCP). Na seção de velocidade conseguimos capturar a porção superficial do fluxo. A CCP apresenta uma velocidade inferior àquela apresentada para o mesmo fluxo que se orienta no mesmo sentido, e uma velocidade de mesma magnitude para o fluxo que apresentamos logo acima, (cerca de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ para o sul). Na seção anual, não verificamos a presença do VV (Figura 11), ou seja, nenhum fluxo em superfície que possui orientação contrária à CB.

5.2 Seções Verticais Climatológicas Sazonais

5.2.1 Verão

Assim como apresentado no Seção 5.1, apresentaremos os campos médios para T, S e σ_θ da radial. As figuras fazem parte da média realizada durante os meses que correspondem ao verão, ou seja, janeiro, fevereiro e março. O fato deste último mês ser parte integrante do verão é que cerca de 2/3 deste estão nessa estação e portanto fará parte do ciclo sazonal. A Figura 12 mostra esse período.

Como é observado nas figuras para o verão, pode-se notar que a camada de mistura possui menor espessura próximo à costa e em direção ao oceano esta camada torna mais espessa. Nota-se que nos primeiros 500 m as isotermas e as isohalinas apresentam o mesmo padrão, todavia em regiões oceânicas superficiais as águas são mais salinas em comparação com as regiões costeiras. O mínimo de salinidade associado a AIA está em uma faixa que compreende entre 500-550 m e se estende até 1000-1300 m. Os gradientes horizontais de temperatura e de salinidade entre os 50-100 km não apresentam robustez o que se reflete no leve soerguimento das isopicnais em direção à quebra da plataforma.

Em superfície até uma profundidade média de 100 m, as temperaturas atingem valores próximos a 25°C . No nível de referência, os valores encontrados nesta profundidade são inferiores a 4°C . É importante notar que, da superfície até a profundidade mapeada (1500 m), os valores de temperatura decrescem monotonamente, ou seja, por se tratar de uma climatologia, o campo de T decresce em uma taxa constante.

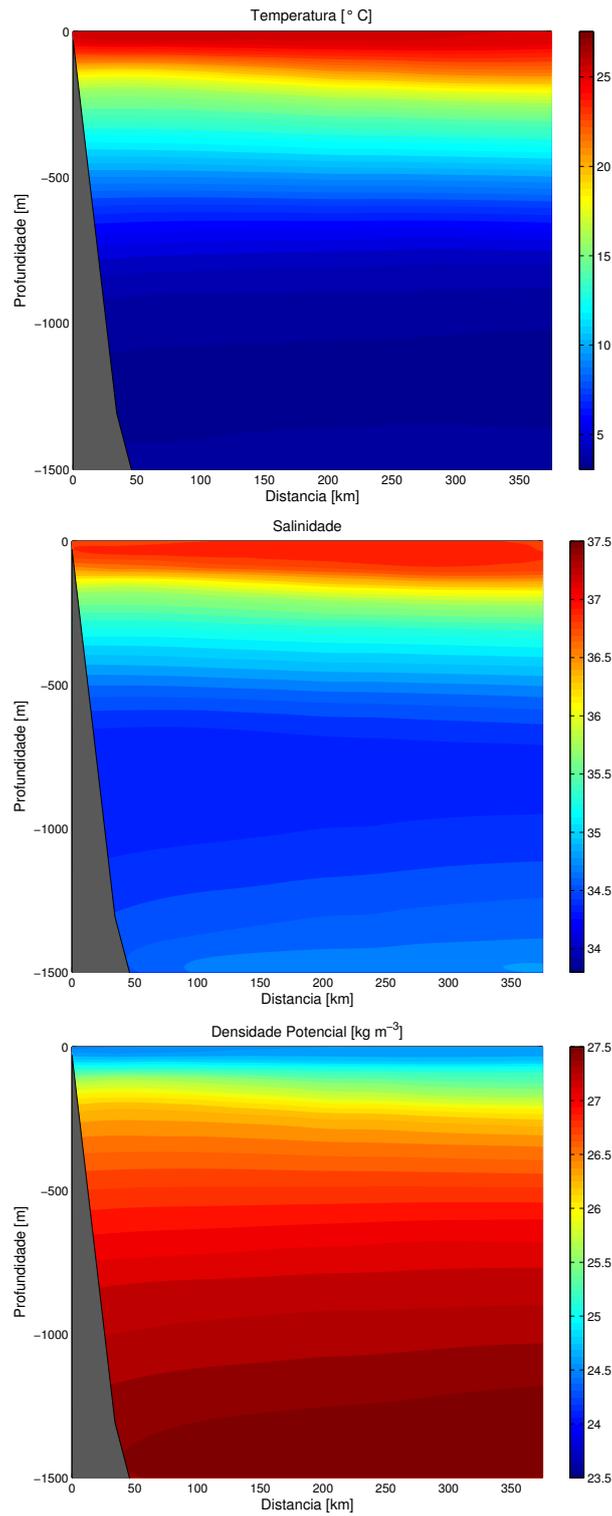


Figura 10: Seções verticais climatológicas anuais: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.

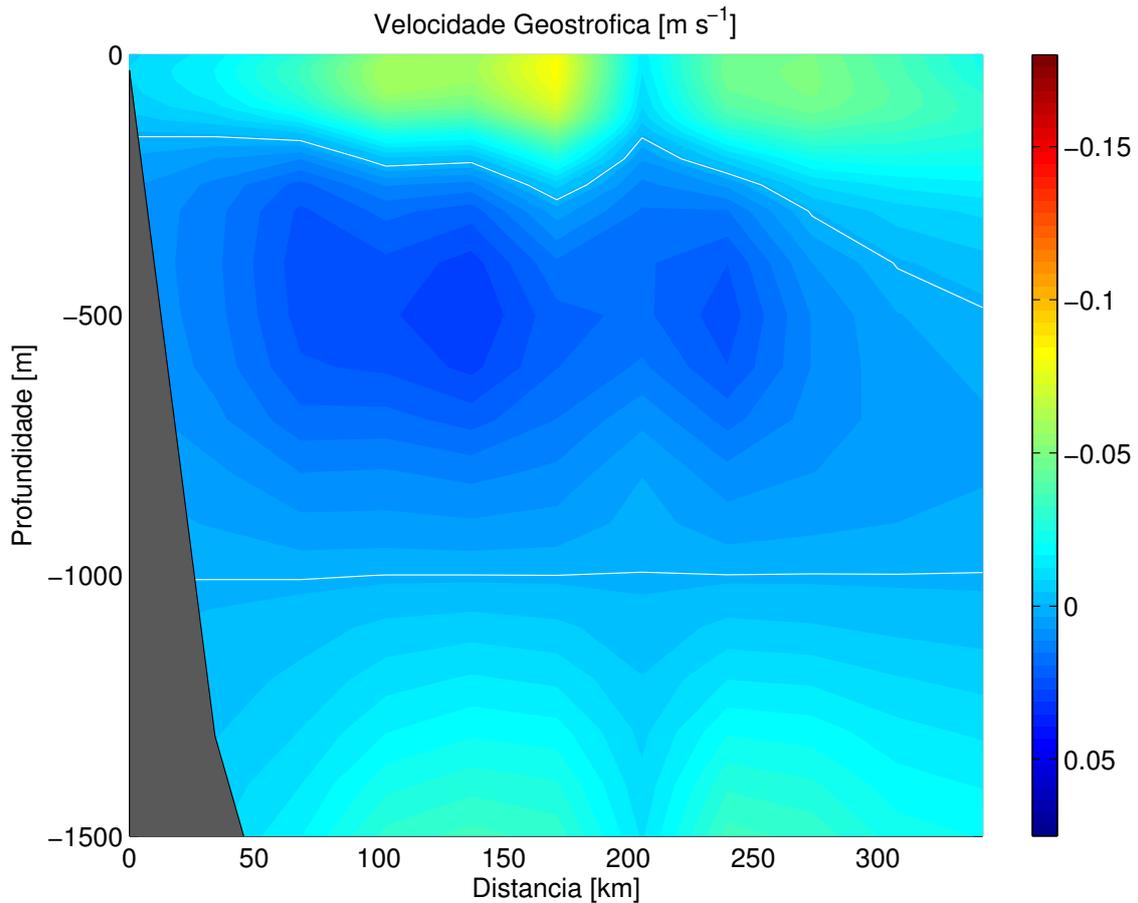


Figura 11: Seção vertical climatológica anual de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.

Os valores de salinidade em superfície se apresentam superiores a 36,5. Em uma faixa que compreende 200 km de distância, possuindo seu início em 100 km, ocorre um máximo de salinidade em superfície (cerca de 37). No nível adotado o valor se encontra próximo a 34,5. Entretanto, como podemos notar mais ainda, essa faixa de mínimo de salinidade é menor que aquela apresentada para o campo climatológico anual. Para o verão, estende-se do talude continental, até a região oceânica em uma largura de aproximadamente 200 m (para o campo anual essa largura tinha aproximadamente 400 m no talude decrescendo à medida que se dirigia para a região oceânica). Podemos notar que essa profundidade também ocorrem os menores valores de salinidade e que, possivelmente estariam associados ao mínimo da AIA. Percebemos também que a salinidade, ao contrário do campo de temperatura não decresce à medida que aumentamos a profundidade. Em outras palavras, a partir dos 1000 m

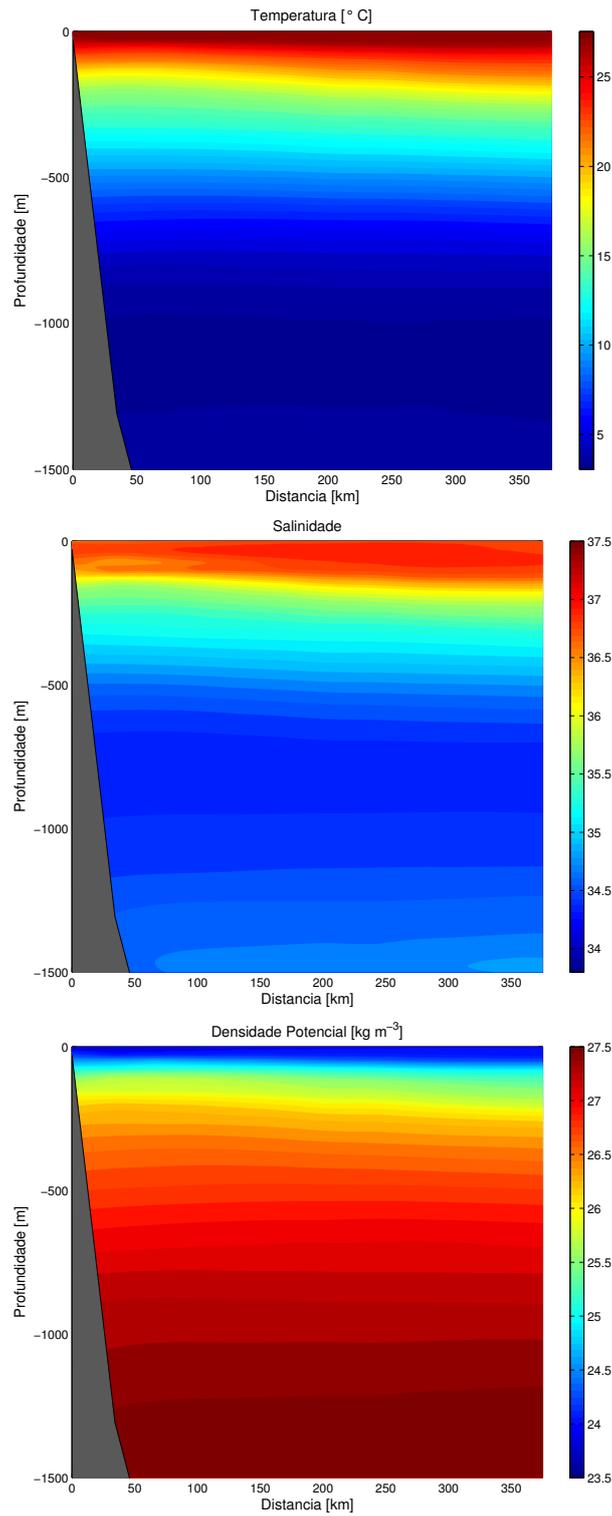


Figura 12: Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao verão: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.

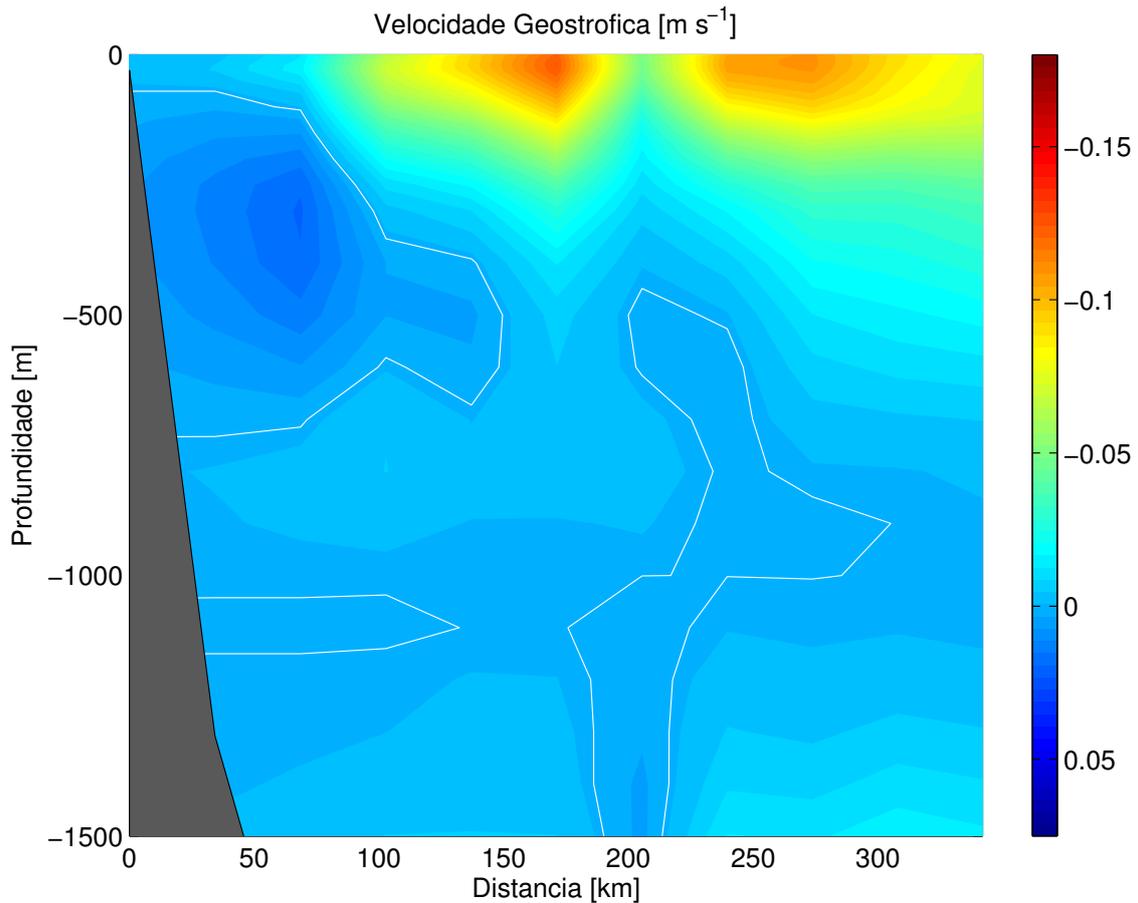


Figura 13: Seção vertical climatológica sazonal referente ao verão de velocidade geostrofica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.

ocorre um incremento nos valores de salinidade (cerca de 0,3).

Diferentemente do que ocorre no campo climatológico anual de massa, as inflexões no campo de densidade, para o verão, possuem apenas a influência do campo de salinidade. Os valores de anomalia de densidade em superfície encontram-se próximo a 24 kg m^{-3} . No nível de referência a densidade atinge valor muito próximo de $27,5 \text{ kg m}^{-3}$

O campo de velocidade apresentado na Figura 13 corresponde à análise qualitativa das figuras anteriores. A CB apresenta um escoamento que atinge velocidade máximas em subsuperfície da ordem de $0,14 \text{ m s}^{-1}$ para sul se estendendo até uma profundidade de aproximadamente 400 m longe da costa. Outros núcleos podem ser observados na região oceânica; estes, todavia, com velocidades muito inferiores àquelas encontradas para o primeiro fluxo, mostrando que o escoamento da CB se

bifurca ao passar pela Cadeia Vitória-Trindade. Com núcleo centrado em aproximadamente 500 m de profundidade podemos notar um fluxo com sentido norte-nordeste próximo ao talude continental; trata-se do escoamento da CCI. A velocidades deste apresenta-se da ordem de $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Apesar deste campo também ser mapeado até a profundidade de 1500 m, não há nenhum registro da CCP. No período do verão, a presença de um vórtice nesta região de não se faz presente; não existe um fluxo com uma aparente velocidade para o sentido oposto ao da CB (norte-nordeste) adjacente à plataforma e na mesma profundidade, o que indica que a estrutura citada e estudada, na climatologia não ocorre para os meses de verão como pode ser mostrado na figura.

5.2.2 Outono

Os meses que compõem o outono são abril, maio e junho e, para tal, a escolha seguiu o mesmo critério apresentado para a estação do ano anterior. Assim como mostrado para o verão, o outono também apresenta na região oceânica uma camada de mistura espessa do que aquela na região costeira. A faixa de mínimo de salinidade é observada a partir 500 m de profundidade.

Como ilustra a Figura 14, a temperatura da superfície atinge valores da ordem de 25°C não apresentando variações expressivas até uma profundidade média de 100 m. A partir desta chegando até aproximadamente 600-700 m podemos notar um maior gradiente, e a temperatura que antes chegava a ultrapassar os 20°C , na base da termoclina atinge valores menores que 10°C . A partir dos 800 m, os gradientes térmicos são muito suaves variando cerca de 3°C até 1500 m. No nível de referência adotado, os valores de T se encontram próximo de 3°C .

O campo de salinidade em superfície até uma profundidade de aproximadamente 100 m, não ocorre muitas variações, com valores médios da ordem de 36,5. Abaixo da camada de mistura, encontramos a haloclina até uma profundidade de 600 m. Nesta porção da seção, assim como ocorre com os valores de T, o campo de S sofre as maiores variações, partindo de valores encontrados na superfície (36,5) até 34. A partir de 600 m percebemos que há uma faixa de mínimo de salinidade e que esta pode estar associado ao mínimo da AIA. Em 1000 m e percorrendo a profundidade para

alcançarmos os 1500 m, ocorre um incremento de cerca 0,2 na salinidade. Percebemos, portanto que, diferentemente da temperatura, o campo halino não sofre uma variação monotônica. Até atingir o mínimo de salinidade, em 1000 m, os gradientes se comportam de forma a diminuir à medida que percorremos a profundidade. Em 1000 m, onde fixamos nosso nível de referência, os valores de salinidades são da ordem de 34-34,5. Ao passarmos o nível adotado, os valores de salinidade possuem um incremento como foi citado anteriormente.

O mesmo ocorre com a seção de σ_θ . Na camada de mistura (100 m aproximadamente aqui representada), os valores de anomalia de densidade são da ordem de 24 kg m⁻³. A partir dessa profundidade até 600-700 m, as variações no campo de massa se torna mais pronunciado atingindo valores na base da picnoclina valores de cerca de 27 kg m⁻³. A partir dos 800 m até 1500 m, o gradiente se torna mais suave e a variação é mais ameno.

As inflexões no campo de densidade são influenciados pelos campos de T e S. Até os 600 m de profundidade a anomalia de densidade sofre a influência do campo de T. A partir dessa profundidade até os 1500 m as inflexões de S passam a influenciar o campo de massa.

O campo de velocidade geostrófica é apresentado na Figura 15. Diferentemente daquela apresentado no verão, a CB não flui próxima ao talude. Dois núcleos, um centrado em aproximadamente 200 km distante da primeira estação e um segundo núcleo maior e mais intenso passando mais distante da costa, a cerca de 300 km. Por se tratar de uma climatologia, os fluxos são muito inferiores àqueles descritos por *Schmid et al.* [1995], com velocidade máxima no primeiro núcleo da ordem de 0,08 m s⁻¹ para sul-sudoeste.

Entre 50 e 100 km e próximo à superfície podemos notar um fluxo de maior intensidade e sentido oposto a um dos ramos da CB. A partir dos 170 km surgem fluxos orientados no sentido oposto. Pela primeira vez, na análise dos dados, conseguimos capturar velocidades que estão em sentido oposto ao fluxo normal da CB. Estudo preliminares indicaram que o raio do vórtice tem aproximadamente 50 km apresentando uma estrutura assimétrica. Neste estudo, podemos constatar que as velocidades com sentido oposto à CB ocupam aproximadamente 170 km de distância. Por se tratar

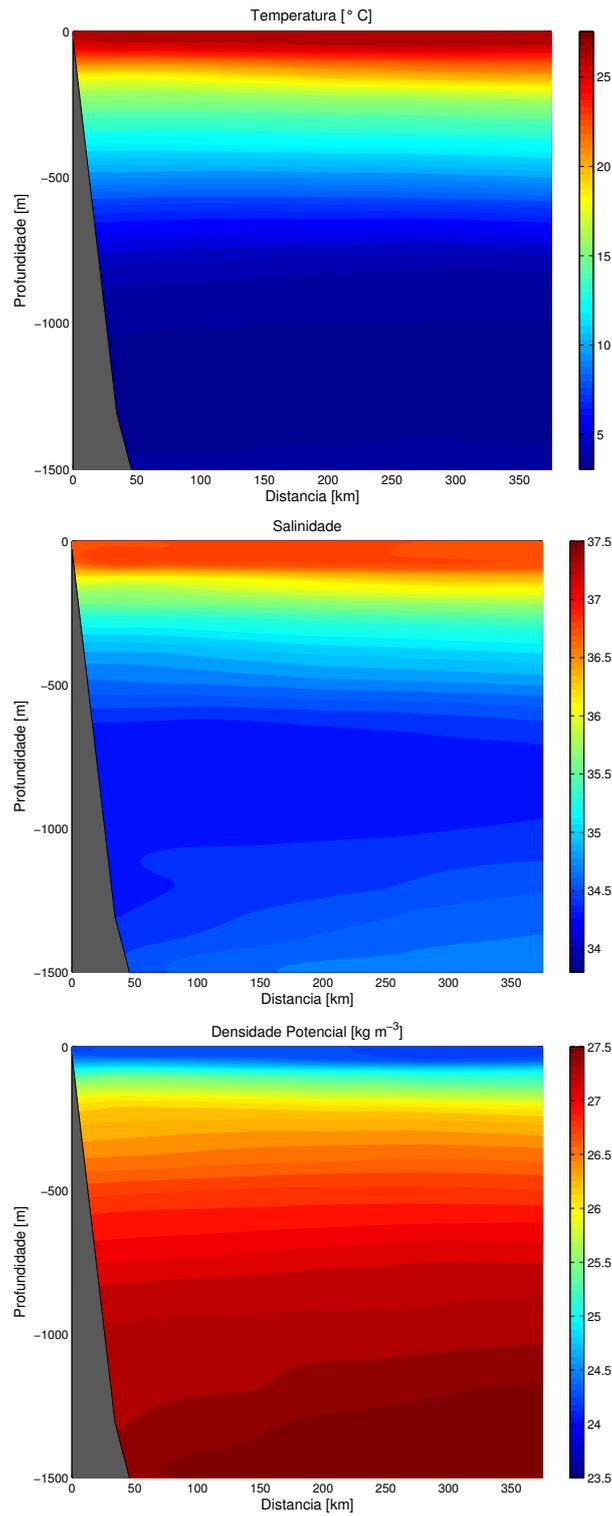


Figura 14: Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao outono: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.

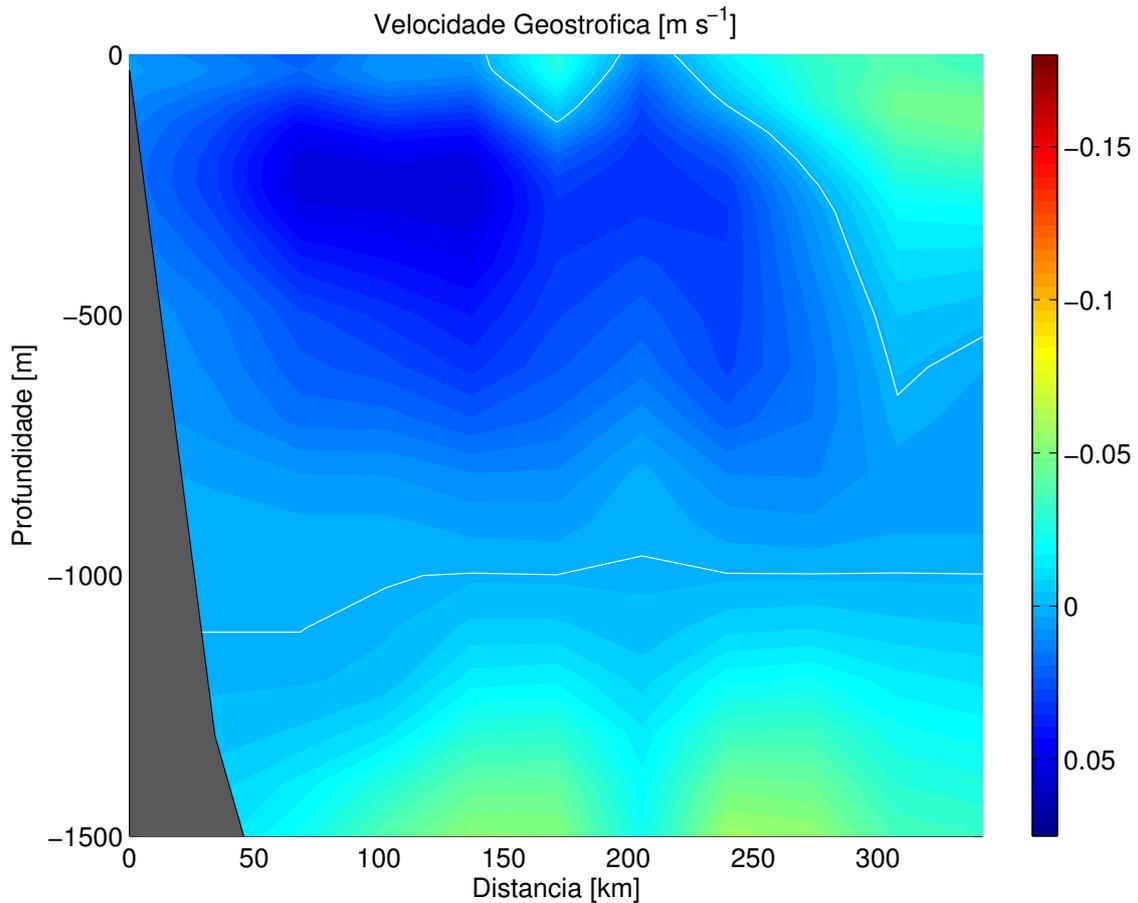


Figura 15: Seção vertical climatológica sazonal referente ao outono de velocidade geostrofica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.

de uma média climatológica da estação do ano, as larguras dos lobos provavelmente representam não somente as velocidades de rotação da estrutura como também uma promediação da translação ao longo do outono. Trata-se, portanto da assinatura climatológica do VV. Da superfície até aproximadamente 800 m encontramos um fluxo orientado para norte, com núcleo em cerca de 250 m. Em outras palavras, os fluxos superficiais que se orientam em sentido oposto ao escoamento médio da CB estão fundidos ao fluxo da CCI. Portanto, evidenciamos que ao longo do outono a estrutura de VV se faz presente. Para isso, vamos acompanhar ainda as estações seguintes para, em seguida, analisarmos os resultados mês a mês.

5.2.3 Inverno

Na seção anterior, presenciamos pela primeira vez fluxos orientados para norte-nordeste adjacente à plataforma e talude continental, e que são evidências para se atestar recorrência do VV no período do outono. Nesta estação, como mostra a Figura 16, o cenário apresentado se apresenta descrito a seguir.

A temperatura da superfície atinge valores próximos de 22°C não apresentando variações expressivas até cerca de 100 m. A partir do topo da termoclina chegando até aproximadamente 600 m, podemos notar uma maior variação no campo de T. A temperatura que antes chegava a ultrapassar os 20°C na base da camada de mistura, atinge valores menores que 10°C na base da termoclina. A partir dos 800 m, os gradientes térmicos são mais suaves variando cerca de 3°C até 1500 m. No nível de referência adotado, os valores de T se encontram próximo de 3°C.

No campo de salinidade, na superfície até uma profundidade de aproximadamente 100 m, não ocorre muitas variações, com valores médios da ordem de 37. Abaixo da camada de mistura, encontramos a haloclina até uma profundidade de 500 m. Nesta porção da seção, assim como ocorre com os valores de T, o campo de S sofre as maiores variações, partindo de valores encontrados na superfície (36,5) até 34. A partir de 600 m percebemos que há uma faixa de mínimo de salinidade e que esta pode estar associado ao mínimo da AIA. Em 1000 m e percorrendo a profundidade até alcançarmos os 1500 m, ocorre um incremento de cerca 0,2 na salinidade. Percebemos, portanto que, diferentemente da temperatura, o campo halino não sofre uma variação monotônica. Até atingir o mínimo de salinidade, em 1000 m, os gradientes se comportam de forma a diminuir à medida que percorremos a profundidade. Em 1000 m, onde fixamos nosso nível de referência, os valores de salinidades são da ordem de 34-34,5. Ao passarmos o nível adotado, os valores de salinidade tem incremento como foi citado anteriormente.

O mesmo ocorre com a seção de anomalia de densidade. Na camada de mistura (100 m aproximadamente aqui representada), os valores de σ_θ são da ordem de 25 kg m⁻³. A partir dessa profundidade até 600-700 m, as variações no campo de massa se torna mais pronunciado atingindo valores na base da pycnoclina de 26,5 kg m⁻³

aproximadamente. A partir dos 800 m até 1500 m, o gradiente se torna mais suave e a variação é mais amena.

Diferentemente do que ocorre nas estações anteriores, as inflexões no campo de densidade são influenciados pelos campos de S. Podemos perceber que, em 500 m, as inflexões do campo de salinidade são mais acentuadas. Todavia, por se tratar de uma climatologia, percebemos que os campos são e estão muito suavizados. Essa pequena inflexão no campo halino pode ser notado no campo de massa à mesma profundidade. Portanto, na estação do inverno, o campo de σ_θ sofre influência do campo de S.

A Figura 17 mostra a seção de velocidade geostrófica referente ao inverno. Próximo à região do talude, o ramo principal da CB atinge velocidade em subsuperfície da ordem de $0,11 \text{ m s}^{-1}$. Este núcleo se encontra a uma distância de 100 km costa. Podemos notar um segundo núcleo, a uma distância de aproximadamente 250 km da costa e apresentando velocidade de aproximadamente $0,08 \text{ m s}^{-1}$. Logo abaixo ao ramo principal da CB podemos notar um fluxo orientado no sentido oposto ao escoamento superficial. Com núcleo centrado em 500 m a CCI encontra-se a uma distância 150 200 km da costa e magnitude de cerca de $0,03 \text{ m s}^{-1}$. Abaixo de 1000 m de profundidade, podemos notar, como visto durante a climatologia anual, um fluxo de mesmo sentido à CB, porém abaixo da CCI. A seção mostra uma parte do ramo da CCP fluindo em direção ao sul com velocidade que não ultrapassam valores da ordem de $0,03 \text{ m s}^{-1}$.

O inverno mostra que não há nenhum fluxo em superfície oposto à CB. Na estação de inverno, a presença de um vórtice nesta região de não se faz presente; não existe um fluxo com uma aparente velocidade para norte-nordeste adjacente à plataforma e na mesma profundidade, o que indica que a estrutura citada e estudada, na climatologia não ocorre para os meses de inverno como pode ser mostrado na figura.

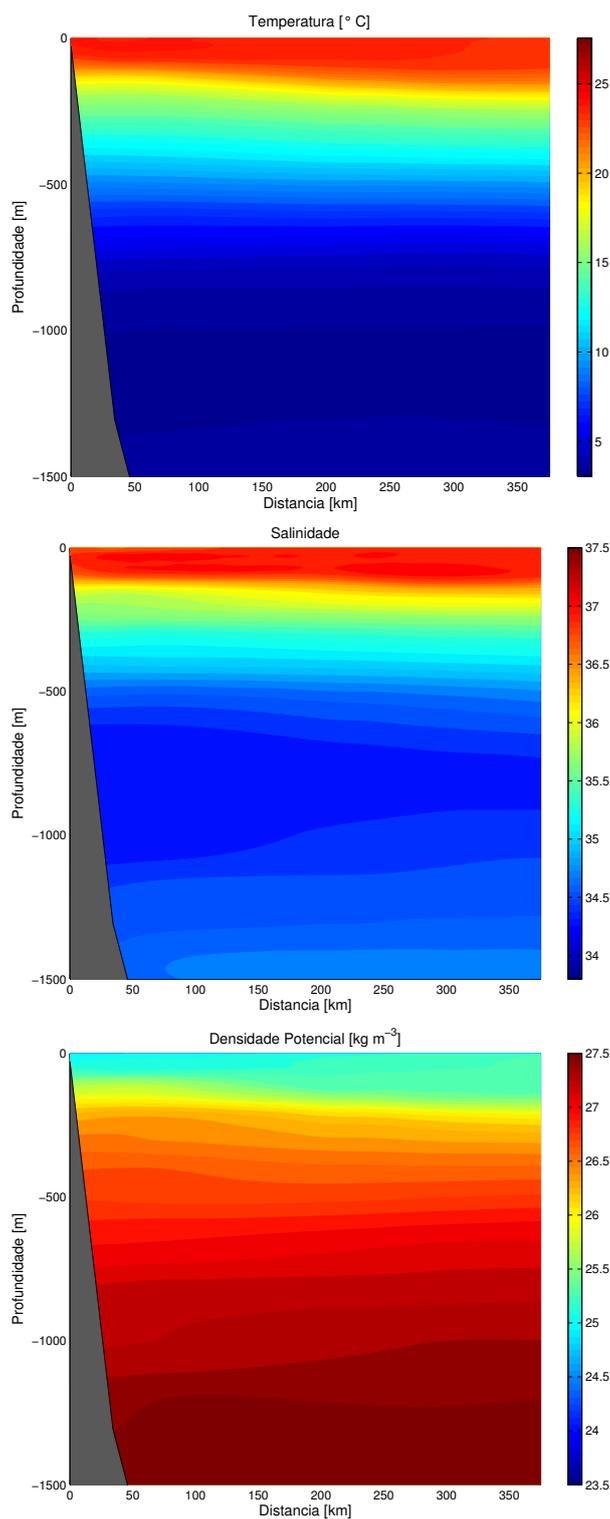


Figura 16: Seções verticais climatológicas sazonais referentes ao inverno: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em $20,5^{\circ}\text{S}$.

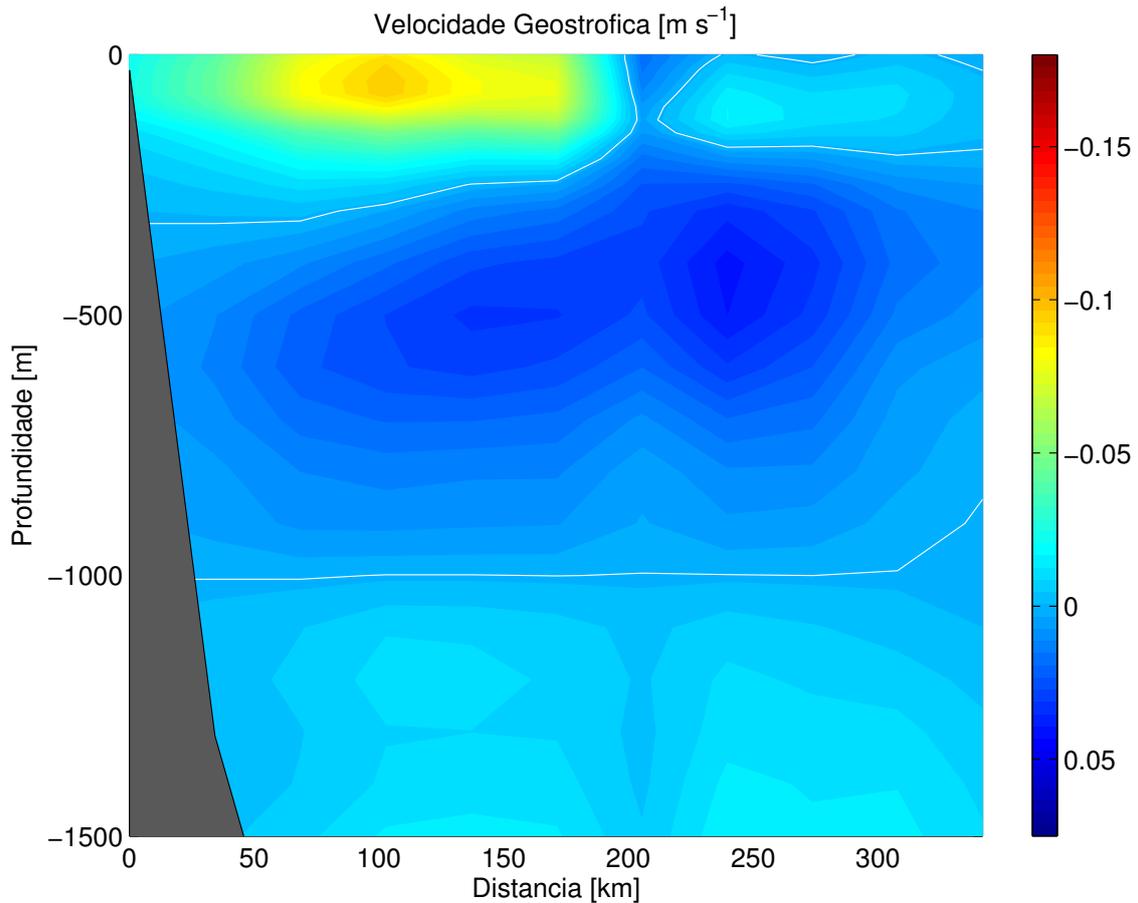


Figura 17: Seção vertical climatológica sazonal referente ao inverno de velocidade geostrofica relativa a 1000 dbar em 20,5°S.

5.2.4 Primavera

Na primavera, as condições se mostram como podemos ver na Figura 18. As temperaturas em superfície estão menores em comparação com os outros meses do ano, a salinidade nas regiões oceânicas apresentam valores maiores que o da região costeira e os valores de densidade superficiais acompanham os valores da estação anterior. A seguir tecemos algumas características acerca das seções de T, S e σ_θ .

Como mostra o painel superior da Figura 14, a temperatura da superfície atinge valores próximos a 22°C não apresentando variações expressivas até a base da camada de mistura que, na climatologia apresentada, se encontra a uma profundidade média de 100 m. A partir desta chegando até aproximadamente 600-700 m podemos notar um maior gradiente, e a temperatura que antes se encontrava aproximadamente

em 22°C, na base da termoclina atinge valores próximos de 8°C. A partir dos 800 m, os gradientes térmicos são muito suaves variando cerca de 4°C até 1500 m. No nível de referência adotado, os valores de T se encontram próximo de 3°C.

A seção de salinidade em superfície até uma profundidade de aproximadamente 100 m, não ocorre muitas variações, com valores médios da ordem de 36,5-37. Abaixo da camada de mistura, encontramos a haloclina até uma profundidade de 600-700 m. Nesta porção da seção, assim como ocorre com os valores de T, o campo de S sofre as maiores variações, partindo de valores encontrados na superfície (37 aproximadamente) até 34. A partir da base da haloclina, notamos que há uma faixa de mínimo de salinidade e que esta pode estar associado ao mínimo da AIA. Em 1000 m e percorrendo a profundidade para alcançarmos os 1500 m, ocorre um incremento de cerca 0,2 na salinidade. Percebemos, portanto que, diferentemente da temperatura, o campo halino não sofre uma variação monotônica. Até atingir o mínimo de salinidade, em 1000 m, os gradientes se comportam de forma a diminuir à medida que percorremos a profundidade. Em 1000 m, onde fixamos nosso nível de referência, os valores de salinidades são da ordem de 34,5. Ao passarmos o nível adotado, os valores de salinidade tem um incremento como foi citado anteriormente.

O mesmo ocorre com a seção de σ_θ . Na camada de mistura (100 m aproximadamente aqui representada), os valores de anomalia de densidade são da ordem de 24 kg m⁻³. A partir dessa profundidade até 600-700 m, as variações no campo de massa se torna mais pronunciado atingindo valores na base da picnoclina valores de cerca de 27 kg m⁻³. A partir dos 800 m até 1500 m, o gradiente se torna mais suave e a variação é mais amena.

As inflexões no campo de densidade são influenciados pelos campos de T e S. Até os 600 m de profundidade a anomalia de densidade sofre a influência do campo de T. A partir dessa profundidade até os 1500 m as inflexões de S passam a influenciar o campo de massa.

A Figura 19 mostra que a uma distância aproximada de 200 km da costa, encontra-se o núcleo principal da Corrente do Brasil. Nesta estação, presenciamos que a CB apresenta ao longo da seção mais dois núcleos além do central (que possui velocidade de 0,11 m s⁻¹). O ramo mais costeiro apresenta velocidade da ordem de 0,06 m

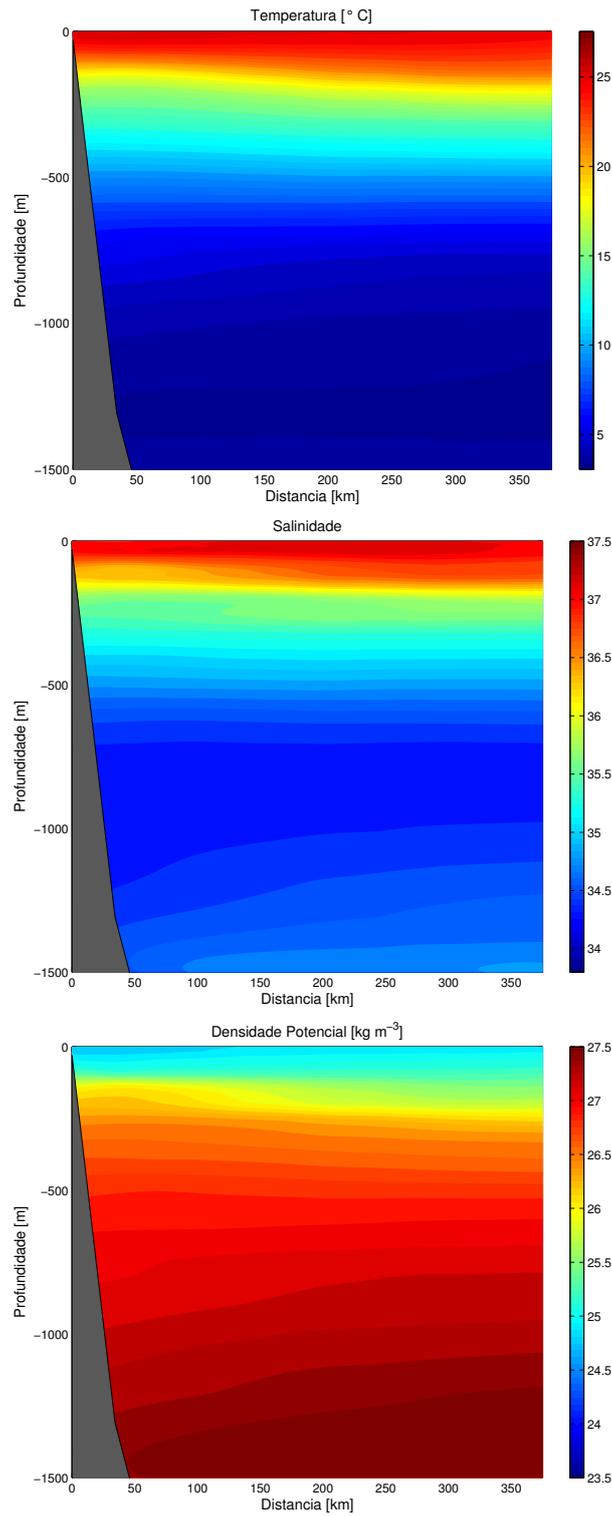


Figura 18: Seções verticais climatológicas sazonais à primavera: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior) em 20,5°S.

s^{-1} . O ramo da corrente que passa pela porção oceânica possui velocidade de aproximadamente $0,04 \text{ m s}^{-1}$. Abaixo dos ramos mais costeiros da CB, a uma profundidade de 500 m encontramos a CCI. A velocidade do núcleo da corrente é de cerca de $0,06 \text{ m s}^{-1}$. Abaixo do nível de referência (1000 m), assim como atestado para a climatologia anual, ou para a climatologia sazonal do outono e inverno, podemos notar um fluxo de mesma orientação da CB. Trata-se da CCP. A velocidade desta apresenta-se da ordem de $0,04 \text{ m s}^{-1}$.

Assim como mostrado para as climatologias anteriores com exceção do período de outono, a primavera mostra que não há nenhum fluxo em superfície oposto à CB. Nesta estação, a presença de um vórtice nesta região de não se faz presente; não existe um fluxo com uma aparente velocidade para norte-nordeste adjacente à plataforma e na mesma profundidade, o que indica que a estrutura citada e estudada, na climatologia não ocorre para os meses de primavera como pode ser mostrado na Figura 19.

5.3 Seções Verticais Climatológicas Mensais

5.3.1 Janeiro, Fevereiro e Março

Passamos agora a apresentar os campos de velocidade geostrófica para os meses representativos de cada período estacional. Começamos primeiramente com os meses de janeiro fevereiro e março, como mostra a Figura 20.

A análise dos campos de velocidade geostrófica confirmam o que foi apresentado no final da Seção 5.2.2. Quando observamos separadamente os campos de velocidade podemos notar que nos meses de janeiro e fevereiro não apresentaram fluxo orientado para norte-nordeste. Fato este apresentado no campo médio do verão. Entretanto, no mês de março podemos notar um escoamento oposto à CB próximo à plataforma e ao talude. Trata-se do Vórtice de Vitória. Os núcleos de velocidade estão em aproximadamente 75 km e 175 km com orientação norte-nordeste e sul-sudoeste respectivamente, e salientando o fato de que o raio do vórtice possui cerca de 50 km como mostrado por *Schmid et al.* [1995]. A análise dos meses separadamente, atestam que os meses de janeiro e fevereiro não há ocorrência do VV, o que não podemos

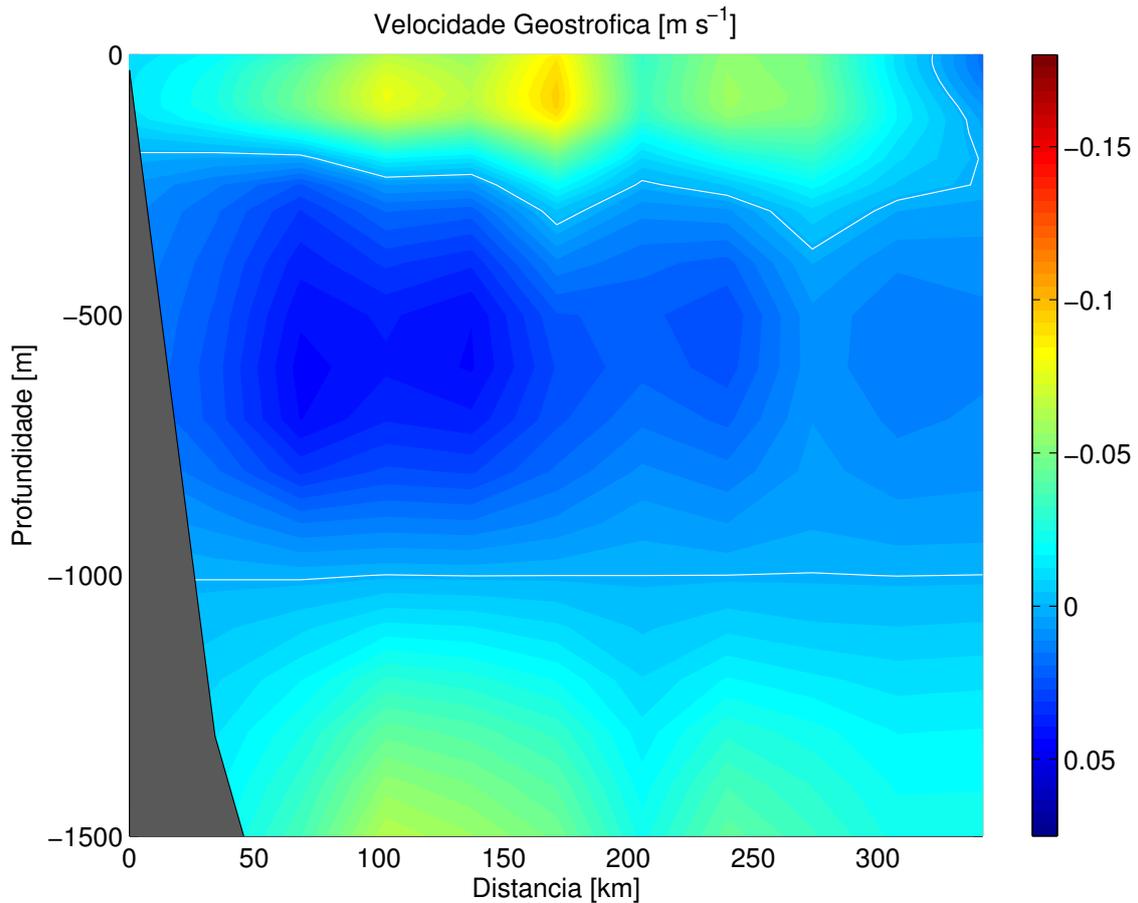


Figura 19: Seção vertical climatológico sazonal referente à primavera de velocidade geostrófica relativa a 1000 dbar em 20,5° S.

dizer sobre o mesmo no mês de março. Ou seja, ao analisarmos a Seção 5.2.1 preenciamos que a estrutura do VV não era constatada. Entretanto, ao analisarmos os meses que compõem a estação do verão, evidenciamos que os primeiros dois meses da estação reduzem a uma média em que o VV não foi detectado.

5.3.2 Abril, Maio, e Junho

Abril, maio e junho são os meses que demarcam o período de outono. A simples observação direta dos campos de velocidade mostram que a estrutura da feição ciclônica se faz presente novamente nos três meses da estação. A Figura 21 mostra as velocidades geostróficas correspondentes aos meses citados acima.

Podemos confirmar os resultados obtidos na Seção 5.2.2. As seções verticais

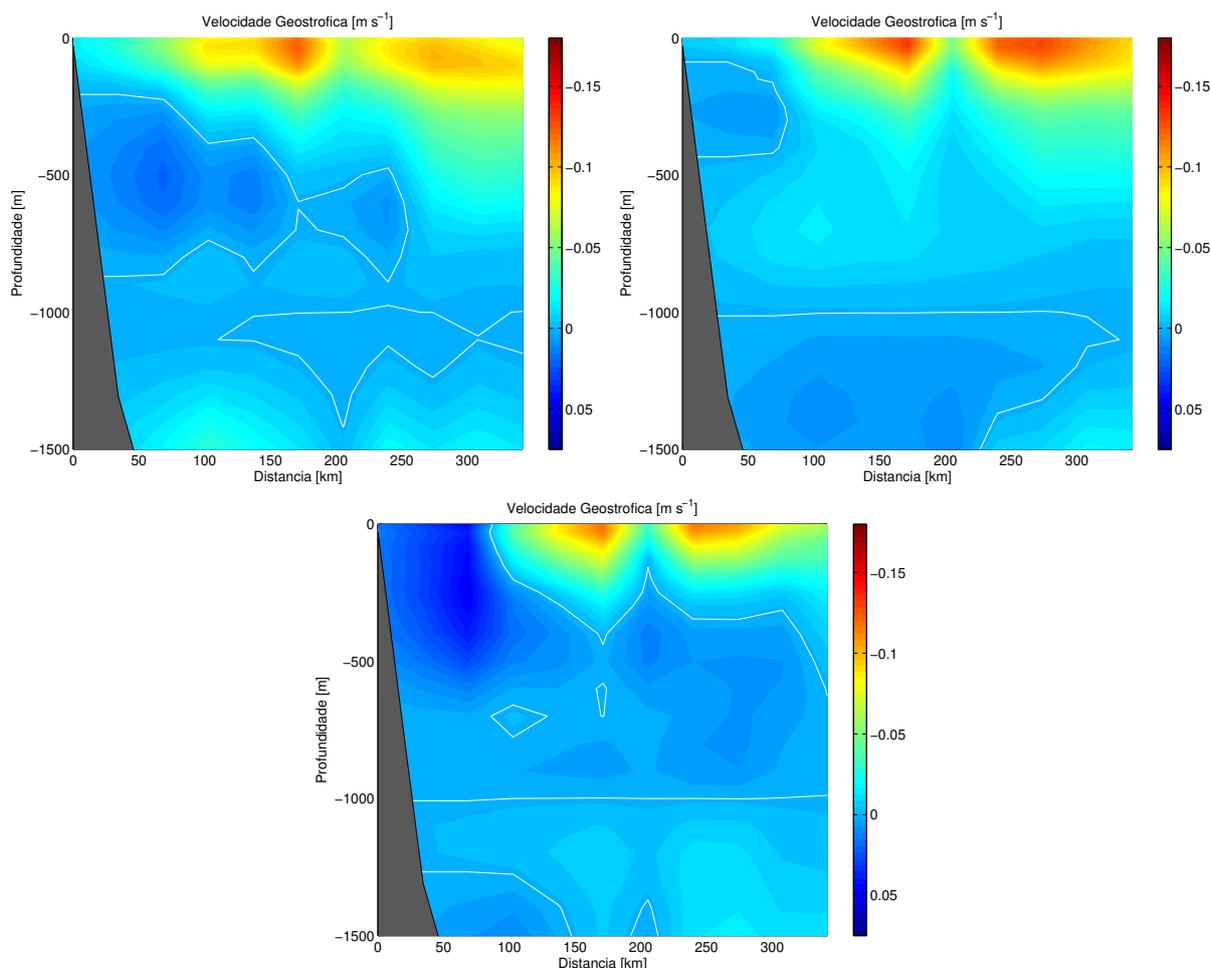


Figura 20: Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostroficas: janeiro (superior esquerdo), fevereiro (superior direito) e março (inferior) em $20,5^{\circ}$ S.

de velocidade geostrofica mostram que o escoamento da CB se apresenta mais ao largo pois velocidades em sentido oposto à CB são evidenciados. Em abril, o fluxo para o norte encontra-se fundido ao escoamento médio da CCI e próximo ao talude continental.

Em maio, confirmamos a presença da estrutura. As velocidades orientadas no sentido oposto a CB estão fundidas à CCI, assim como o painel superior esquerdo da Figura 21, que mostra a fusão entre o fluxo da CCI e um dos lobos do vórtice. A estrutura vortical de maio é muito maior que aquela apresentada por *Schmid et al.* [1995] pelo que apresentamos anteriormente: a média climatológica promedia não somente as velocidades de rotação do VV como também sua velocidade de translação, o que

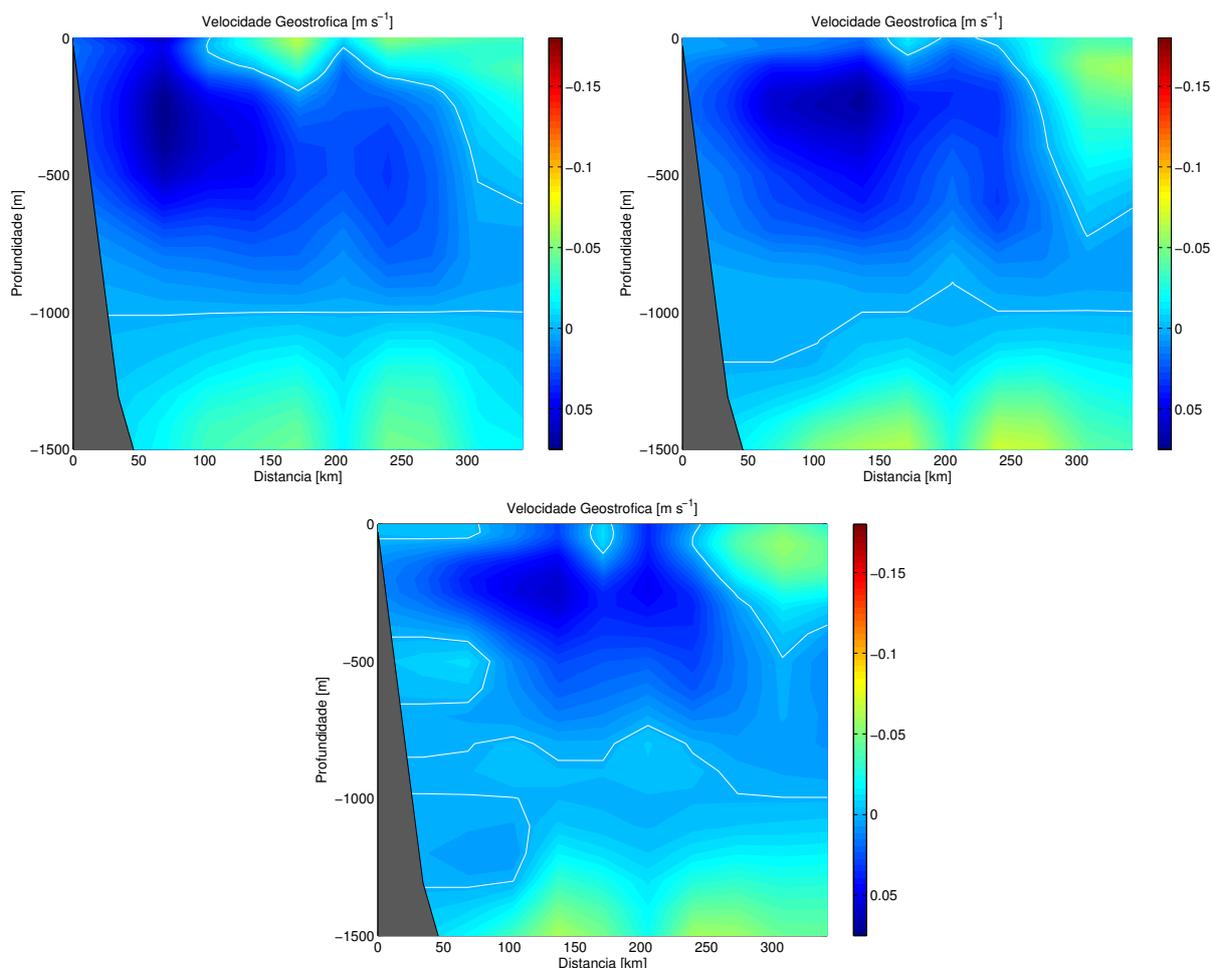


Figura 21: Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostrofica: abril (superior esquerdo), maio (superior direito) e junho (inferior) em $20,5^{\circ}$ S.

nos dá a impressão de ser uma estrutura muito maior que a apresentada nos resultados dos autores acima. Mas ainda sim, os resultados atestam que o vórtice aparece no mês de maio também.

Em junho, presenciamos o VV mais afastado da costa. O lobo de velocidade que se orienta para norte-nordeste está em aproximadamente 250 m de profundidade a uma distância de 150 km da costa. O outro lobo, encontra-se a uma distância de 300 km da costa e em superfície.

De volta à seção que descreve o outono, atestamos que esta seria uma estrutura que evidencia o VV. Havíamos deduzido que a estrutura se encontrava daquele tamanho pelo fato de estarmos analisando uma recorrência climatológica acerca do

vórtice, e com isso capturarmos as velocidades de rotação e translação. De fato, quando expandimos a nossa análise mês a mês, presenciamos que as estruturas vorticiais se apresentavam porém em raios distintos. Desse modo mostramos que o VV apresenta-se ao meses que demarcam o outono.

5.3.3 Julho, Agosto e Setembro

De acordo com os nossos estudos acerca do fenômeno, os meses que compõem a estação de inverno são julho, agosto e setembro. Diferentemente do que foi apresentado nos itens anteriores, os dados dos campos de velocidade apresentam certas peculiaridades que serão apresentadas a seguir na Figura 22.

Como podemos presenciar, no painel superior esquerdo existem dois ramos da CB fluindo em direção sul-sudoeste. O primeiro deles, mais intenso e mais próximo à costa e um segundo ramo, mais ao largo fluindo com menor intensidade. Estes dois ramos apresentam uma profundidade média 200 m. Neste mês não podemos notar nenhuma feição que nos possa remediar o VV.

Agosto e setembro, não apresentam novidades com relação a estruturas vorticiais. O escoamento da CB adentra junto ao embaiamento e em consequência disso, o fluxo da corrente tem a sua orientação voltada para sul-sudoeste até uma profundidade média de 200 m para o mês de agosto e cerca de 400 m para o mês de setembro. O fluxo da CCI se apresenta abaixo da CB, no mês de setembro. No mês de agosto, a CCI está mais ao largo com núcleo e distância da costa respectivamente em 500 m e 250 km.

5.3.4 Outubro, Novembro e Dezembro

Os meses de outubro, novembro e dezembro não apresentam diferenças notáveis relativamente ao meses anteriores que diz respeito à CB como mostra a Figura 23. A CB, ao atravessar a Cadeia Vitória Trindade, tem parte do seu fluxo ramificado em dois ou até três ramos como mostram as figuras. Em superfície não há nenhum fluxo orientado para o norte, o que mostra não existir nenhuma recorrência de vórtices nesses três meses. Os fluxos orientados para o norte que se encontram nos três meses são

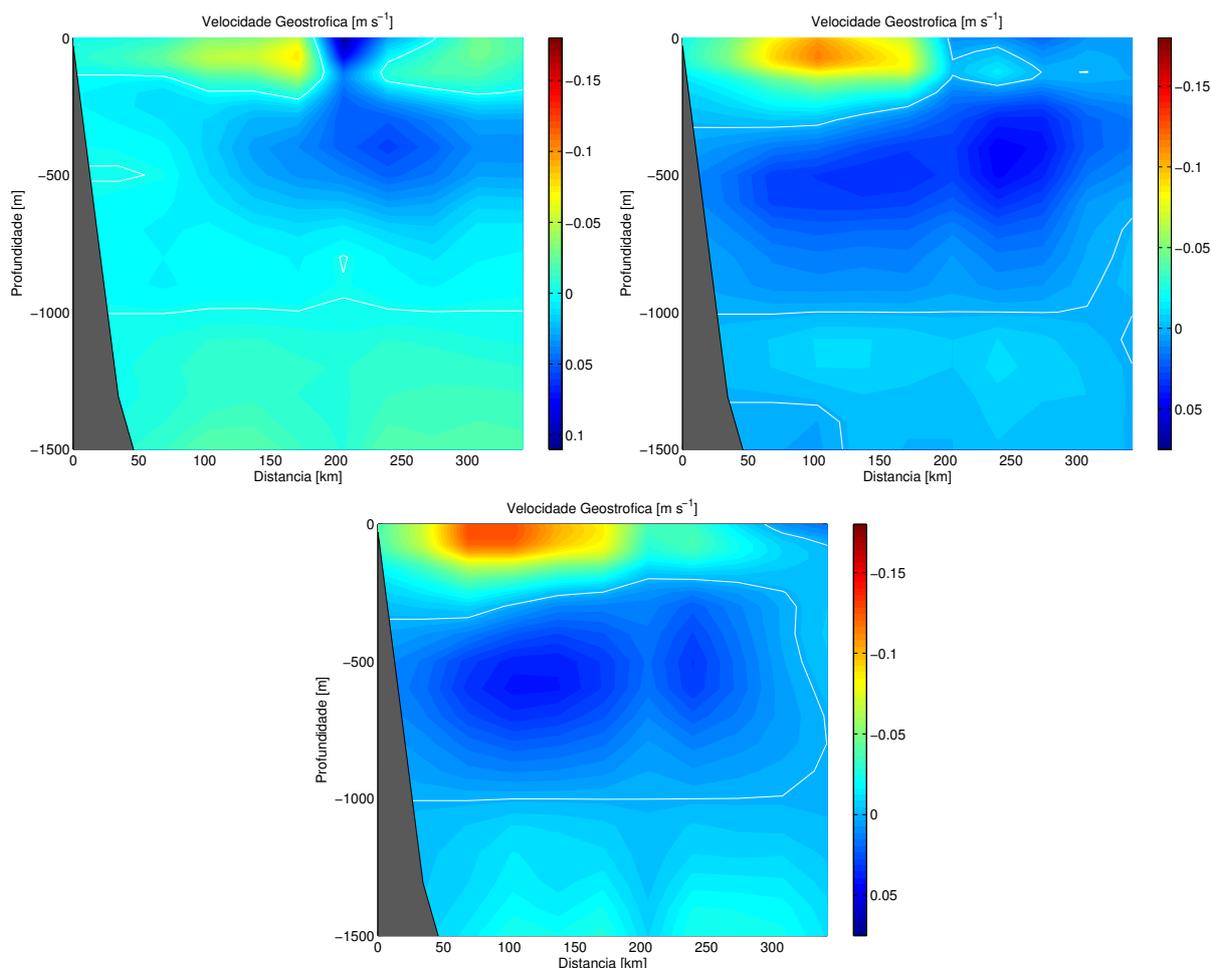


Figura 22: Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostróficas: julho (superior esquerdo), agosto (superior direito) e setembro (inferior) em $20,5^{\circ}$ S.

o escoamento da CCI, o qual se apresentam com núcleo em 500 m aproximadamente nas três seções.

5.4 Campos Horizontais de Função de Corrente Geostrófica Climatológicas

As seções anteriores nos indicaram quais os meses e que estação do ano o VV possui a sua ocorrência dentro da climatologia proposta para este estudo. Para a segunda parte dos resultados, apresentaremos somente os meses março e abril, em que a estrutura se faz realmente presente e adicionalmente, apresentamos o campo para mês

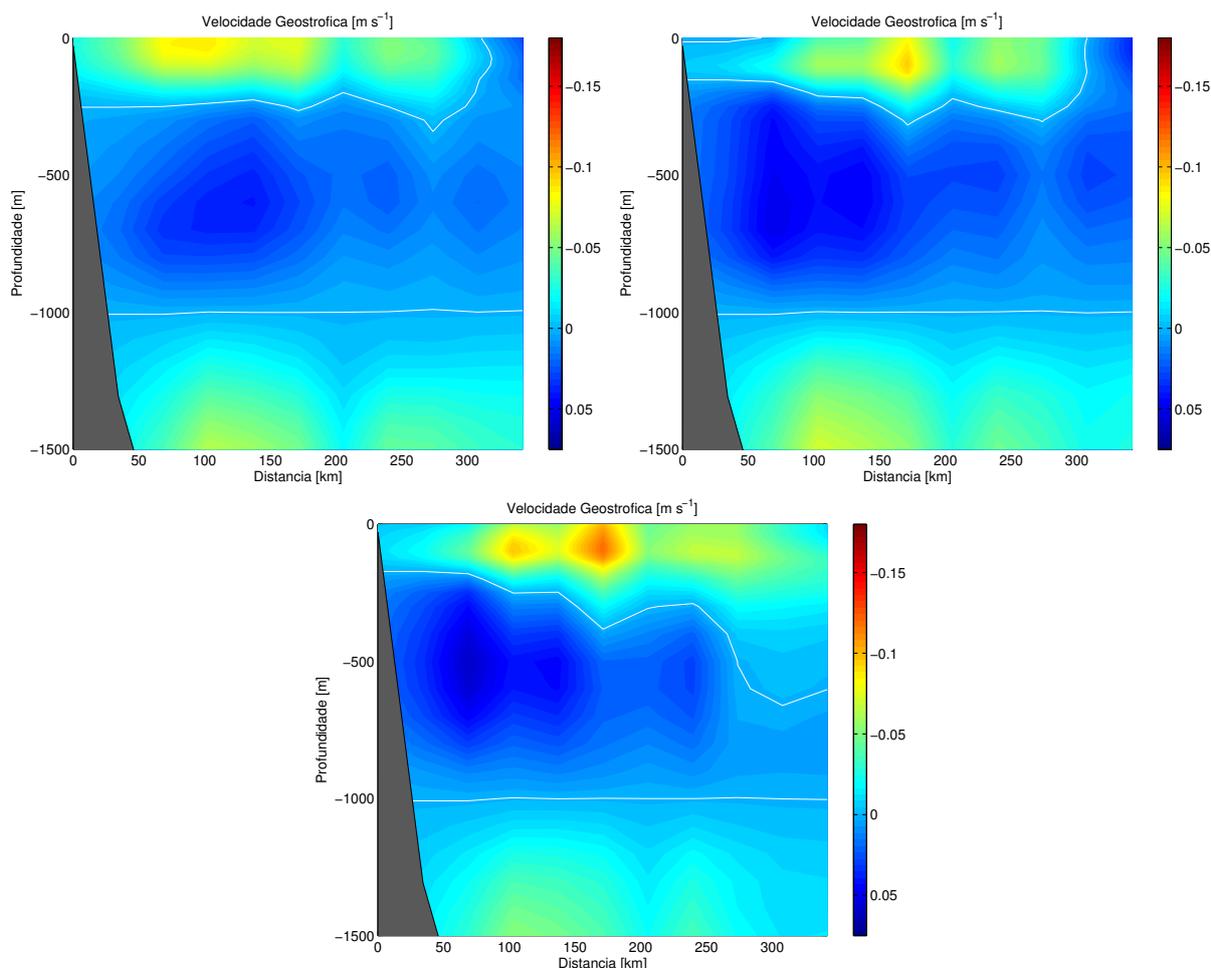


Figura 23: Seções verticais climatológicas mensais de velocidade geostrofica: outubro (superior esquerdo), novembro (superior direito) e dezembro (inferior) em 20,5° S.

de setembro, em que não observamos tal feição. Optamos por apresentar este mês para que o corpo textual não se torne excessivo, uma vez que a estrutura dos outros meses são semelhantes quanto ao padrão de circulação. Apresentaremos os resultados da mesma maneira das seções verticais de velocidade geostrofica: em primeiro, os campos climatológicos horizontais de temperatura, salinidade e densidade potencial para, logo em seguida, apresentarmos os campos horizontais médios de função de corrente geostrofica. A profundidade de mapeamento escolhida para a construção dos campos foi de 10 m, ou seja, somente próximos à superfície. Discutiremos mais a frente do porquê utilizarmos somente essa profundidade de mapeamento.

5.4.1 Março

A Figura 24 mostra os campos horizontais médios para T , S e σ_θ . Como podemos notar, o campo de temperatura apresentam valores, em média, superiores a 27°C . Os máximos de temperatura encontrados estão localizados acima de 20°S e localizado fora do Embaiamento de Tubarão. Especificamente, na região do embaiamento, a temperatura se mostra bastante uniforme com valores aproximados de $27,5^\circ\text{C}$. Um pouco mais ao sul, abaixo de 21°S , a temperatura atinge valores abaixo do valor médio, entretanto não tanto discrepante. As menores temperaturas estão aproximadamente $0,2$ ou até $0,3^\circ\text{C}$ abaixo de 27°C .

Os valores de salinidade, mostrados também na mesma figura no painel central mostram valores que variam desde valores máximos de $37,1$ acima de 19°S até valores de $36,6$ abaixo de 21°S . Os valores mínimo e máximo estão localizados fora do embaiamento, assim como os valores de temperatura. Dentro deste o valor de salinidade apresenta um gradiente extremamente suave variando $0,2$ em aproximadamente 2° de longitude, o que não ocorre no campo de temperatura. Mesmo assim, de acordo com o que explicitado na Tabela 2 trata-se da AT pois seus valores de T e S , respectivamente, são superiores a 20°C e $36,20$.

O painel inferior retrata o campo de anomalia de densidade potencial (σ_θ). Os maiores valores σ_θ , novamente se encontram fora do embaiamento acima e abaixo, respectivamente de 19°S e 21°S . Dentro do embaiamento, encontramos valores de mínimo da ordem de $23,8 \text{ kg m}^{-3}$. A variação de anomalia de densidade potencial nesta região está em aproximadamente $0,1 \text{ kg m}^{-3}$. A pequena variação reflete o fato do nível analisado se mostrar dentro da camada de mistura.

Com relação aos três parâmetros observados, nenhuma anomalia que pudesse corresponder ao VV se fez notado. Por se tratar de uma estrutura ciclônica, valores de temperatura, de salinidade e por conseqüência de anomalia de densidade potencial, refletiriam valores associados a águas mais profundas, pelo fato de que essas massas de águas ressurgiriam próximo à superfície. Contudo, seguimos e desse modo mostramos a figura 25.

O campo horizontal de função de corrente geostrófico do mês de março atesta a

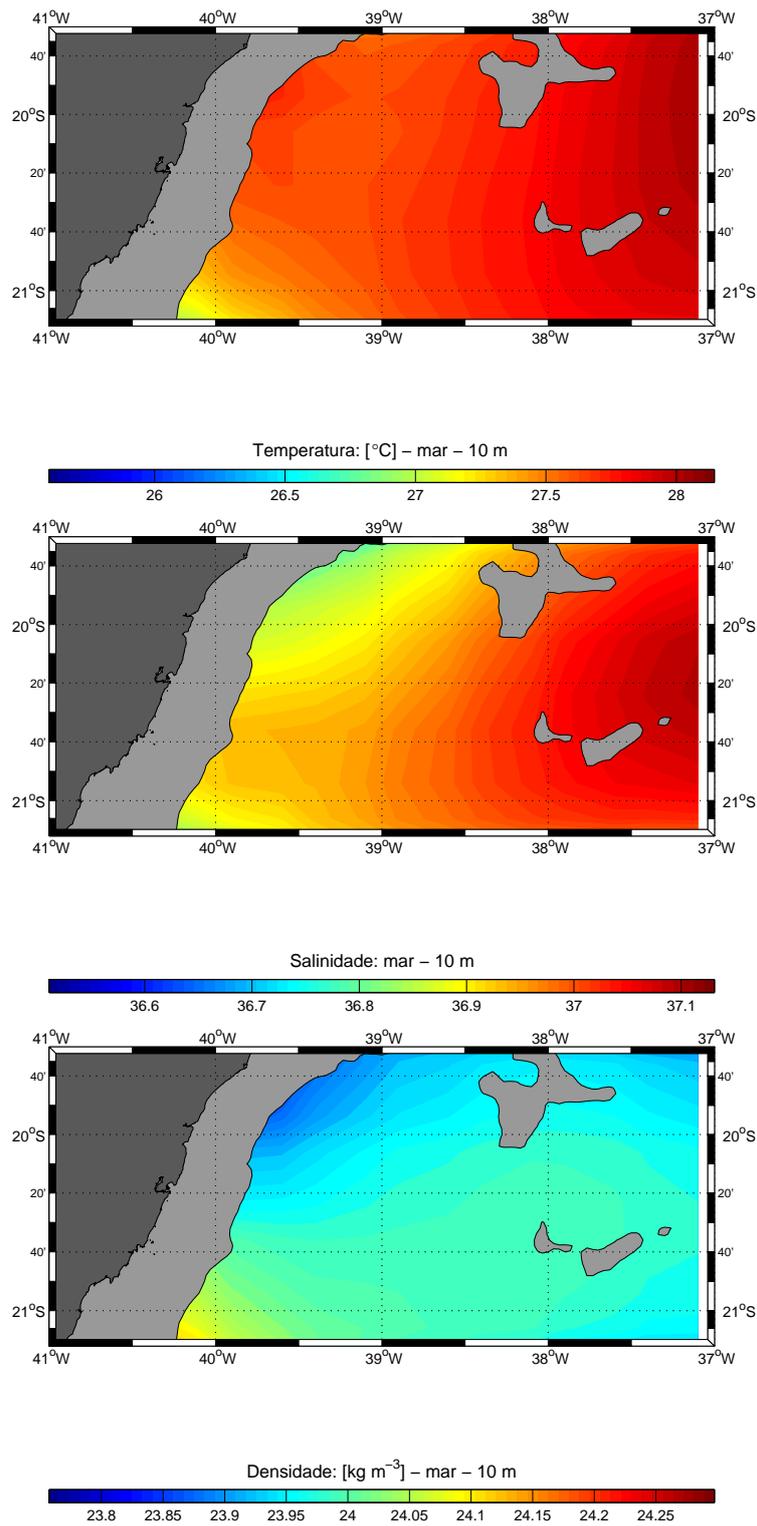


Figura 24: Campos climatológicos médios horizontais referentes a março: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).

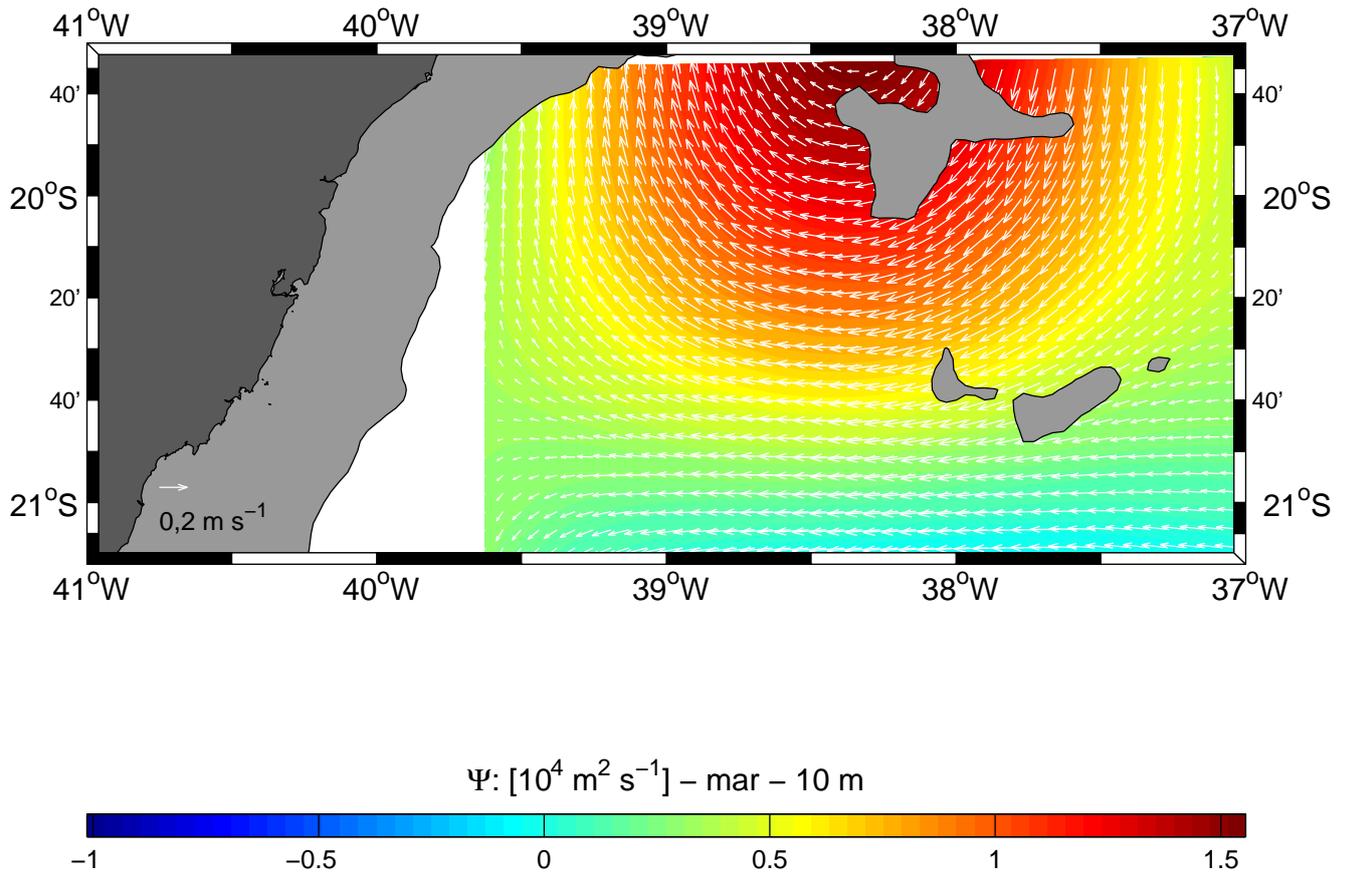


Figura 25: Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de março. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos

assinatura do VV. Portanto o que notamos nessa figura é a presença de uma estrutura ciclônica em formação. As velocidades são em média da ordem de $0,2 \text{ m s}^{-1}$. O que vemos no mês de março é a ocorrência climatológica dessa estrutura ciclônica. Ocorre que sem a aplicação da condição de contorno no processo de mapeamento, a feição apresenta a borda costeira com fluxos em direção à plataforma continental.

5.4.2 Abril

O mês de abril é o primeiro mês do outono. Assim como foi mostrado na Seção 5.4.1, a Figura 26 nos dá uma idéia de como as propriedades físicas se comportam ao longo deste mês.

Assim como mostrado para o mês de março, o campo horizontal de temperatura apresentam seu valores máximos e mínimos fora do embaiamento. Os máximos de

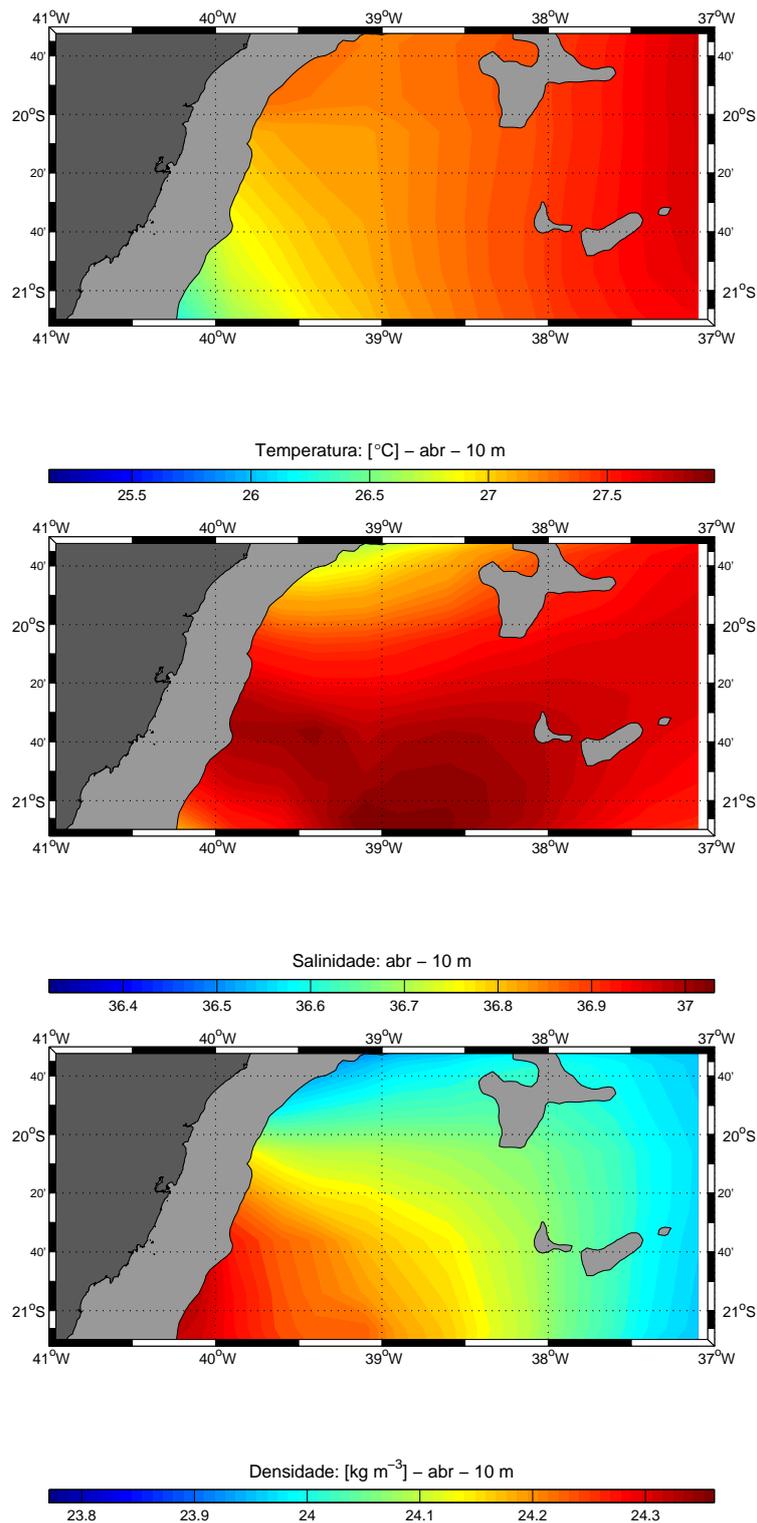


Figura 26: Campos climatológicos médios horizontais referentes a abril: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).

temperatura encontrados localizam-se a leste deste com temperaturas da ordem de 27,5°C. Os valores mínimos de temperatura encontram-se também abaixo de 21°S de latitude com valores inferiores a 26,5°C. Ao longo do embaçamento e diferentemente do que ocorre no mês de março, há um gradiente mais perceptível; cerca de 0,5°C em aproximadamente 2° de longitude.

Os maiores valores de salinidade que foram encontrados no painel central da Figura 26 estão localizados abaixo de 20,3°S. O máximo encontrado para este parâmetro é da ordem de 37. Mais acima, localizada já no embaçamento os valores de salinidade são os menores encontrados com o mínimo em aproximadamente 36,7. Mesmo assim o gradiente que se faz presente é inferior ao gradiente térmico. E ao contrário do que foi apresentado a respeito do mês de março, esse gradiente se faz latitudinalmente e variando 0,3 em menos de 1°. Assim como para o mês de março, não há indício de uma massa de água diferente da AT.

O painel inferior retrata o campo de anomalia de densidade potencial (σ_θ). Os maiores valores σ_θ , novamente se encontram fora do embaçamento, porém abaixo de 21°S. Dentro do embaçamento, encontramos valores de mínimo da ordem de 24 kg m⁻³. A variação de anomalia de densidade potencial nesta região está em aproximadamente 0,3 kg m⁻³.

A Figura 27 mostra o campo de função de corrente geostrófica referente ao mês de abril. Assim como mostrado na Seção 5.4.1 anterior, notamos novamente a presença do VV. Entretanto, como não utilizamos nenhuma condição de contorno descrita nesta mesma seção citada anteriormente, a feição se localiza sobre o banco Besnard, a região mais proeminente do embaçamento. Podemos notar que, assim como em março, o VV apresenta uma assinatura bastante bem definida no campo climatológico. A velocidade está em aproximadamente 0,2 m s⁻¹. no sentido horário. Desta maneira, podemos mostrar que o VV tem a sua estrutura recorrente nos meses de março e abril.

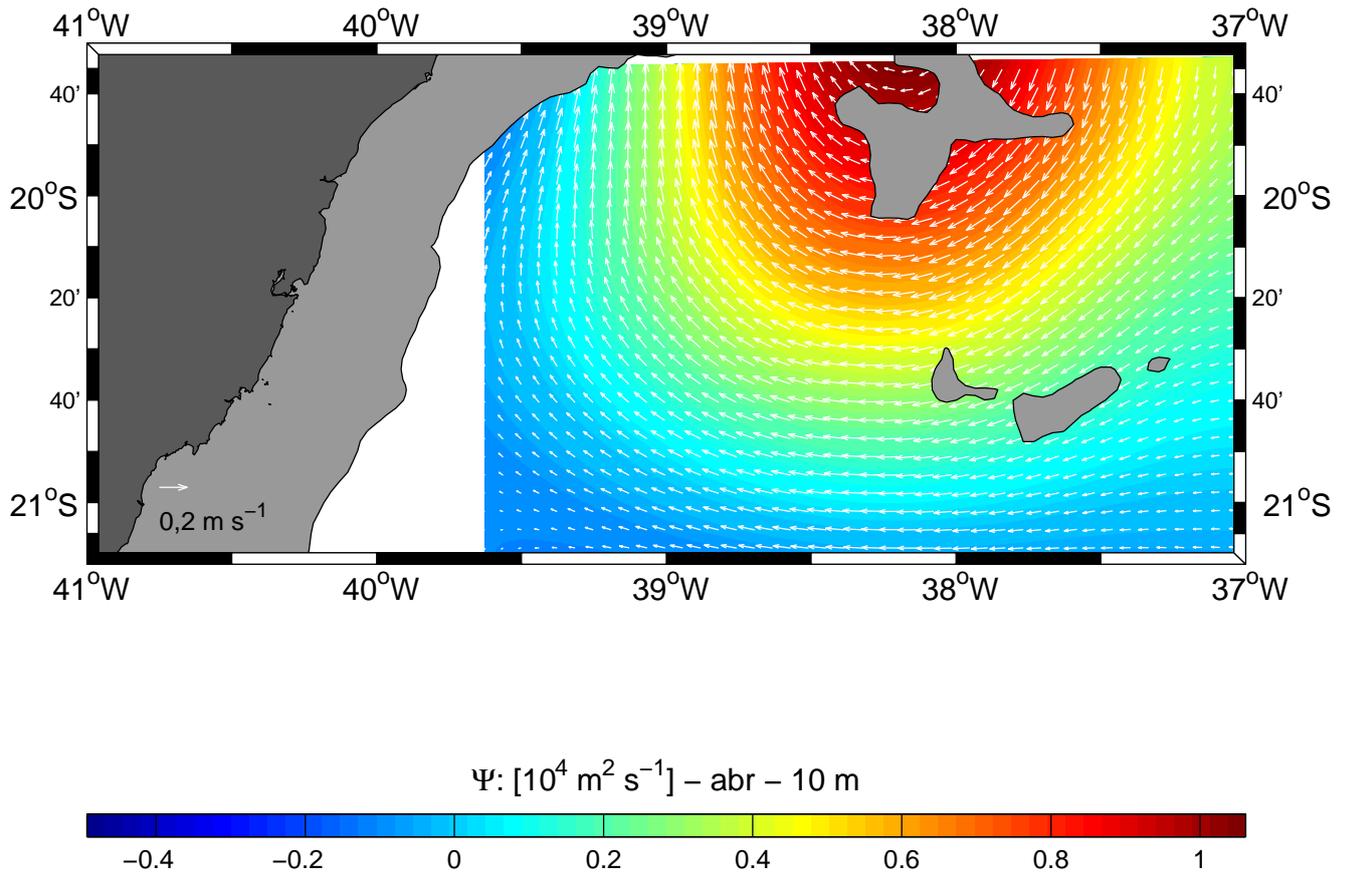


Figura 27: Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de abril. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos.

5.4.3 Setembro

Setembro é o mês em que mostraremos a ausência ou a não ocorrência da assinatura climatológica do VV. Com isso, a Figura 28 mostra como se comportam as principais propriedades físicas na região de estudo.

Diferentemente dos valores médios de temperatura dos meses de março e abril, a temperatura média do mês de setembro está em aproximadamente 23,5°C. Os maiores e os menores valores de temperatura ainda são encontrados respectivamente acima de 20°S e abaixo de 21°S. Entretanto as temperaturas mais elevadas penetram através do embaçamento gerando um gradiente térmico maior que 1°C em aproximadamente 2° de longitude. Os valores acima da média banham a região em o VV se localiza.

O mesmo ocorre com os valores máximos e mínimos de salinidade. Em outras

palavras, estes se encontram tanto acima como abaixo, respectivamente, do embaçamento. O valor máximo de salinidade encontrado para a região foi de 37,1, enquanto o valor mínimo é de aproximadamente 36,6 próximo a quebra da plataforma. A região do embaçamento possui um gradiente halino menor que aquele apresentado no gradiente térmico. A variação entre os dois valores dentro da região de interesse é da ordem de 0,3. Apesar da diferença de temperatura para os meses de março e de abril comparados com este, as temperaturas ainda estão maiores que 20°C, assim como os valores de salinidade (maiores que 36,20). Portanto ainda se trata da AT que banha toda a região de estudo nesse profundidade que referenciamos as figuras.

A anomalia de densidade potencial está localizada no painel inferior. A variação de σ_θ está na ordem de 0,15 kg m⁻³ e os valor médio desta é de aproximadamente 25,15 kg m⁻³. Notamos que, os valores máximos se localizam tanto ao norte como ao sul do embaçamento de Tubarão. Os valores mínimos de anomalia se encontram dentro do embaçamento e muito próximos ao talude continental.

A Figura 29 representa os valores de função de corrente geostrófico deste mês. Diferentemente do que pudemos presenciar nas seções anteriores, em setembro não há ocorrência da assinatura do VV. Neste período, notamos somente o fluxo da CB no sentido sudoeste. As velocidades características para este escoamento estão da ordem de 0,2 m s⁻¹.

Portanto, diferentemente do que ocorre nos meses de março e abril, em setembro não temos a ocorrência do VV. Esses meses foram escolhidos para mostrar as diferenças entre os meses em que a estrutura vortical se faz presente e os meses em que esta não se encontra. A diferença principal pode ser vista ao longo dos campos horizontais climatológicos de função de corrente uma vez que as propriedades de T, S e σ_θ não nos mostraram nenhuma particularidade acerca da feição em questão.

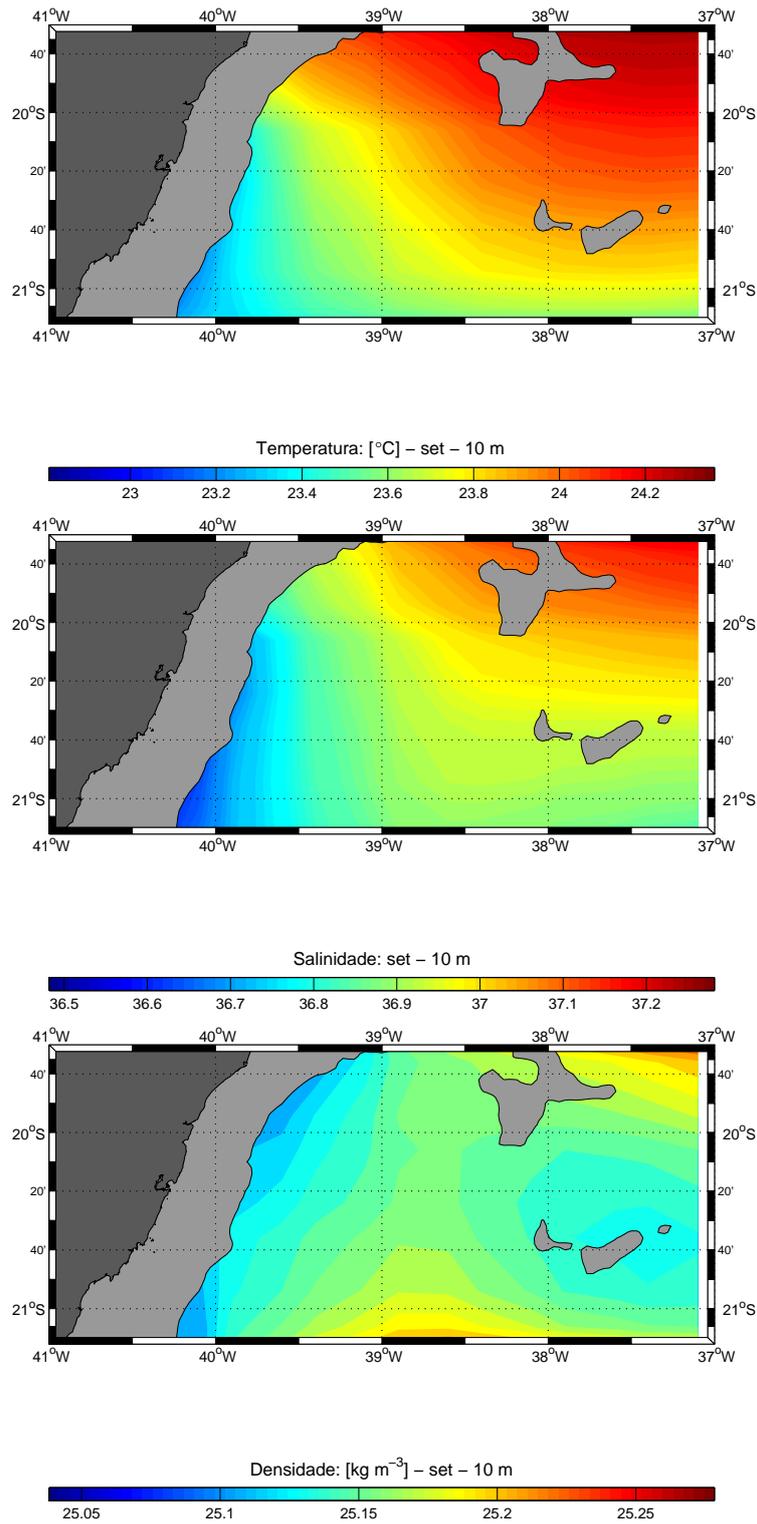


Figura 28: Campos climatológicos médios horizontais referentes a setembro: temperatura (superior), salinidade (central), anomalia de densidade potencial (inferior).

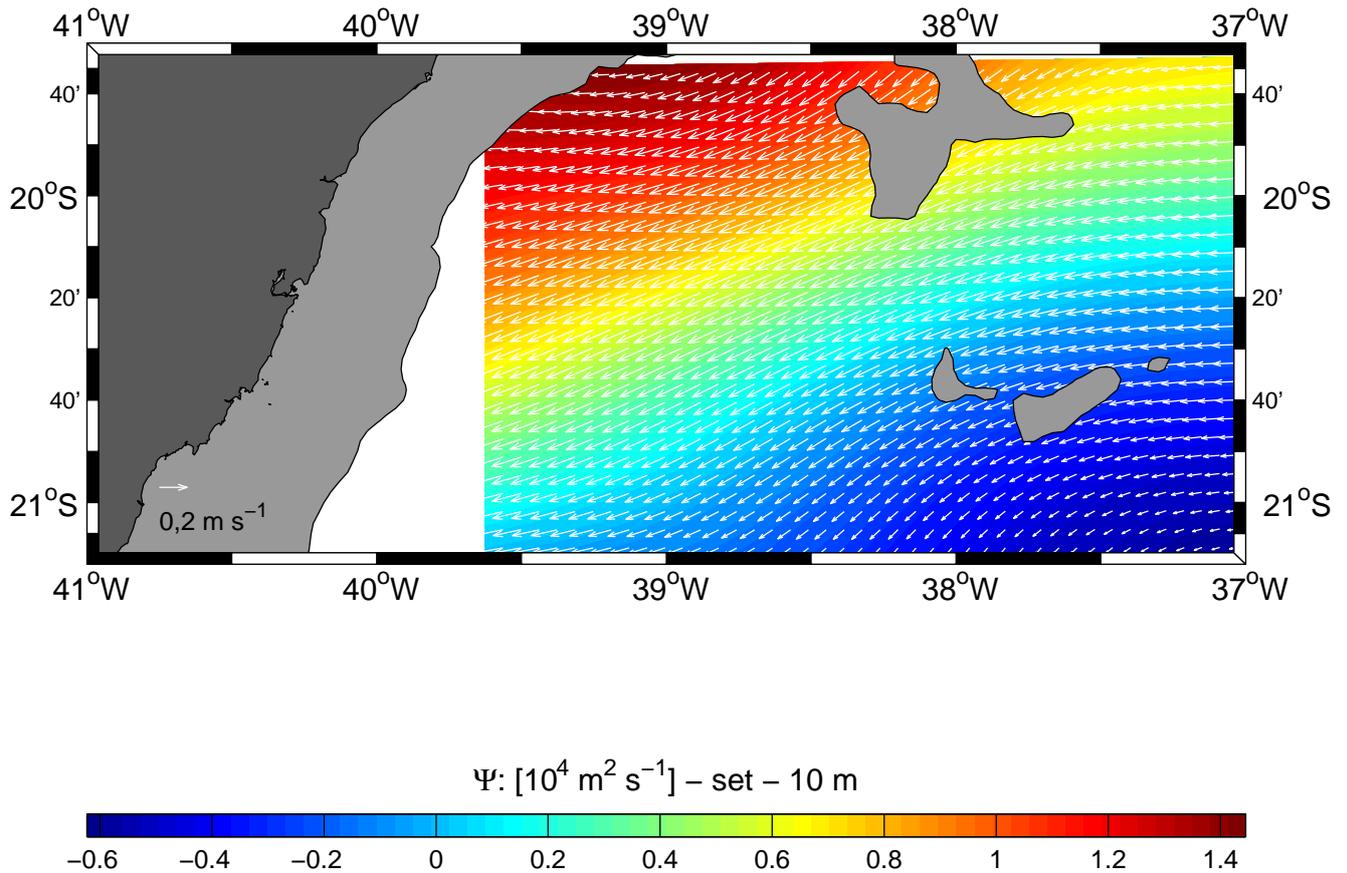


Figura 29: Mapa horizontal de função de corrente geostrófica climatológica referente ao mês de setembro. Vetores de velocidade geostrófica estão superpostos

6 Discussão

Duas idéias centrais permeiam a feição vortical ciclônica que se concentra na região geomorfológicamente denominada de Embaiamento de Tubarão [Zembruscki, 1979]. A primeira delas é que iniciaram os estudos, demonstra que a propagação dos ventos de norte-nordeste geram ressurgências costeiras culminando em um processo de instabilidade na CB e desenvolvendo meandros, os quais se fecham criando uma estrutura vortical e aqui denominada, segundo Schmid *et al.* [1995], o VV. Nesse estudo, os autores levantam a hipótese de que o fenômeno da ressurgência é o principal desencadeador do mecanismo de geração e estruturação de vórtice.

A segunda em que os trabalhos de Garfield [1990], Silveira *et al.* [2000a, 2004] e Silveira [2006] parecem sugerir que estas estruturas seriam recorrentes e parte de

um trem de ondas de vorticidade (ou de Rossby) baroclínicas de meso-escala como podemos ver na Figura 30. Tal figura consiste na reinterpretação de *Silveira* [2006] da Figura 5.

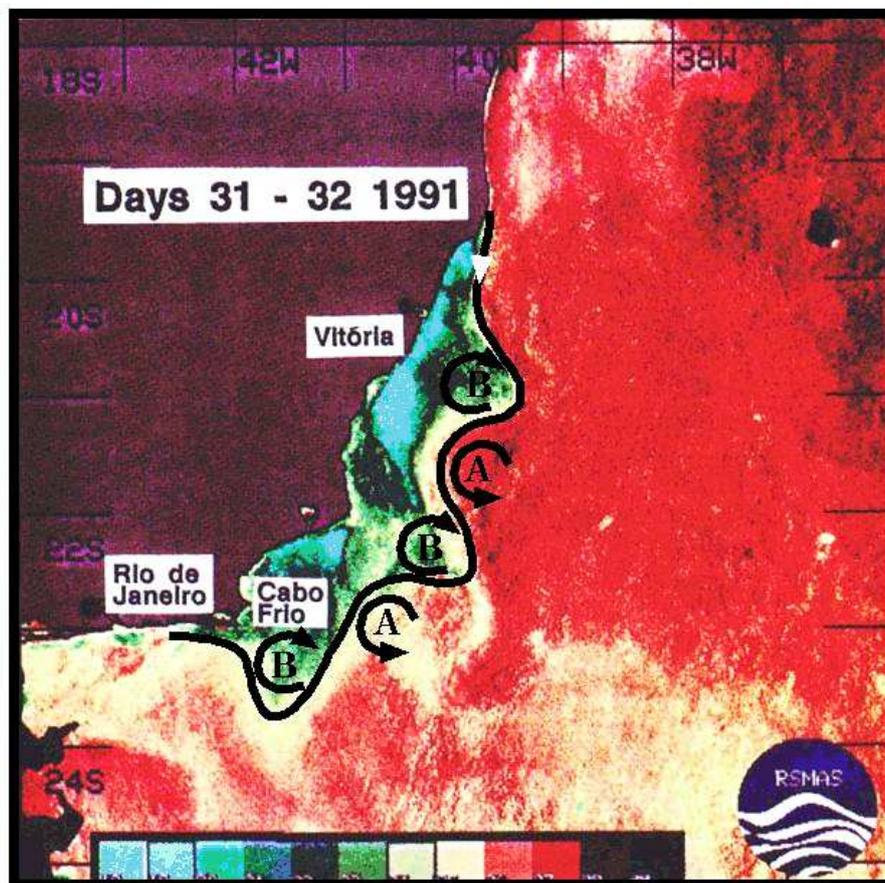


Figura 30: Interpretação do padrão meandrante da CB como uma onda de Rossby baroclínica a partir da imagem AVHRR do artigo de *Schmid et al.* [1995] de acordo com as edições de *Silveira* [2006].

O presente estudo mostra inicialmente que o VV não é uma feição permanente. Ao criarmos o cenário anual para a região baseados numa seção que mostra o VV sinótico, notamos que os campos termohalinos e de massa não nos relatava nenhuma feição que pudesse atestar a presença do fenômeno. Ou seja, o VV não é uma feição estacionária ou quase-permanente. Isso se contrapõe às especulações de *Gaeta et al.* [1999].

É certo que as seções de T , S e σ_θ se apresentam suavizadas por se tratar de uma

climatologia, e com isso as seções de velocidade geostrófica também apresentam valores que estão abaixo daqueles que são observados sinoticamente. Os estudos sinóticos mostram que o escoamento da CB atinge velocidades da ordem de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ em média para esta região [Silveira, 2006]. O presente estudo mostra que as velocidades não ultrapassam valores de $0,15 \text{ m s}^{-1}$. Este também apontou que ao longo da média anual não houve registros que indicaram uma estrutura que se assemelhasse a um vórtice. A CB possuía dois ramos, fato este que denota a passagem da corrente pelos bancos situados ao norte do embaçamento. A orientação desta seguiu o padrão médio do escoamento da CB em grande escala, ou seja, sul-sudoeste. A CCI também apresentou um sinal climatológico com velocidades para o norte inferiores à CB (cerca de $0,02 \text{ m s}^{-1}$). O núcleo da CCI se encontrava em 500 m de profundidade aproximadamente.

Em escala sazonal, todas as estações foram analisadas, com início dos estudos no verão e finalizando-o com os meses de outubro, novembro e dezembro referentes à primavera.

Novamente, o cenário descrito pelos campos de verão não informam nenhuma estrutura no que diz respeito às feições vorticais de meso-escala. As estruturas se apresentam muito suavizadas e já, de antecedência, referimo-nos aos campos de velocidade geostrófica. Esta mostrou o fluxo da CB também ramificado e com escoamento geostrófico mais intenso próximo ao ponto inicial da radial. Nenhum escoamento em sentido oposto à CB se fez notado o que demonstrou que ao longo do verão climatológico não existe a presença ou persistência do VV.

No outono, já observamos diferenças nas seções de velocidade. Próximo à costa relatamos um fluxo médio de aproximadamente $0,06 \text{ m s}^{-1}$ em direção ao norte e de largura média de 150 km. A CB se restringe além desse fluxo, de pouca largura e profundidade. Pela primeira vez, analisando os campos de velocidade geostrófica, observamos a assinatura do VV. Como descrito anteriormente, um fluxo contrapondo-se à CB está localizado próximo ao talude continental. O fato do VV possuir a largura apresentada mostra a média entre os meses que demarcam o outono. Portanto a assinatura do VV parece-nos maior do que este se apresenta nos dados sinóticos.

O inverno remontou o cenário apresentado no verão, ou seja, não há nenhum fluxo

em superfície significativamente robusto que ateste a estrutura vortical que se fez presente no outono. Em outras palavras, o fluxo da CB se apresenta ramificado pelo fato do escoamento tê-la bifurcado quando esta atravessou a Cadeia Vitória-Trindade. O jato da CB se apresentou mais intenso.

E, na primavera, o comportamento da corrente não apresenta nenhuma feição de meso-escala relevante. A CB apresenta seu escoamento ramificado, fluindo para sul e sem velocidades superficiais para o norte. A análise dos campos climatológicos de T, S e de massa não refletem, novamente nenhuma anomalia por representarem médias temporais e portanto estarem muito suavizados. Nenhuma evidência acerca do VV foi presenciado no período em questão. A CCI apresenta o seu fluxo mais próximo ao talude continental com núcleo centrado em 500 m aproximadamente fluindo para o norte.

Passamos agora a discorrer sobre os campos mensais de velocidade. Nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro observamos que não houve nenhuma diferença no que diz respeito ao escoamento básico da CB. Esta se apresentou ramificada, por atravessar os bancos acima, e com velocidades que não ultrapassaram $0,2 \text{ m s}^{-1}$ para o sul. Outro ponto a ser notado é que nenhum fluxo em superfície para o norte foi presenciado mostrando que a recorrência do VV ocorre apenas em determinados meses.

Com isso, nos deparamos com os campos de velocidade referente aos meses de março, abril, maio e junho. Os meses referidos apresentam o escoamento da CB mais ao largo. Próximo à superfície e ao talude continental, notamos velocidades orientadas para o norte. Evidenciamos, portanto, o VV. Essa estrutura aparenta maior recorrência no final do período de verão, ou seja, em março, e segue pelo mês de abril, se estendendo nos meses seguintes porém com o sinal já enfraquecido.

Diante deste fato, fizemos uma seleção dos meses que importariam para a nossa segunda etapa: os campos horizontais de função de corrente. Para isso nos utilizamos dos meses em que o sinal do VV se mostrou mais robusto e escolhemos um mês em que essa estrutura não se faz presente. Portanto, os meses escolhidos foram março e abril (que remontam o sinal do VV) e o mês de setembro (remontando a não ocorrência do fenômeno em questão). A escolha desses três meses refletem

algumas adversidades passadas ao longo do trabalho. A primeira delas se refere aos campos horizontais. Ao analisarmos os quatro que compunham o cenário da ocorrência do VV, notamos que apenas dois deles o VV aparecia girando no sentido horário (março e abril). Entretanto, os dois meses seguintes, nos campos horizontais, o VV não aparecia e para não satisfazer nossa proposição inicial (de que estes meses a estrutura aparece) o sentido de rotação do fluxo estava ao contrário. Portanto a análise das seções juntamente com os campos horizontais de função de corrente nos mostra que verdadeiramente a feição do VV só se faz presente nos meses de março e abril. Os meses seguintes, não obtivemos a resposta almejada.

A análise conduzida aqui, tanto através das seções verticais como dos campos climatológicos atestam que o VV é uma feição recorrente com modulação sazonal. Tal interpretação corrobora *Garfield* [1990]; *Silveira* [2006] que afirmam que o VV é parte de um trem ondas baroclínicas de mesoescala. Logo, a variabilidade da formação do VV é intrasazonal.

Nossa interpretação também não é incongruente com a descrição de *Schmid et al.* [1995], que encontraram velocidades quase nulas de propagação da estrutura vortical. O VV pode ser parte de uma onda instável com baixa velocidade de fase, tal qual modelado por [*Silveira*, 2006].

Por fim, a questão ainda em aberto é a formação (e eventual crescimento) do VV e por que, se interpretarmos-os como parte de um trem de onda, anticiclones não são observados. A resposta para tal é objeto de pesquisa pela comunidade científica, mas parece ligada a argumentos de conservação de vorticidade potencial num regime de correntes predominantemente baroclínico [*Soares*, 2007]

Para que os limites batimétricos, ou os contornos físicos da região de estudo sejam respeitados, é necessário que se imponha limites para que nenhum fluxo avance sobre a plataforma e costa e prejudique a interpretação dos dados. Ao aplicarmos, portanto, a condição contorno de Dirichlet percebemos que a estrutura vortical se fazia presente em todos os meses e com diferentes diâmetros. Ao retirarmos a condição do esquema de interpolação, o VV se fazia presente nos mesmos meses que a seção vertical exibia, entretanto, não respeitava os limites físicos do embaiamento. Portanto, optamos por não satisfazer a condição de contorno e deixar que o VV se fizesse presente so-

mente nos meses em que realmente a estrutura ocorria do que criar estruturas em meses em que somente ocorre o fluxo da CB.

Dessa maneira, supomos que a climatologia utilizada não é uma boa ferramenta para o estudo deste tipo de fenômeno regional, visto que aquela reflete o comportamento de grandes regiões do oceano, ou seja, grande escala. A climatologia de *Boyer et al.* [2005] se utilizou de um comprimento de correlação de 2° para fazer a interpolação para $1/4^\circ$. Entretanto, para o hemisfério norte, não há tanto problema, uma vez que a quantidade de dados é bastante considerável. No hemisfério sul, e em particular na região de estudo especificamente, poucos dados foram utilizados para a construção da climatologia. Portanto, uma questão que deve ser levantada é a necessidade de elaboração de uma climatologia para a região da margem continental brasileira pois esses dados foram interpolados para uma grade com resolução de $1/4^\circ$.

7 Conclusões

Os resultados da análise dos dados hidrográficos mostraram características que envolvem a reafirmação de trabalhos desenvolvidos na região. A radial escolhida localiza-se próximo ao centro do VV em $20,5^\circ\text{S}$. É, portanto uma radial e ocupa uma posição próxima das amostragens de *Schmid et al.* [1995], que primeiro elucidaram características hidrodinâmicas da região, descrevendo originalmente o VV. Foram escolhidas os intervalos anual, sazonais e médias mensais para verificar a presença de assinatura climatológica.

A seção vertical climatológica anual sugere que a CB atravessa os bancos da Cadeia Vitória-Trindade, ramificando-se e com maior fluxo na região do embaiamento. No campo anual não há nenhuma manifestação do VV, o que implica que esta estrutura não é uma feição permanente nos dados climatológicos.

Sazonalmente, evidências da recorrência do vórtice ciclônico se fez presente somente durante o outono. Nos períodos de inverno, verão e primavera não foi observado nenhuma estrutura acerca do VV. A recorrência do VV que demarca os campo climatológicos sugere uma modulação na formação do vórtice entre o final do verão e

primeira metade do outono.

Desse modo, partimos para a terceira etapa que foi analisar as estruturas de velocidade geostrófica mês a mês. Essa análise confirma que o VV possui a sua acentuada recorrência nos meses de março e abril. Os meses que compõem o resto do ano mostram resultados que foram discutidos em escala anual e nos períodos sazonais em que não ocorre o VV; ou seja, não há manifestação do vórtice.

Os padrões horizontais de função de corrente geostrófica climatológica confirmam os resultados das análises dos padrões seccionais. Entretanto, por se tratar de uma região muito entrecortada, não pudemos impor uma condição de contorno de Dirichlet no mapeamento e a estrutura se fez presente não respeitando as condições de escoamento nulo normal à costa.

A priori as seções verticais indicaram a presença do VV no mês de fevereiro. Entretanto, a análise em conjunto das seções com os campos climatológicos mostraram que para este mês o VV não estava bem estruturado. Por isso optamos em não colocá-lo e sim apenas os meses em que a estrutura se apresentava robusta no embaiamento.

Desse modo, os resultados indicam modulação na formação do VV em março e abril. Concluímos que o VV não é uma estrutura permanente no Embaiamento de Tubarão e que esta ocorre em apenas alguns meses do ano, mais especificamente em março e abril com maior recorrência.

8 Sugestões para Trabalhos Futuros

Comprovado a ocorrência do VV em somente alguns meses do ano, uma série de outras questões foram levantadas para que se investiguem em futuros trabalhos. Dentre elas estão:

- Quais os mecanismos de formação do VV?
- Por que há modulação na recorrência deste ciclone? Há relação entre a modulação e variação sazonal do transporte de volume da CB?
- A climatologia escolhida para este tipo de trabalho é adequada para a resolução de problemas que estão inseridos em escalas regionais?

Referências

- Barreto, H. & J. Milliman, 1969: In Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In TOFFOLI, L.C., ed Margem Continental Brasileira. Coletânea de Trabalhos. PETROBRAS. DEXPRO. DIVEX, Rio de Janeiro, 11–30.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov, 2005: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7), 931–945.
- Bretherton, F. P., E. D. Russ, & C. B. A. Fandry, 1976: Technic for Objective Analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.*, 23(7), 559–582.
- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Fofonoff, P. & R. C. J. Millard, 1983: Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Tech. Pap. in Mar. Sci.*, 53 pp.
- Gaeta, S. A., J. A. Lorenzzetti, L. B. Miranda, S. Susini-Ribeiro, & M. Pompeu, 1999: The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral 1995. *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47, 253–270.
- Garfield, N., 1990: The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embanhamento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- Levitus, S., 1982: *Climatological atlas of the World Ocean*. NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, New Jersey, 173 pp.

- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, New South Wales, 144 pp.
- Mamayev, O. I., 1975: *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 374 pp.
- Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock, 1971: A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285:308.
- Mattos, R. A., 2006: Feições de meso e grande escalas da corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado. *Universidade de São Paulo*, 126 pp.
- Miranda, L. B., 1985: Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 33(2), 105–119.
- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messia, H. Mercier, C. G. Castro, & A. F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 47, 69–98.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla, 1976: Effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the Northern North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81(C18), 3100–3110.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übbet die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 72–233.
- Schmid, C., G. Siedler, & W. Zenk, 2000: Dynamics of the Intermediate Water in the Subtropical South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3191–3211.
- Schmid, C. H., H. Schafér, G. Podesta, & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Silveira, I. C. A., 2006: O Sistema de Correntes do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 160pp..

- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, 2000a: Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. *J. Geophys. Res.*, *105(C12)*, 28.559–28.583.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Lett.*, *31(14)*, L14.308.
- Silveira, I. C. A., J. A. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, & R. F. C. Fontes, 2006: Is the meander growth in the Brazil current system due to baroclinic stability? *Dynam. Atmos. Oceans*, [submetido].
- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, *99(C11)*, 22.501–22.512.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000b: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *R. bras. Oceanogr.*, *48(2)*, 171–183.
- Soares, S. M., 2007: Ondas instáveis no sistema de correntes de contorno oeste ao largo de abrolhos. Dissertação de Mestrado *Universidade de São Paulo*, 81 pp.
- Soutelino, R. G., 2005: Caracterização da estrutura baroclínica do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa leste brasileira. Monografia de Graduação, *Universidade do Estado do Rio de Janeiro*, 50 pp.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, *104(C9)*, 20.863–20.883.
- Stramma, L., Y. Ikeda, & R. G. Peterson, 1990: Geostrophic transport in the Brazil Current north of 20°S. *Deep-Sea Res.*, *37(12)*, 1875–1886.
- Zemba, J. C., 1991: The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 160 pp.

Zembruski, S., 1979: Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In PROJETO REMAC. geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, 129–177.

De acordo com o estabelecido neste documento, subscrevemos-nos:

Thiago Podadera Costa

Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo, 13 de Novembro de 2007.