

César Barbedo Rocha

**A recirculação da Corrente do Brasil (20-40°S):
abordagem teórico-paramétrica**

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. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

Novembro 2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**A recirculação da Corrente do Brasil (20-40°S):
abordagem teórico-paramétrica**

César Barbedo Rocha

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

Aprovada em / / por

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

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

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

Sumário

Agradecimentos	vii
Resumo	ix
Abstract	x
Preâmbulo	1
1 Introdução	2
1.1 Contextualização	2
1.2 Motivação	5
1.3 Hipótese científica e objetivos	7
2 Parametrização da estrutura de velocidade	8
2.1 A função <i>cross-stream</i> $\Gamma(x)$	8
2.2 A função <i>along-stream</i> $\lambda(y)$	9
2.3 A função estrutura vertical $\phi(z)$	11
2.4 O modelo de feição aplicado ao Sistema CBCR	12
2.4.1 Estrutura horizontal	13
2.4.2 Estrutura vertical	13
3 Mapeamento do campo de função de corrente	15
3.1 Análise Objetiva Vetorial	15
3.2 Análise Objetiva Vetorial aplicada ao modelo de feição	15
4 Parametrização da estrutura de massa	18
4.1 Densidade	18
4.2 Temperatura e salinidade	19
4.3 Seções verticais de temperatura e salinidade	21
4.4 Seções verticais de densidade e velocidade geostrófica	23
5 Campos tridimensionais de temperatura e salinidade	26
5.1 Análise Objetiva de Múltiplas Escalas	26

5.2	A Análise Objetiva de Múltiplas Escalas aplicada ao modelo de feição do Sistema CBCR	27
5.3	Aplicação da $\mathcal{AOM\mathcal{E}}$	28
5.3.1	Distribuição horizontal de temperatura e salinidade	28
5.3.2	Seções verticais de temperatura e salinidade	29
5.3.3	Topografia dinâmica	32
6	Discussão	34
6.1	Velocidade e função de corrente	34
6.2	Densidade, temperatura e salinidade	36
6.3	Campos tridimensionais de temperatura e salinidade	37
7	Considerações finais	39
7.1	Síntese e conclusões	39
7.2	Sugestões para trabalhos futuros	40
	Referências Bibliográficas	45

Lista de Figuras

1	Representação esquemática do padrão de circulação na porção interna do Giro Sub-tropical do Atlântico Sul. A: 0-100m (Água Tropical); B: 100-500m (Água Central do Atlântico Sul); e C: 500-1200m (Água Intermediária Antártica). Baseado na interpretação de <i>Stramma & England</i> [1999]. É possível observar o padrão de bifurcação estratificado da sCSE. <i>Cortesia</i> : MSc Leandro Ponsoni (LaDO/IOUSP).	3
2	Mapa de topografia dinâmica para o Atlântico Sul. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente (centradas aproximadamente em 22°S e 32°S), ao largo da costa sul-americana. De acordo com <i>Vianna et al.</i> [2007].	4
3	Mapa de anomalia do geopotencial (AGP) em superfície (0 dbar) relativa à 1000 dbar para o Atlântico Sul. Isolinhas de (AGP) em $10^1 m^2 s^{-2}$. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente, ao largo da costa sul-americana, representadas pela isolinha de $1.5 \times 10^1 m^2 s^{-2}$. De acordo com <i>Reid</i> [1989].	4
4	Climatologia anual de topografia dinâmica absoluta (em metros [m]) para o Atlântico Sul. É possível observar um padrão alongado de recirculação ao largo da costa sul-americana. <i>Cortesia</i> : Msc. Wellington Ceccopieri (LaDO/IOUSP).	5
5	Altura dinâmica calculada a partir da climatologia WOA 2005 (esquerda) e AVISO (direita). Valores em metros [m]. Para melhor comparação dos campos, a media espacial foi removida.	7
6	Velocidade geostrófica normal aos transectos (AVISO) utilizada para o ajuste das funções <i>cross-stream</i> [$\Gamma(x)$] e <i>along-stream</i> [$\lambda(y)$]. Para cada transecto foi utilizado um eixo <i>cross-stream</i> (x) aproximadamente normal à QPC (representada pela linha preta). O eixo x tem origem na QPC e o eixo <i>along-stream</i> (y) tem origem no transecto mais ao sul.	9
7	Perfil horizontal médio de velocidade geostrófica normal aos transectos (vermelho). Os valores foram normalizados pela velocidade máxima em módulo. Função $\Gamma(x)$ ajustada (azul), utilizada para a parametrização da estrutura horizontal de velocidade do Sistema CBCR.	10
8	Crescimento do transporte por unidade de comprimento da CB (vermelho). Função $\lambda(y)$ ajustada (azul), utilizada para a parametrização da estrutura horizontal de velocidade do Sistema CBCR.	11

9	Perfil vertical médio de velocidade baroclínica absoluta normalizada no domínio da CB (vermelho) . Função $\phi(z)$ ajustada ao perfil (azul) utilizada na parametrização da estrutura vertical de velocidade.	12
10	Vetores velocidade em superfície obtidos através do modelo paramétrico, utilizando o valor de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ para v_{bc} (azul). Vetores velocidade geostrófica da AVISO (vermelho). A isóbata de 200 m é representada pela linha preta.	13
11	Seções verticais de velocidade (m s^{-1}) obtidas através do modelo paramétrico em aproximadamente 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior). Valores negativos (positivos) indicam o jato da CB (CC) fluindo para sul/sudeste (norte/nordeste).	14
12	Mapa de erro médio quadrático percentual (contornos coloridos) sobreposto pelos transectos do modelo de feição (preto), utilizados para o mapeamento. A isóbata de 200m é representada pela linha preta.	16
13	Mapa de função de corrente [ψ , $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$] obtido pela interpolação objetiva dos vetores velocidade do modelo paramétrico (superior); e mapa de ψ obtido a partir dos dados da AVISO (inferior). A isóbata de 200 m é representada pela linha preta.	17
14	Diagrama T-S climatológico espalhado para os 500 m superiores de coluna de água ao largo da costa brasileira (vermelho). Diagrama T-S climatológico médio (verde). Ajuste polinomial para a relação T-S (preto).	20
15	Seções verticais em 22°S . Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).	22
16	Seções verticais em 30°S . Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).	22
17	Seções verticais em 38°S . Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).	23
18	Seções verticais de densidade (σ [kg m^{-3}]; cores) superposta por velocidade geostrófica relativa à 500 dbar (contornos) do MF. Climatologia WOA 2005 (esquerda) e MF (WOA 2005 + ΔT [ΔS]). Seções em 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior).	24

19	Seções verticais de velocidades parametrizadas (azul) e geostrófica (vermelha), associada ao modelo campo de densidade obtido com o modelo inverso. Valores em m s^{-1}	25
20	Conjunto de dados climatológicos (preto), transectos do MF (vermelho). O limite da grade utilizada para a interpolação objetiva está representado (verde).	28
21	Distribuição horizontal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, superior) e salinidade (inferior) climatológica (esquerda) e proveniente da interpolação “WOA 2005” + MF (direita).	29
22	Seção vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; esquerda) e salinidade (direita) em 22°S . Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).	30
23	Seção vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; esquerda) e salinidade (direita) em 30°S . Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).	30
24	Seção vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; esquerda) e salinidade (direita) em 38°S . Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).	31
25	Seções verticais de densidade potencial [kg m^{-3}] em 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior). Climatologia (esquerda) e MF interpolado com a climatologia (direita).	32
26	Altura dinâmica calculada a partir da climatologia “WOA 2005” (superior esquerdo), AVISO (superior direito) e WOA 2005 + MF Sistema CBCR (inferior). Valores em metros [m].	33

Lista de Tabelas

1	Parâmetros obtidos com o ajuste da função <i>cross-stream</i> $[\Gamma(x)]$	9
2	Parâmetros obtidos com o ajuste da função <i>along-stream</i> $[\lambda(y)]$	10
3	Parâmetros obtidos com o ajuste da função $\phi(z)$	12
4	Parâmetros obtidos com o ajuste do polinômio de primeiro grau à relação T-S climatológica média.	20
5	Valores dos coeficientes de expansão térmica ($\bar{\alpha}$) e contração halina ($\bar{\beta}$) médios calculados utilizando-se os perfis climatológicos na região de estudo.	21

Agradecimentos

Humildemente permito-me parafrasear *Hilda Hilst* e dedico este trabalho, e também meus trabalhos futuros (se os houver) à memória de minha avó Ditian Tamura Barbedo, por quem sinto incontida veemente apaixonada admiração.

Seria ousadia tentar lembrar e agradecer todas as pessoas que contribuíram com esses cinco anos de graduação, que terminam com a elaboração desse documento. Mas, certamente devo muita coisa aos meus pais Ivete Barbedo e Helio Rocha pelo carinho, compreensão e apoio incondicional; ao meu irmão Felipe, pelo respeito e compreensão dos momentos mais stressantes dessa etapa; à Carol por participar e me ajudar em diferentes momentos.

As oportunidades proporcionadas pelo meu orientador, Dr. Ilson da Silveira, foram muito valiosas para o meu aprendizado. Agradeço-o também por me orientar nesse trabalho e no futuro próximo e pela amizade que me permitiu. Estendo esse agradecimento aos meus amigos Rafael Soutelino e Leandro Ponsoni, que foram grandes professores na minha fase inicial de LaDO – e ajudaram bastante na finalização deste documento!– e aos demais colegas e amigos que tive no laboratório, em especial, aos amigos: Wellington Ceccopieri – pela amizade fraterna e por todas oportunidades no projeto CERES – Thiago Costa, Juliana Miranda, Herminio Foloni, Leilane Gonçalves e Dr. Luiz Nonnato. A grande ajuda da Dra. Sueli Godoi foi de grande importância em diferentes momentos. Agradeço-a também pelos ensinamentos e por sua amizade materna, que me proporcionaram dias mais felizes no IO. Agradeço também à dupla dinâmica André Paloczy e Tiago Biló (o futuro do LaDO), por me permitirem aprender ensinando-os.

As aulas e o convívio com diferentes professores e funcionários foram fundamentais para minha formação. Agradeço a todos, em especial, aos Drs. Iuda Goldman, Henrique Panzarelli, Michel Mahiques, Paulo Sumida, Edmo Campos, Joseph Harari, Rolf Weber e Moysés Tessler, por todos os ensinamentos e oportunidades proporcionadas. Um obrigado mais que especial ao prof. Paulo Polito, por todos ensinamentos e dicas e pelos momentos *nerding out* durante os intervalos de *Oceanografia por Satélites*. Agradeço também aos funcionários Evaldo, Laura e André, do Serviço de Graduação, e Cida e Raimunda, da Biblioteca (o lugar mais legal do IO!).

Agradeço aos companheiros de República Tcheca: Betinho, Beraba, Cascão, O-tel, Mayra e Yasmim; e aos colegas e amigos da Turma V, em especial, aos amigos Gabriel Paschoal, Marcelo Ubarana, Carine Godoi, Danilo Vieira, Nati Signorelli, Mari Ramos, Alexandre De Caroli, Gabriel Rinaldi, Fabio Santana, Carla Nishizaki, Luis Fabiano, Dante

Napolitano e Lucas Silveira. Estendo esses agradecimentos aos demais amigos que fiz nas outras turmas e na pós-graduação no IO.

Parte desse trabalho foi desenvolvido em duas visitas à *School for Marine Science and Technology - University of Massachusetts at Dartmouth* (SMAST–UMass-D). Agradeço ao Dr. Avijit Gangopadhyay por nos receber e também pela ajuda com o trabalho. Estendo esse agradecimento aos amigos André Schmidt e Frank “Chico” Smith, com quem apreciaria conviver por mais algum tempo.

Agradeço à comunidade internacional do *Software Livre*, por compartilhar grande parte dos programas que utilizei no desenvolvimento desse e de muitos outros trabalhos. *Share it!*

Este trabalho foi financiado pela **Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo**, através da bolsa de Iniciação Científica (IC) concedida sob processo (2010/02114-5) e pela **Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas** pela concessão de bolsas de IC e financiamento das visitas à SMAST–UMass-D, com recursos dos projetos “CERES” e “MILENIUM”, realizados em parceria com a PETROBRAS.

Parte desse trabalho foi apresentado no *Joint Assembly of American Geophysical Union 2010*. Agradeço à Universidade de São Paulo, através do programa Pró-Int da Pró-reitoria de Graduação (023/2010), e à FAPESP (reserva técnica do processo 2010/02114-5) pelo financiamento da minha participação.

Agradeço ao *Inter-american Institute for Global Change Research* (IAI) por financiar minha participação em um cruzeiro oceanográfico do projeto “*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*” (SAMOC) e ao prof. Alberto Piola pelo convite, ensinamentos e conversas.

Isso aí é assim mesmo!

(Autor desconhecido de Taubaté, SP)

Resumo

O objetivo central do presente trabalho foi parametrizar a estrutura baroclínica do Sistema Corrente do Brasil-Célula de Recirculação (Sistema CBCR, 20°-40°S), através da construção de um modelo de feição (MF) baseado na estrutura de velocidade. Usando produtos derivados de altimetria da AVISO, ajustamos duas funções (*cross-stream* e *along-stream*) ao padrão horizontal do Sistema CBCR observado. Os resultados representam o cisalhamento lateral observado, bem como o crescimento no transporte da Corrente do Brasil (CB) em direção ao sul. Baseados num perfil vertical de velocidade, ajustamos uma função para representar o cisalhamento vertical do Sistema CBCR. Utilizamos um esquema de análise objetiva vetorial para mapear o campo de função de corrente. A partir do modelo para a estrutura de velocidade, elaboramos um modelo inverso para obter campos tridimensionais de perturbação de densidade, associados ao Sistema CBCR. Associamos esse campo a campos de perturbação de temperatura (T) e salinidade (S), através da parametrização da relação T-S e de uma forma linear da equação de estado. As perturbações de T e S foram então somadas à climatologia para se obter o MF para estrutura de massa. O cálculo de corrente geostrófica evidenciou como as perturbações introduzem energia, associada ao Sistema CBCR, à climatologia. Por fim, interpolamos o MF de T e S à climatologia para obter campos tridimensionais, da superfície ao fundo. Esta interpolação não gerou descontinuidades laterais nem verticais. Obtivemos, então, campos tridimensionais de T e S com energia associada ao Sistema CBCR.

Descritores: Corrente do Brasil, recirculação e modelagem paramétrica.

Abstract

The main goal of this work was to parametrize the baroclinic structure of Brazil Current-Recirculation Cell System (BCRC, 20°-40°S), by building a velocity-based feature model (FM). Using AVISO altimeter-derived products, we fitted two functions that represent the cross-stream and the along-stream BCRC System pattern. The results correctly reproduced the observed lateral shear and the Brazil Current (BC) transport growth, as it flows to the south. We also fitted a vertical structure function to a mean velocity vertical profile derived from synoptic hydrographic measurements that intends to represent the BCRC System vertical velocity shear. We used a vector objective analysis scheme to map the stream function field. From the velocity-based FM we elaborated an inverse model to get a three-dimensional density perturbation field associated to the BCRC System. Considering a linear approximation to the T-S relationship and a linear form of the equation of state, we associated these density perturbation field to temperature (T) and Salinity (S) perturbation fields. In order to get FMs for the full T and S fields, we summed up T and S perturbations to the climatology. The geostrophic velocity computation showed how the perturbations added up energy to the climatology. Finally, we interpolated the FM and a background climatology, to get 3D fields, from surface to the bottom. This process did generate nor lateral neither vertical discontinuities. Then, we obtained T and S fields containing energy associated to the recirculation.

Key words: Brazil Current, recirculation, parametric modeling.

Preâmbulo

O Atlântico Sul (AS) é uma região dos oceanos mundiais com grande carência de informações oceanográficas. A falta de dados dificulta o entendimento de processos regionais, que podem ser relevantes para atividades econômico-estratégicas realizadas na margem continental brasileira, bem como para processos de maiores escalas espaço-temporal com impacto, por exemplo, no clima da Terra.

Embora seja comum a existência de recirculações nos grandes giros dos oceanos mundiais, poucos autores exploraram esse processo no Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). A correta descrição da recirculação da Corrente do Brasil (CB), ao largo da costa sul-americana, é de fundamental importância para o melhor entendimento de seu comportamento — único entre as diferentes correntes de contorno oeste. Nesse sentido, o grupo do Laboratório de Dinâmica Oceânica (LaDO/IOUSP) vêm se esforçando em melhor entender a recirculação da CB. Esse entendimento fornecerá subsídios, tanto para o melhoramento da previsão oceânica operacional, quanto para o entendimento do papel do Atlântico Sul no clima global. Para tal, urge que se busque o estudo da gênese da recirculação (I); a parametrização e descrição tridimensional da recirculação (II); e a realização de simulações numéricas para estudos de processos regionais (III), que permitam a investigação do papel da recirculação na formação e no crescimento da CB, bem como sua interação com a topografia e outras feições recorrentes na região. O presente trabalho consiste na parte II desse esforço.

Esta monografia está estruturada da seguinte forma. Na Seção 1, apresentamos uma breve contextualização do problema abordado. Adicionalmente estabelecemos a hipótese científica e definimos os objetivos. Na Seção 2, desenvolvemos a parametrização da estrutura de velocidade. Na Seção 3, apresentamos o mapeamento do campo de função de corrente. Na Seção 4, apresentamos o desenvolvimento de uma metodologia para se obter a parametrização da estrutura de massa. Na Seção 5, apresentamos a fusão do modelo paramétrico a uma climatologia de *background*. Na Seção 6, discutimos os resultados obtidos. Por fim, fazemos uma síntese e sugerimos trabalhos futuros (Seção 7).

1 Introdução

1.1 Contextualização

A porção interna do GSAS é formada por seu contorno oeste e adjacências. A CB é a corrente de contorno oeste que fecha o GSAS. *Stramma & England* [1999] apresentam sua origem em torno de 16°S, onde o ramo sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE) se bifurca em superfície (0-100 m). Essa bifurcação é estratificada [*Stramma & England*, 1999; *Rodrigues et al.*, 2007]. Dessa forma, além de Água Tropical (AT) em superfície, a CB recebe aporte de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em aproximadamente 20°S, passando a ocupar os primeiros 500 m de coluna de água. Ao sul de 28°S, a CB ocupa os primeiros 1200 m transportando, também, Água Intermediária Antártica [AIA; *Böebel et al.*, 1999; *Schmid et al.*, 2000]. Nas proximidades de 38°S, a CB conflui com a Corrente das Malvinas (CM) e se separa da costa, dando origem à Corrente do Atlântico Sul [CAS; *Stramma & Peterson*, 1990; *Stramma & England*, 1999].

O padrão clássico do GSAS, proposto por *Stramma & England* [1999], apresenta o crescimento no transporte de volume da CB como resultado desse complexo e estratificado sistema de bifurcações da sCSE (Figura 1). Em contra-ponto, alguns autores sugeriram que o GSAS está dividido em dois subgiros [*Tsuchiya*, 1985; *Vianna et al.*, 2007] (Figura 2) ou em duas células zonalmente confinadas [*Reid*, 1989] (Figura 3).

Analisando o mapa de topografia dinâmica absoluta (TDA) média da AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*, em <http://atoll-motu.aviso.ocean-obs.com>), derivado de 16 anos de medidas altimétricas multi-satelitais, verifica-se o padrão médio do GSAS com o formato triangular clássico proposto por *Peterson & Stramma* [1991] e *Stramma & England* [1999]. Diferentemente dos trabalhos descritos no parágrafo anterior, observa-se um padrão de recirculação zonalmente confinado nas imediações da margem continental sul americana. Essa recirculação se estende da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) (20°S) até a Confluência Brasil-Malvinas (38°S; Figura 4).

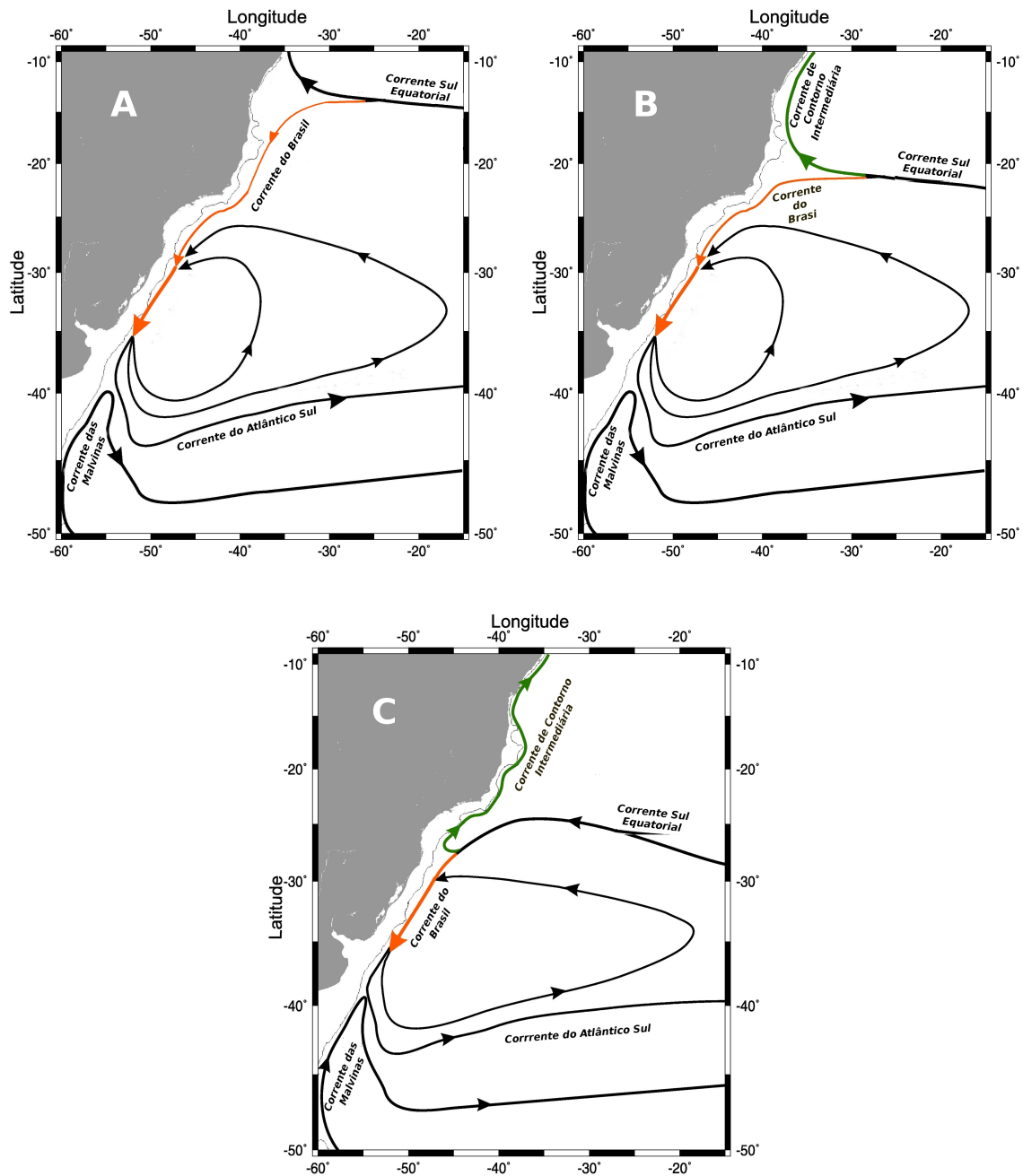


Figura 1: Representação esquemática do padrão de circulação na porção interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul. A: 0-100m (Água Tropical); B: 100-500m (Água Central do Atlântico Sul); e C: 500-1200m (Água Intermediária Antártica). Baseado na interpretação de *Stramma & England* [1999]. É possível observar o padrão de bifurcação estratificado da sCSE. *Cortesia:* MSc Leandro Ponsoni (LaDO/IOUSP).

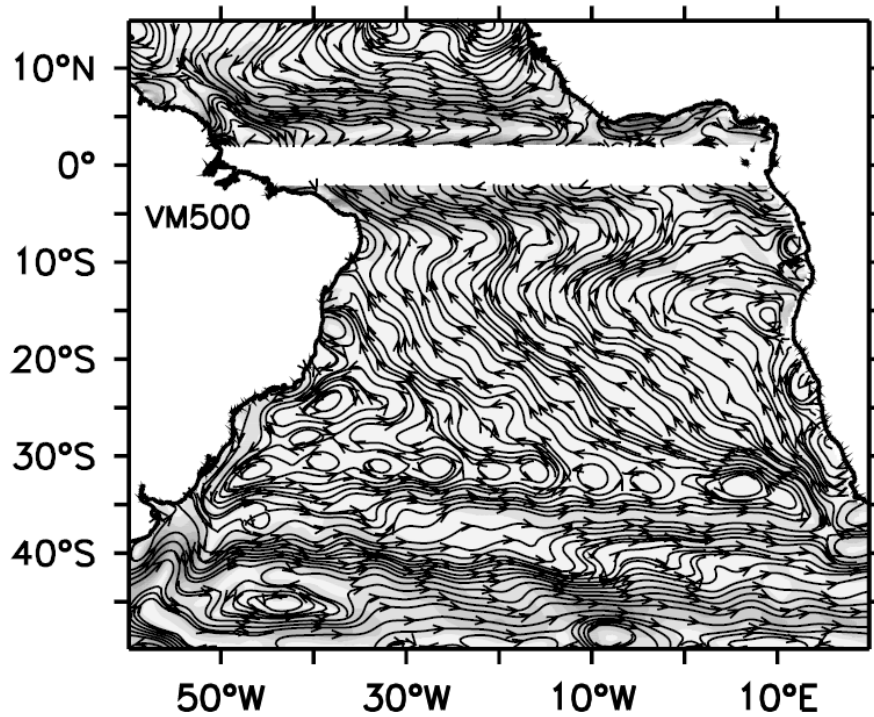


Figura 2: Mapa de topografia dinâmica para o Atlântico Sul. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente (centradas aproximadamente em 22°S e 32°S), ao largo da costa sul-americana. De acordo com *Vianna et al.* [2007].

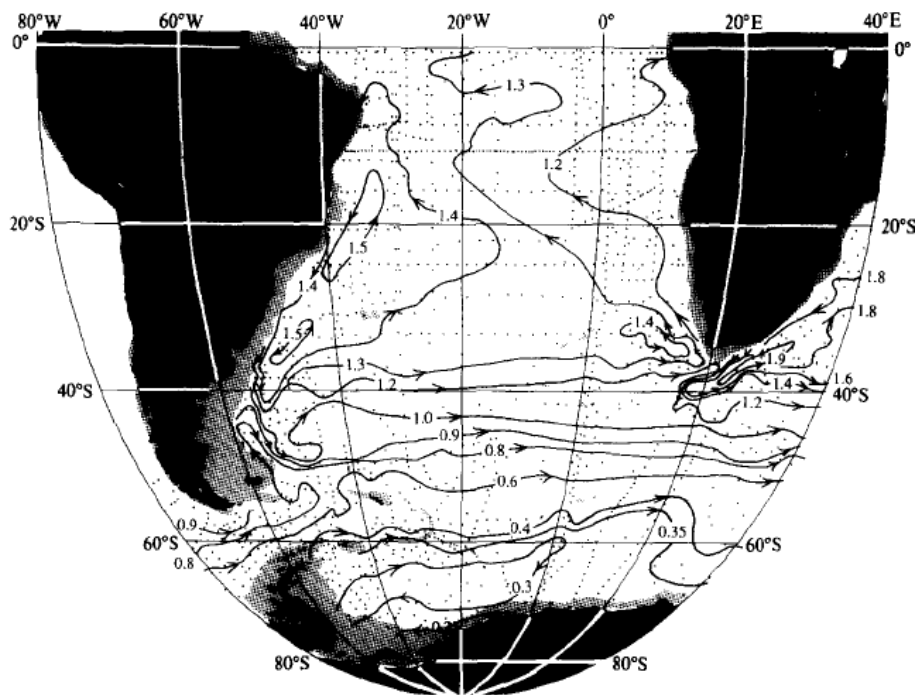


Figura 3: Mapa de anomalia do geopotencial (AGP) em superfície (0 dbar) relativa à 1000 dbar para o Atlântico Sul. Isolinhas de (AGP) em $10^1 m^2 s^{-2}$. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente, ao largo da costa sul-americana, representadas pela isolinha de $1.5 \times 10^1 m^2 s^{-2}$. De acordo com *Reid* [1989].

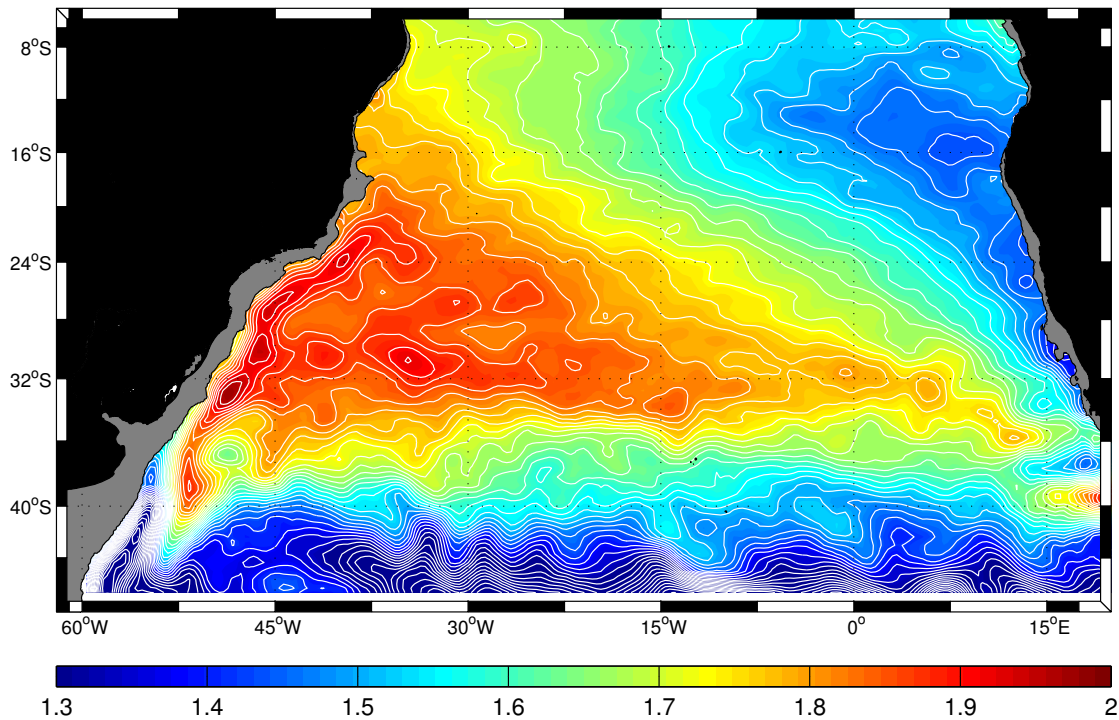


Figura 4: Climatologia anual de topografia dinâmica absoluta (em metros [m]) para o Atlântico Sul. É possível observar um padrão alongado de recirculação ao largo da costa sul-americana. *Cortesia:* Msc. Wellington Ceccopieri (LaDO/IOUSP).

1.2 Motivação

Diante da feição de recirculação observada na porção interna do GSAS, colocamo-nos o desafio de investigar seu papel na formação da CB, bem como no desenvolvimento de atividade de mesoescala. Uma maneira de realizar tais estudos é através de modelagem numérica de processos oceânicos.

Para tal, necessitamos de campos iniciais de temperatura e salinidade que contenham a feição que se deseja estudar. A grande limitação é que climatologias provêm de diferentes conjuntos de dados, coletados em diferentes períodos do ano. Esses dados também são adquiridos por diferentes equipamentos, furtando-nos consistência metodológica.

A Figura 5 ilustra como a climatologia para o AS falha na representação da recirculação da CB. Nela apresentamos uma comparação entre mapas de altura dinâmica para a porção interna do GSAS calculados a partir da climatologia do “World Ocean Atlas 2005” [WOA 2005; Boyer *et al.*, 2005], relativa à 1400 dbar [Gordon & Greengrove, 1986], com a fornecida pela AVISO. Para uma melhor comparação, removemos a média espacial de cada campo. Verifica-se que o padrão de recirculação presente no mapa da AVISO é pouco representado na climatologia. A própria CB está relativamente mais fraca na climatologia. Esse fato decorre tanto da

limitação de observações quanto devido a filtragem espacial que ocorre quando da interpolação das observações para a grade regular, durante a construção dos campos climatológicos [Boyer *et al.*, 2005].

Neste contexto, realizar simulações numéricas para estudo de processos relacionados à recirculação apenas utilizando a climatologia não seria eficiente. Uma alternativa pode ser construída, baseada nos trabalhos de Gangopadhyay *et al.* [1997]; Robinson & Gangopadhyay [1997]; Gangopadhyay & Robinson [1997, 2002]. Estes autores aplicaram o conceito de Modelos de Feições (MFs), inicialmente utilizado na atmosfera, em estudos oceanográficos.

Feições oceânicas como jatos, vórtices e frentes podem ser parametrizadas por funções matemáticas que se ajustem à sua geometria observada. A parametrização pode seguir duas abordagens distintas: a avançada ou a inversa. Na abordagem avançada, parametriza-se diretamente a estrutura termohalina da feição. Na abordagem inversa, a estrutura de velocidade é parametrizada. Nesta última, o campo de densidade pode ser obtido a partir da relação do vento térmico. Os campos termohalinos podem ser obtidos utilizando-se formas simplificadas da *Equação de Estado da Água do Mar* ou modelos de massas de água [Gangopadhyay *et al.*, 1997].

Por fim, os modelos paramétricos podem ser interpolados juntamente com uma climatologia oceânica. Os campos gerados podem ser utilizados para inicializar simulações numéricas e/ou serem assimilados nas mesmas. Dessa forma, introduz-se energia da feição, à circulação média climatológica, dando um caráter mais realístico às simulações. Os MFs vêm sendo utilizados com sucesso em estudos de processos oceânicos e costeiros [e.g., Calado *et al.*, 2008, 2010] e também para previsão oceânica de curto período [e.g., Gangopadhyay & Robinson, 1997; Gangopadhyay *et al.*, 2003; Calado *et al.*, 2006].

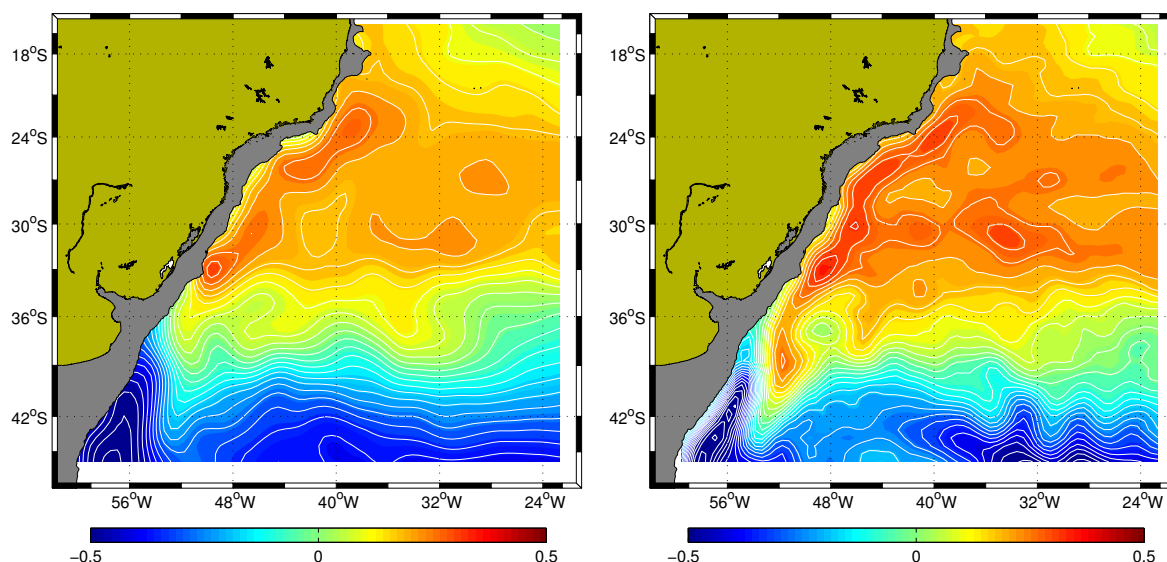


Figura 5: Altura dinâmica calculada a partir da climatologia WOA 2005 (esquerda) e AVISO (direita). Valores em metros [m]. Para melhor comparação dos campos, a média espacial foi removida.

1.3 Hipótese científica e objetivos

O presente trabalho consiste em um passo inicial para o futuro entendimento da dinâmica do complexo sistema formado pela CB e sua célula de recirculação (Sistema CBCR), que ocupa aproximadamente os primeiros 500 m de coluna de água. Buscamos parametrizar e descrever o Sistema CBCR no contexto de Modelos de Feições. Em outras palavras, este trabalho consiste na elaboração de uma metodologia para a construção de campos tridimensionais de temperatura e salinidade que contenham as feições associadas ao Sistema CBCR: CB e Contra-corrente (CC), associada à recirculação. Para tal, trabalharemos com a seguinte hipótese científica:

A recirculação da Corrente do Brasil ao largo da margem continental brasileira, que se dá em forma de um grande e alongado vórtice anticiclônico, pode ser corretamente representada por sua assinatura quase-geostrófica no campo de massa.

O objetivo central é **parametrizar a estrutura tridimensional dos campos de velocidade, função de corrente e de massa da recirculação na porção interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul via abordagem inversa**. Para atender ao objetivo central, definimos os seguintes objetivos específicos:

- ✓ parametrizar a estrutura de velocidade do Sistema CBCR;
- ✓ mapear o campo de função de corrente;
- ✓ parametrizar a estrutura de massa do Sistema CBCR; e
- ✓ obter campos tridimensionais de temperatura e salinidade.

2 Parametrização da estrutura de velocidade

De acordo com *Gangopadhyay & Robinson* [2002], podemos parametrizar a estrutura tridimensional de velocidade de jatos e vórtices, da seguinte forma:

$$v(x, y, z) = v_{bt}\Gamma(x)\lambda(y) + v_{bc}\Gamma(x)\lambda(y)\phi(z), \quad (1)$$

onde x , y e z são os eixos transversal ao escoamento (*cross-stream*), paralelo ao escoamento (*along-stream*) e vertical, respectivamente; v é a velocidade normal ao eixo x ; $\Gamma(x)$ é a função estrutura horizontal na direção x (adimensional); $\lambda(y)$ é a função estrutura horizontal na direção y (adimensional); $\phi(z)$ é a função estrutura vertical (adimensional); v_{bt} e v_{bc} são velocidades máximas (m s^{-1}) barotrópica e baroclínica associadas à feição, respectivamente. Trata-se de uma formulação seccional, resolvendo apenas a componente ao longo do escoamento principal.

Nesse trabalho, parametrizamos apenas a estrutura baroclínica do Sistema CBCR. Dessa forma, utilizamos apenas o segundo termo da Equação 1:

$$v(x, y, z) = v_{bc}\Gamma(x)\lambda(y)\phi(z). \quad (2)$$

Buscamos representar o padrão horizontal dos Sistema CBCR observado nos mapas da AVISO, através das funções $\Gamma(x)$ e $\lambda(y)$. Adicionalmente, expandiremos essa informação verticalmente, através da função $\phi(z)$. A correta representação das magnitudes será dada pela constante v_{bc} . Os procedimentos de ajuste e os resultados obtidos são descritos a seguir.

2.1 A função *cross-stream* $\Gamma(x)$

A função *cross-stream* $\Gamma(x)$ deve representar o cisalhamento horizontal na direção transversal ao eixo do Sistema CBCR, observado nos dados da AVISO (Figura 4). Para obtê-la, calculamos um perfil médio de velocidade paralela à quebra de plataforma continental (QPC) em transectos selecionados ao longo do Sistema CBCR (Figura 6). Estas velocidades foram obtidas a partir dos dados de topografia dinâmica da AVISO, através das relações geostróficas. Como $\Gamma(x)$ é adimensional, normalizamos o perfil de velocidade por sua velocidade máxima em módulo. Esta velocidade corresponde à velocidade máxima da CB no perfil médio. Por fim, ajustamos, por mínimos quadrados, os parâmetros A , L_1 e L_2 da função descrita por:

$$\Gamma(x) = A \operatorname{sen}\left(\frac{\pi}{L_1}x\right) e^{\left(-\frac{x}{L_2}\right)}, \quad (3)$$

ao perfil *cross-stream* médio do Sistema CBCR. Destacamos que a função *seno* modela os jatos da CB e da CC. A função *exponencial* representa o decaimento da velocidade com o aumento da distância em x , o que implica em menores velocidades para a CC. Apresentamos os parâmetros obtidos na Tabela 1 e a função ajustada na Figura 7.

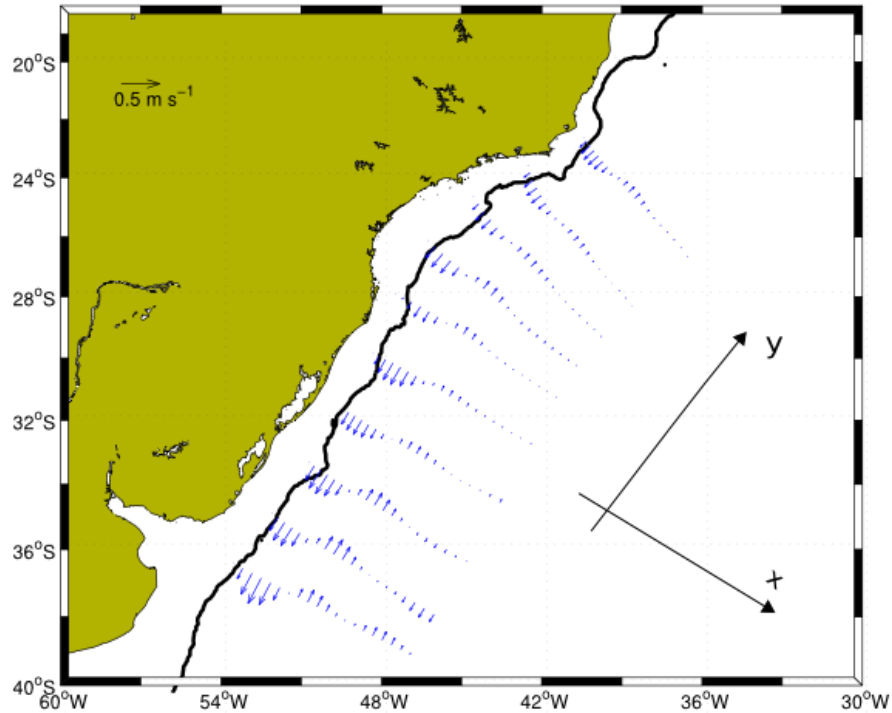


Figura 6: Velocidade geostrofica normal aos transectos (AVISO) utilizada para o ajuste das funções *cross-stream* [$\Gamma(x)$] e *along-stream* [$\lambda(y)$]. Para cada transecto foi utilizado um eixo *cross-stream* (x) aproximadamente normal à QPC (representada pela linha preta). O eixo x tem origem na QPC e o eixo *along-stream* (y) tem origem no transecto mais ao sul.

Tabela 1: Parâmetros obtidos com o ajuste da função *cross-stream* [$\Gamma(x)$].

parâmetro	valor	unidade
A	-1,63	adimensional
L_1	212,35	km
L_2	220,29	km

2.2 A função *along-stream* $\lambda(y)$

A função *along-stream* $\lambda(y)$ deve representar o aumento do transporte de volume da CB a medida que flui para sul e, conseqüentemente, da CC no sentido oposto, observado nos dados da

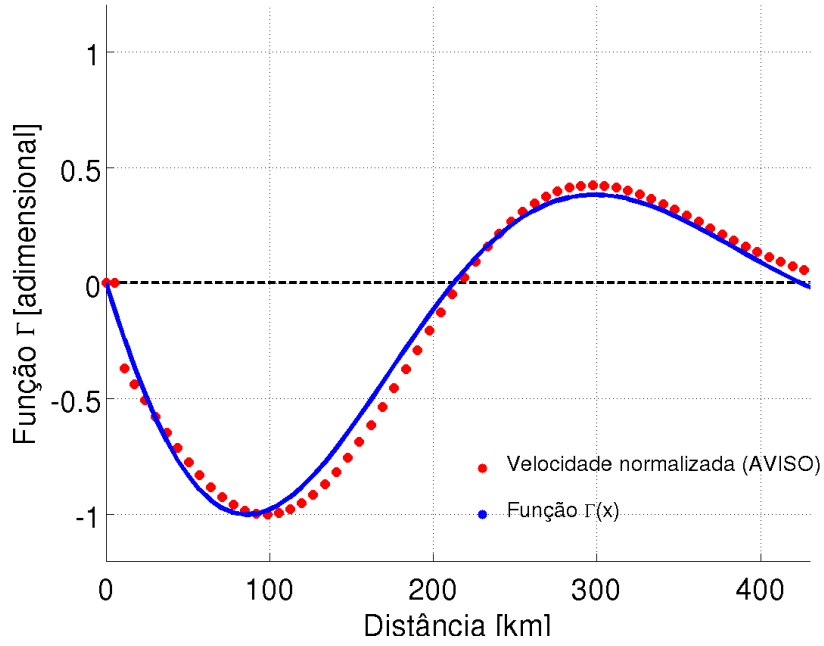


Figura 7: Perfil horizontal médio de velocidade geostrófica normal aos transectos (vermelho). Os valores foram normalizados pela velocidade máxima em módulo. Função $\Gamma(x)$ ajustada (azul), utilizada para a parametrização da estrutura horizontal de velocidade do Sistema CBCR.

AVISO (Figura 4). Para tal, calculamos o transporte por unidade de profundidade da CB ($T_{CB} = \int v dx$, em $m^2 s^{-1}$) nos transectos de velocidade geostrófica (Figura 6), de aproximadamente $22^\circ S$ a $38^\circ S$ (Figura 6). Como essa função deve ser adimensional, os valores de transporte foram normalizados pelo valor máximo de transporte da CB. Uma função exponencial foi ajustada, por mínimos quadrados, ao crescimento do transporte da CB:

$$\lambda(y) = B_1 + B_2 e^{\left(\frac{y}{L_3}\right)}, \quad (4)$$

onde B_1 e B_2 e L_3 são parâmetros da função e y é a distância ao longo do eixo paralelo ao escoamento principal do Sistema CBCR. Apresentamos os parâmetros obtidos na Tabela 2 e a função ajustada na Figura 8.

Tabela 2: Parâmetros obtidos com o ajuste da função *along-stream* $[\lambda(y)]$.

parâmetro	valor	unidade
B_1	1,07	adimensional
B_2	-0,44	adimensional
L_3	754,17	km

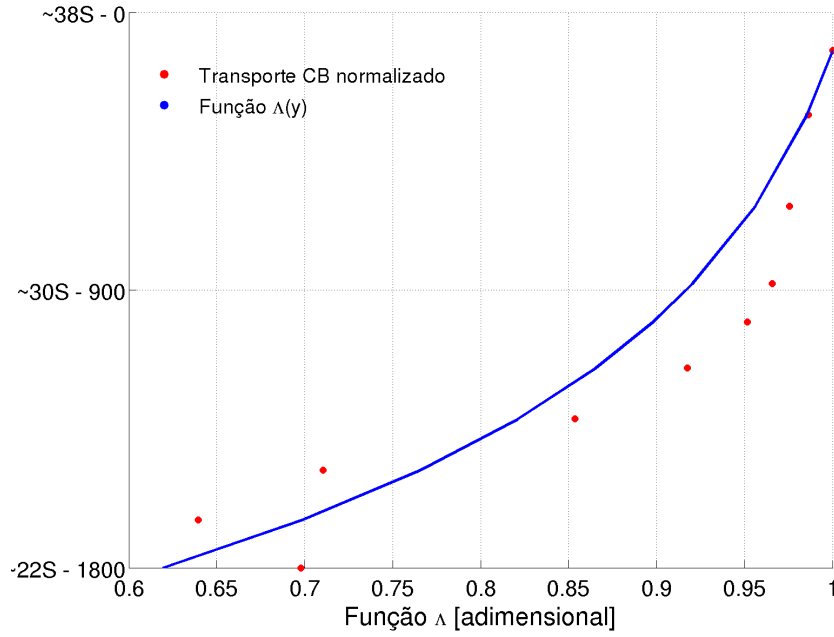


Figura 8: Crescimento do transporte por unidade de comprimento da CB (vermelho). Função $\lambda(y)$ ajustada (azul), utilizada para a parametrização da estrutura horizontal de velocidade do Sistema CBCR.

2.3 A função estrutura vertical $\phi(z)$

A função estrutura vertical $[\phi(z)]$ deve representar o cisalhamento vertical de velocidades do Sistema CBCR. Para tal, ajustamos, por mínimos quadrados, uma função exponencial à um perfil médio de velocidades baroclínicas absolutas, calculadas a partir de dados hidrográficos quase-sinóticos da “Comissão Oceano Sudeste I”. Este cruzeiro foi realizado pela Marinha do Brasil e capturou o Sistema CBCR [Mattos, 2006]. Os perfis para a promediação foram extraídos no domínio da CB. Como a função é adimensional, normalizamos o perfil de velocidade pela velocidade máxima. Esta corresponde à velocidade da CB em superfície. O ajuste foi realizado de 2000 m até a profundidade média da camada de mistura na região (50 m), correspondente ao “interior baroclínico”. O valor em 50 m foi extrapolado até a superfície, visto que a camada de mistura é homogênea, e portanto, não há cisalhamento vertical de velocidades (Teorema de Taylor-Proudman). A função estrutura vertical é dada pela Equação 5,

$$\phi(z) = \begin{cases} C_1 + C_2 e^{-(\frac{z}{H})}, & \text{se } 50 \leq z < 2000 \\ \phi(50), & \text{se } 0 \leq z < 50 \end{cases} \quad (5)$$

onde C_1 , C_2 e H representam os parâmetros da função e z é a profundidade. Apresentamos os parâmetros obtidos na Tabela 3 e a função ajustada na Figura 9. Destacamos que, embora o ajuste tenha sido feito para 2000 m de coluna de água, trabalharemos apenas com os 500

m superiores da função. Este valor corresponde aproximadamente à profundidade média da CB baroclínica no sudeste brasileiro [Zemba, 1991; Campos *et al.*, 1995; Silveira *et al.*, 2004, 2008].

Tabela 3: Parâmetros obtidos com o ajuste da função $\phi(z)$.

parâmetro	valor	unidade
C_1	-0,36	adimensional
C_2	1,39	adimensional
H	533,89	m

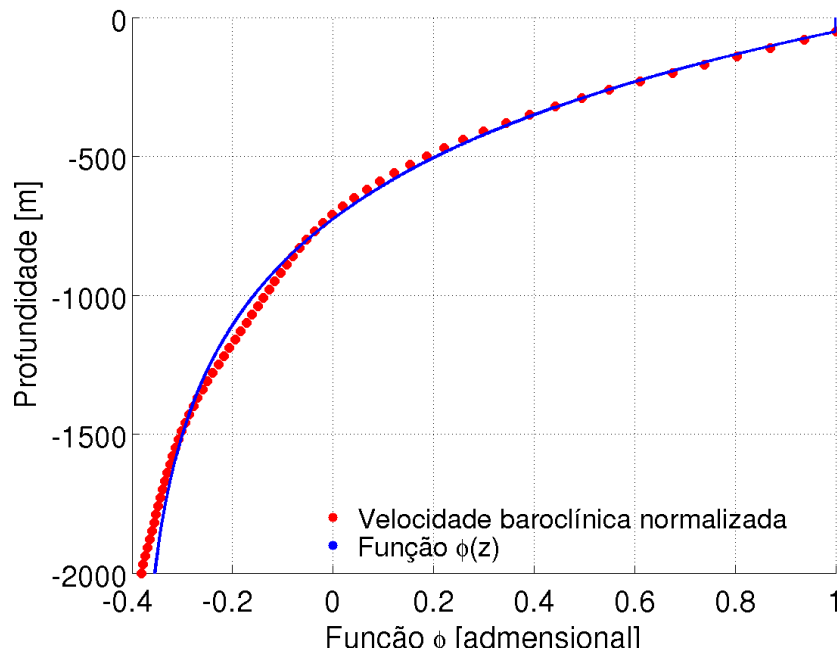


Figura 9: Perfil vertical médio de velocidade baroclínica absoluta normalizada no domínio da CB (vermelho). Função $\phi(z)$ ajustada ao perfil (azul) utilizada na parametrização da estrutura vertical de velocidade.

2.4 O modelo de feição aplicado ao Sistema CBCR

Definidas as funções estruturais e seus parâmetros, aplicamos a Equação 2 em transectos ao longo de todo o domínio do Sistema CBCR observado nos dados da AVISO (Figura 6). Os resultados obtidos são apresentados e descritos a seguir.

2.4.1 Estrutura horizontal

Como, neste primeiro momento, buscamos representar o padrão observado no mapa da AVISO, utilizamos o valor de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ para o parâmetro v_{bc} . Este é o valor máximo de velocidade da CB observada nestes dados. Os resultados, para a superfície, são apresentados na Figura 10. A comparação com os dados da AVISO, interpolados para os mesmos transectos, nos permite verificar que o modelo de feição representa o padrão observado, em termos de escalas horizontais das feições e intensidades.

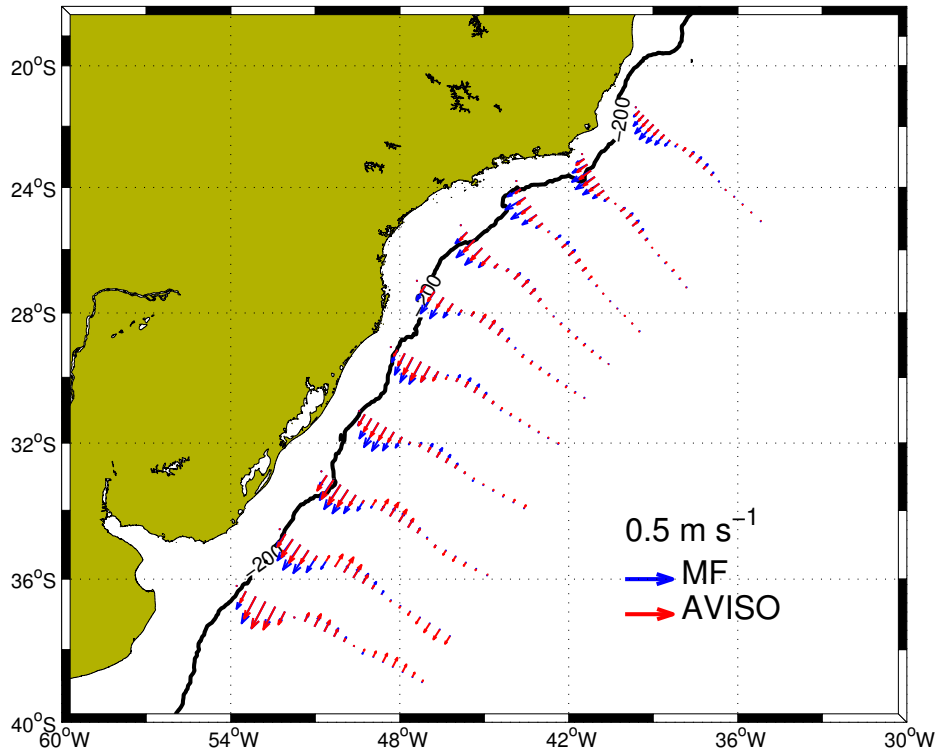


Figura 10: Vetores velocidade em superfície obtidos através do modelo paramétrico, utilizando o valor de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ para v_{bc} (azul). Vetores velocidade geostrófica da AVISO (vermelho). A isóbata de 200 m é representada pela linha preta.

2.4.2 Estrutura vertical

Apresentamos na Figura 11 seções verticais nas porções norte (22°S), central (30°S) e sul (38°S) do domínio. É possível observar os dois jatos cisalhando horizontal [dado pela função $\Gamma(x)$] e verticalmente [dado pela função $\phi(z)$]. Comparando as três seções, observamos o efeito da função $\lambda(y)$, evidenciando o aumento do transporte de volume dos jatos nas seções mais ao sul.

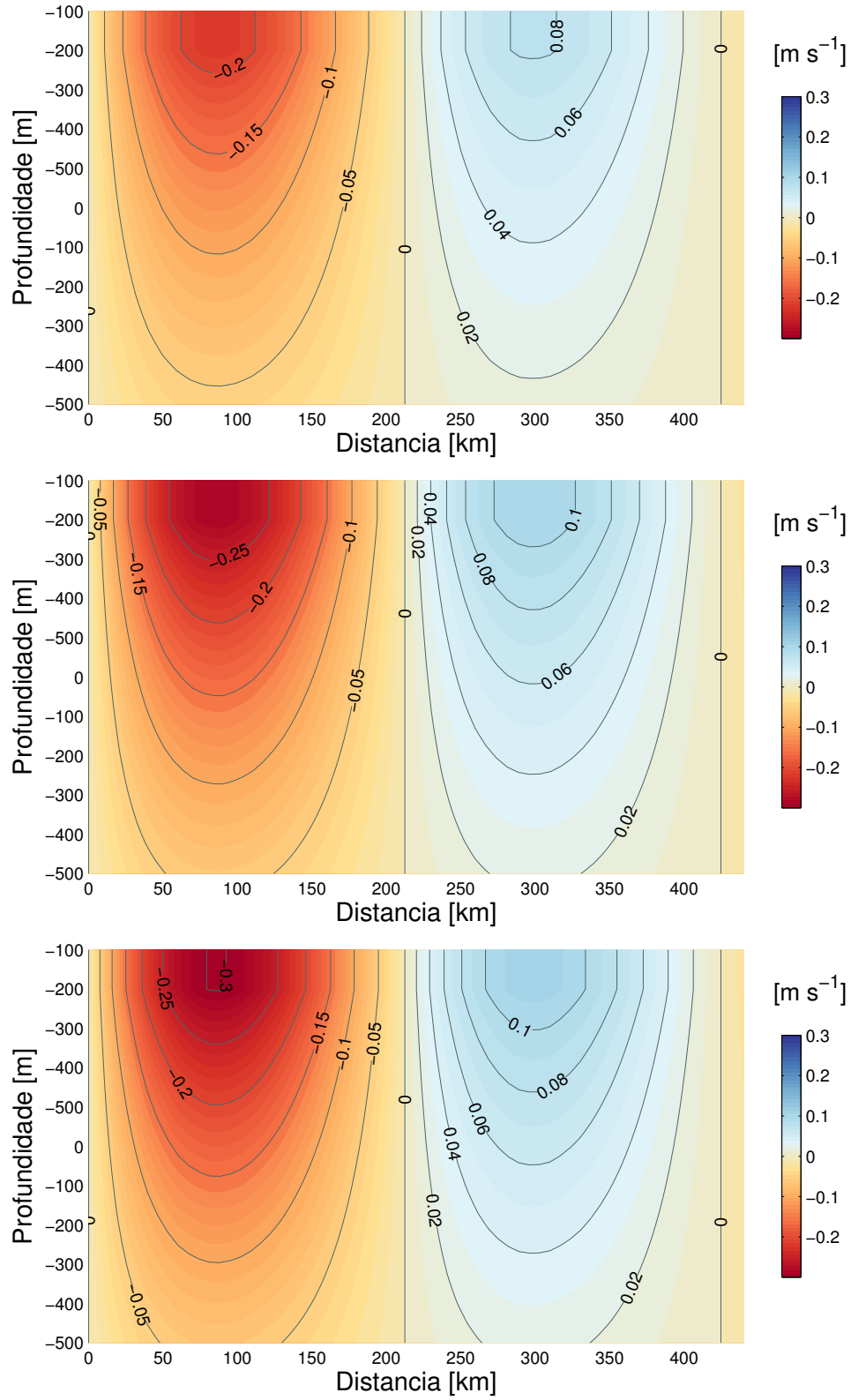


Figura 11: Seções verticais de velocidade (m s^{-1}) obtidas através do modelo paramétrico em aproximadamente 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior). Valores negativos (positivos) indicam o jato da CB (CC) fluindo para sul/sudeste (norte/nordeste).

3 Mapeamento do campo de função de corrente

Para a parametrização dos campos de densidade e, conseqüentemente, de temperatura e de salinidade, que serão apresentados posteriormente, utilizaremos um campo de função de corrente (ψ). Com este objetivo, mapeamos o campo de ψ a partir de transectos de velocidade do modelo paramétrico, apresentados na Figura 10. O mapeamento foi feito pelo uso de um esquema de interpolação objetiva, dadas as dificuldades da construção analítica dessa propriedade. Os procedimentos e os resultados obtidos são descritos a seguir.

3.1 Análise Objetiva Vetorial

O campo de função de corrente foi mapeado *via* Análise Objetiva Vetorial [$\mathcal{AOV}$; *Bretherton et al.*, 1976]. Na $\mathcal{AOV}$, os parâmetros de entrada são as componentes u e v de dados de velocidade aleatoriamente distribuídos, e a saída é um campo de ψ . Lembrando que, considerando um fluxo não-divergente horizontalmente, podemos definir ψ , tal que $u = -\frac{\partial\psi}{\partial y}$ e $v = \frac{\partial\psi}{\partial x}$.

A Análise Objetiva ($\mathcal{AO}$), aplicada a dados oceânicos, consiste em um ajuste por mínimos-quadrados, tal que as funções-peso dependem da correlação entre os dados [*Carter & Robinson*, 1987]. Além do campo desejado, é possível mapear o erro de interpolação. Para tal, é necessário o conhecimento da função de correlação entre os dados e da variância do erro amostral aleatório.

Neste trabalho, assumiremos uma função de correlação espacialmente isotrópica [*Silveira et al.*, 2000], dada pela seguinte equação:

$$C(r) = (1 - \varepsilon^2)e^{-r^2/l_c^2}, \quad (6)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial; l_c é o comprimento de correlação horizontal e ε é a variância do erro aleatório.

3.2 Análise Objetiva Vetorial aplicada ao modelo de feição

Nosso interesse é mapear o Sistema CBCR. Para tal, adotamos um comprimento de correlação que realce a estrutura do sistema de correntes estudado, $l_c = 220$ km, que é a distância aproximada entre o eixo da CB e da CC, e uma variância do erro amostral aleatório $\varepsilon^2 = 0,05$.

Utilizamos uma grade curvilínea de 100×150 pontos ($20^\circ - 38^\circ S$) com resolução de aproximadamente 8 km, na direção normal ao escoamento, e 10 km, na direção paralela ao escoamento

(Figura 12). A grade foi construída acompanhando, aproximadamente, em sua porção oeste, a isóbata de 200 m, extraída da base de dados *ETOPO 2* (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01-mgg04.html>), de modo a posicionar a CB junto a QPC. Para representar a estrutura de recirculação mais realisticamente, aplicamos duas condições de contorno quando realizamos o mapeamento. Na borda norte, aplicamos velocidade normal igual a zero. Esta condição tem por objetivo fechar a recirculação nessa porção do domínio. Na borda sul, aplicamos um transecto de velocidade correspondente a 60% da velocidade da CB no transecto imediatamente ao norte. Nenhuma velocidade associada à contra-corrente foi imposta. Esta condição tem por objetivo fazer com que parte da CB flua para fora do domínio (60%) e parte recircule (40%), alimentando a CC.

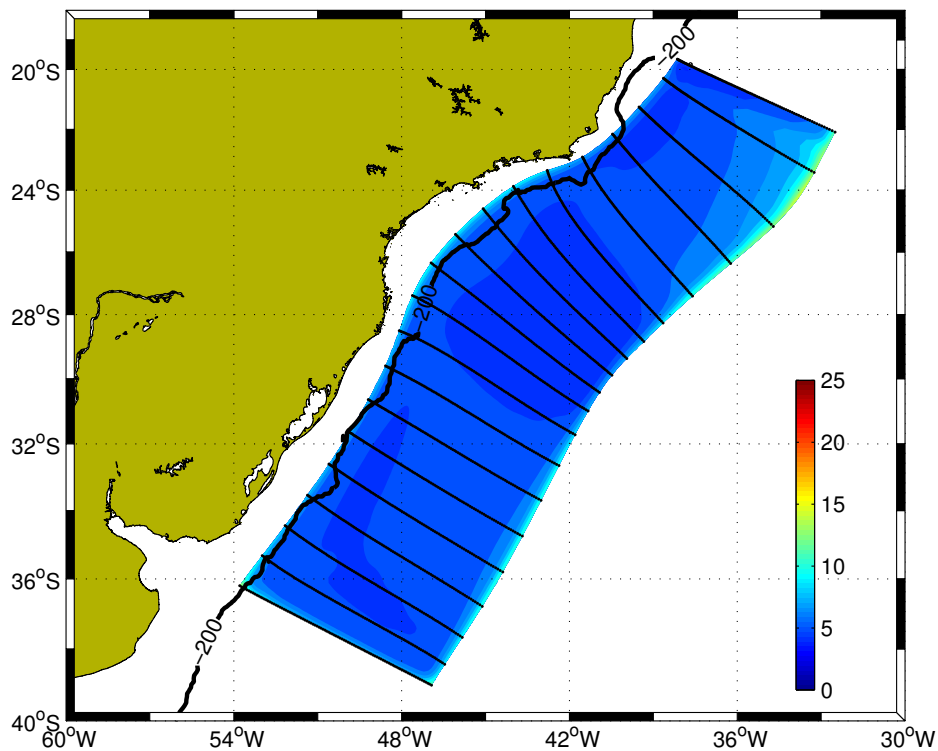


Figura 12: Mapa de erro médio quadrático percentual (contornos coloridos) sobreposto pelos transectos do modelo de feição (preto), utilizados para o mapeamento. A isóbata de 200m é representada pela linha preta.

Utilizando os dados de velocidade derivados da AVISO (Figura 10), também mapeamos um campo de ψ . Apresentamos na Figura 13, a comparação entre o mapa de ψ do modelo paramétrico (painel superior) e o mapa de ψ obtido com os dados da AVISO. É possível verificar que o modelo reproduz o padrão de recirculação, bem como as intensidade observadas na AVISO. Verifica-se também que as condições de contorno foram aplicadas satisfatoriamente, de modo que a recirculação fecha no limite norte do domínio e parte da CB vaza no limite sul

do mesmo.

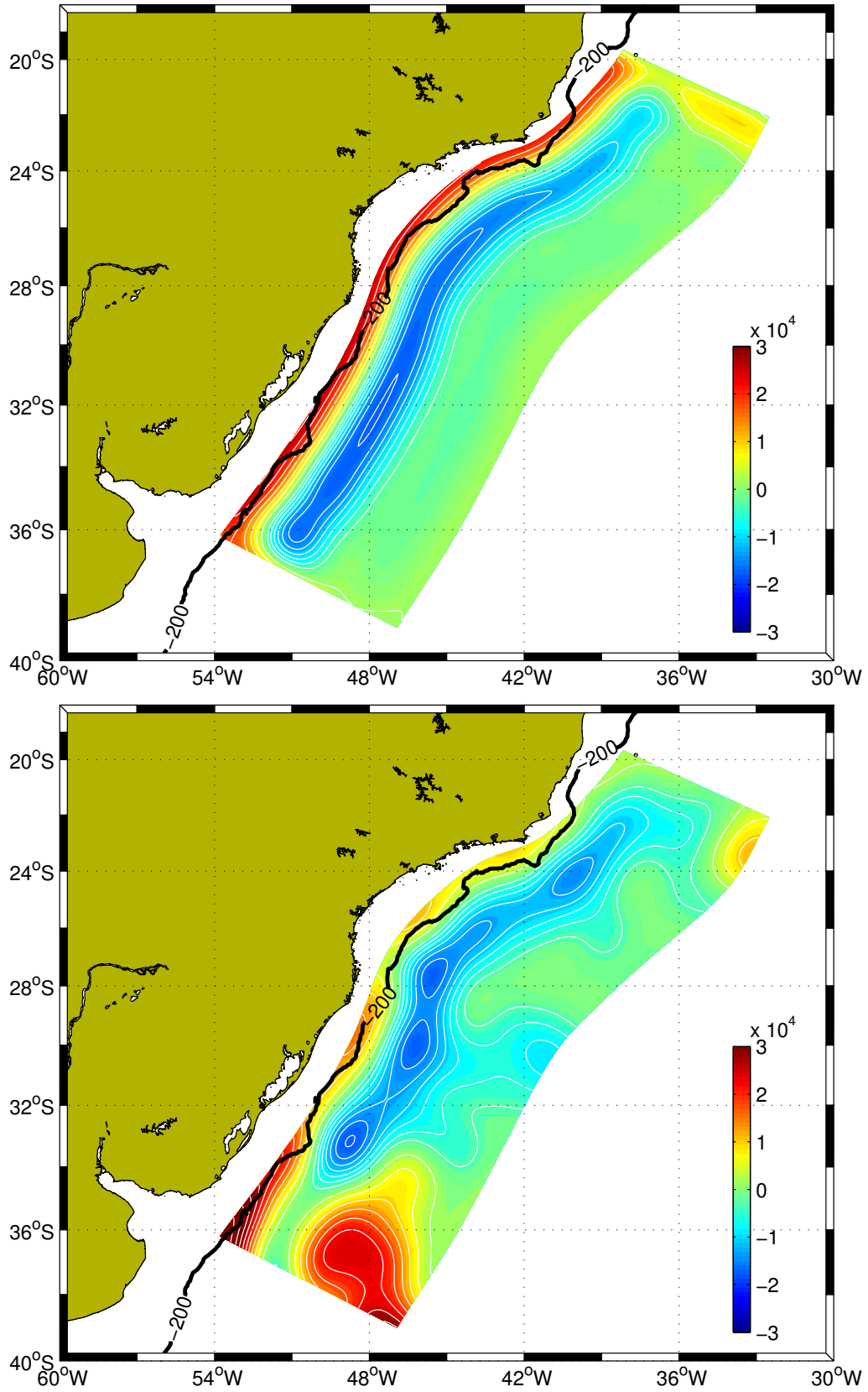


Figura 13: Mapa de função de corrente [ψ , $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] obtido pela interpolação objetiva dos vetores velocidade do modelo paramétrico (superior); e mapa de ψ obtido a partir dos dados da AVISO (inferior). A isóbata de 200 m é representada pela linha preta.

4 Parametrização da estrutura de massa

A partir do modelo paramétrico para a estrutura de velocidade e do campo de ψ , procedemos com a parametrização do campo de massa. A parametrização da densidade é realizada com base na assinatura *quase-geostrófica* do Sistema CBCR no campo de massa. As parametrizações da temperatura (T) e da salinidade (S) foram feitas utilizando-se uma forma linear da *Equação de Estado da Água do Mar* e um ajuste polinomial para a relação T-S. Os procedimentos e resultados obtidos são descritos a seguir.

4.1 Densidade

Considerando a partição de densidade (ρ) em componente puramente hidrostática ($\bar{\rho}$) e perturbação de densidade ($\Delta\rho$),

$$\rho(x, y, z) = \bar{\rho}(z) + \Delta\rho(x, y, z), \quad (7)$$

podemos escrever a componente zonal da equação do *vento térmico* da seguinte forma:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \Delta\rho}{\partial x}, \quad (8)$$

onde g é a aceleração da gravidade, f_0 é o parâmetro de Coriolis médio e ρ_0 é a densidade média.

Assumindo uma função de corrente ψ , tal que $v = \frac{\partial \psi}{\partial x}$ e $u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}$, e substituindo v na Equação 8, obtemos:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \Delta\rho}{\partial x}. \quad (9)$$

Aplicando o Teorema de *Schwarz*, invertemos a ordem da derivação e reescrevemos a Equação 9, para obter a Eq. Hidrostática na forma *quase-geostrófica*:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \Delta\rho \right). \quad (10)$$

Para o MF do Sistema CBCR, podemos escrever ψ da seguinte forma:

$$\psi = \Gamma_\psi(x, y)\phi(z), \quad (11)$$

onde $\phi(z)$ é a função estrutura vertical do modelo paramétrico da estrutura de velocidade e $\Gamma_\psi(x, y)$ é a função estrutura espacial de ψ , calculada *via* $\mathcal{AOV}$ (Seção 3).

Assim, o termo $\frac{\partial \psi}{\partial z}$ toma a seguinte forma:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \Gamma_{\psi}(x, y) \frac{\partial \phi}{\partial z}. \quad (12)$$

Dessa forma, reescrevemos a Equação 9, como:

$$\Gamma_{\psi}(x, y) \frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \Delta \rho. \quad (13)$$

Rearranjando a Equação 13, obtemos:

$$\Delta \rho = \Delta \rho(x, y, z) = -\frac{\rho_0 f_0}{g} \Gamma_{\psi}(x, y) \frac{\partial \phi}{\partial z}. \quad (14)$$

Assim, reconstituímos o campo tridimensional de perturbação de densidade $[\Delta \rho(x, y, z)]$ para o domínio do Sistema CBCR, a partir de um campo de ψ e de um perfil vertical de cisalhamento de velocidades.

4.2 Temperatura e salinidade

Uma forma simplificada da *Equação de Estado da Água do Mar* foi proposta por Mamayev [1975]:

$$\rho = \rho_0(1 + \bar{\beta}S - \bar{\alpha}T), \quad (15)$$

onde ρ_0 é uma densidade média ($1025, \text{ kg m}^{-3}$), $\bar{\beta}$ é um coeficiente médio de contração halina e $\bar{\alpha}$ é um coeficiente médio de expansão térmica. Como a Equação 15 é linear, é razoável escrevê-la em termos de perturbação de densidade devido à perturbações de temperatura e salinidade:

$$\Delta \rho = \rho_0(\bar{\beta}\Delta S - \bar{\alpha}\Delta T), \quad (16)$$

onde $\Delta \rho$ é a perturbação de densidade, ΔT é a perturbação de temperatura e ΔS é a perturbação de salinidade.

Para a região em estudo, um polinômio do primeiro grau é uma boa aproximação para a relação T-S nos primeiros 500 m. Assim, calculamos uma curva T-S média utilizando a climatologia do *World Ocean Atlas 2005* [“WOA 2005”; Boyer *et al.*, 2005] e ajustamos, por mínimos quadrados, uma reta à essa relação (Figura 14):

$$S(T) = D_1 + D_2T. \quad (17)$$

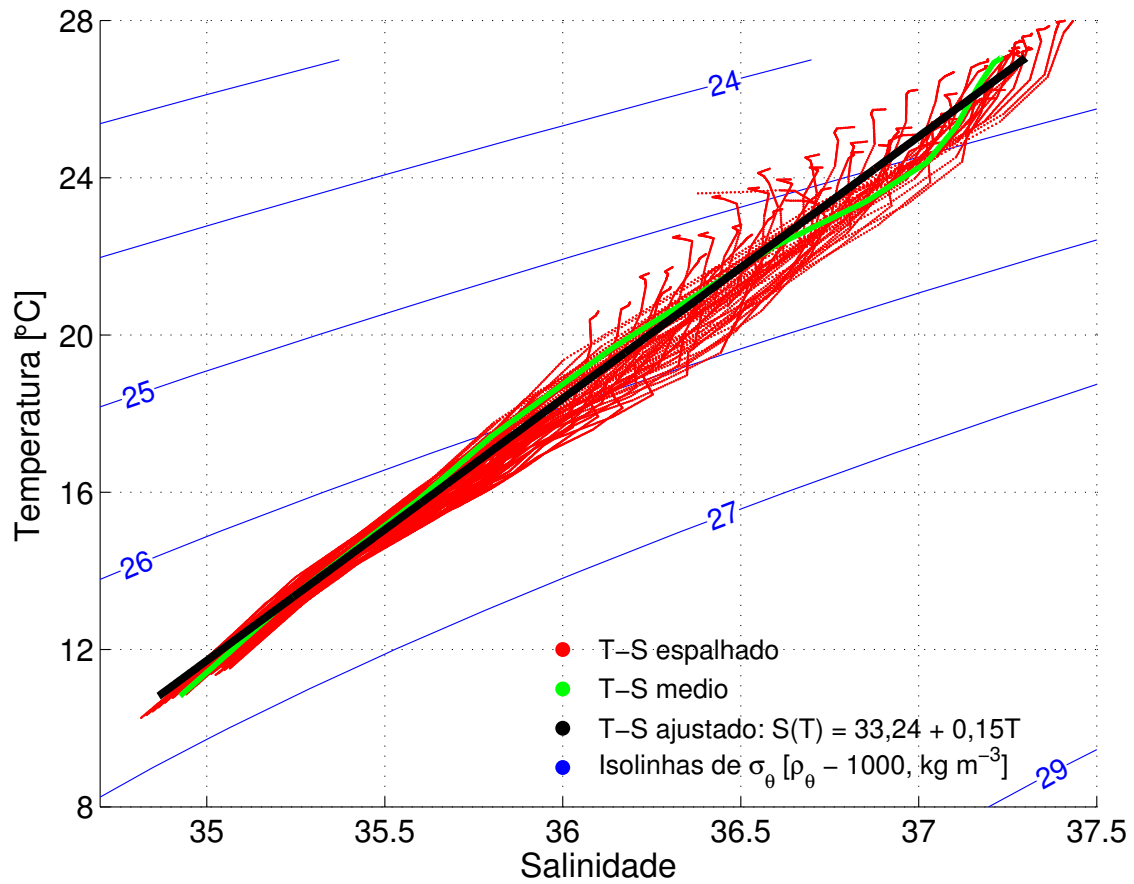


Figura 14: Diagrama T-S climatológico espalhado para os 500 m superiores de coluna de água ao largo da costa brasileira (vermelho). Diagrama T-S climatológico médio (verde). Ajuste polinomial para a relação T-S (preto).

onde D_1 e D_2 são os coeficientes do polinômio (Figura 14 e Tabela 4).

Partindo desta relação (Equação 17), escrevemos uma relação linear entre as perturbações de temperatura e salinidade:

$$\Delta S(\Delta T) = D_2 \Delta T \quad (18)$$

Tabela 4: Parâmetros obtidos com o ajuste do polinômio de primeiro grau à relação T-S climatológica média.

parâmetro	valor	unidade
D_1	33,24	ups
D_2	0,15	ups $\cdot ^\circ C^{-1}$

Dessa forma, ficamos com um sistema composto por duas equações (Equações 16 e 18) e

duas incógnitas (ΔS e ΔT). Os coeficientes $\bar{\alpha}$ e $\bar{\beta}$ (Tabela 5) foram calculados utilizando-se dos polinômios propostos por *McDougall* [1987]. Estes polinômios foram aplicados aos perfis climatológicos utilizados no diagrama T-S (Figura 14), seguido de promediação. O sistema foi resolvido e obtivemos campos tridimensionais de perturbações de temperatura e salinidade para o domínio em estudo.

Tabela 5: Valores dos coeficientes de expansão térmica ($\bar{\alpha}$) e contração halina ($\bar{\beta}$) médios calculados utilizando-se os perfis climatológicos na região de estudo.

parâmetro	valor	unidade
$\bar{\alpha}$	$2,48 \cdot 10^{-4}$	$^{\circ}\text{C}^{-1}$
$\bar{\beta}$	$7,44 \cdot 10^{-4}$	ups^{-1}

Para obter campos de temperatura e salinidade que contenham a energia destas perturbações, somamo-nas à climatologia. Como nos primeiro 50 m a função ϕ não varia verticalmente, não haverá perturbações de densidade, temperatura e salinidade nessa porção vertical. Visando manter a continuidade da distribuição vertical das propriedades, os valores na profundidade de 50 m foram extrapolados até a superfície:

$$T(x, y, z) = \begin{cases} T_{clim}(x, y, z) + \Delta T(x, y, z), & \text{se } 50 \leq z < 500 \\ T_{clim}(x, y, z) + \Delta T(x, y, 50), & \text{se } 0 \leq z < 50 \end{cases}, \quad (19)$$

$$S(x, y, z) = \begin{cases} S_{clim}(x, y, z) + \Delta S(x, y, z), & \text{se } 50 \leq z < 500 \\ S_{clim}(x, y, z) + \Delta S(x, y, 50), & \text{se } 0 \leq z < 50 \end{cases}, \quad (20)$$

onde T_{clim} e S_{clim} são temperatura e salinidade climatológicas.

4.3 Seções verticais de temperatura e salinidade

Apresentamos nas Figuras 15-17, as seções verticais de temperatura e salinidade climatológicas e oriundas do MF (WOA 2005 + ΔT [ΔS]). As seções são apresentadas para as porções norte (22°S), central (30°S) e sul (38°S) do domínio. Nos três conjuntos de seções, verificamos o efeito das anomalias de T e S do MF, reforçando os gradientes básicos associados à presença da CB e da CC.

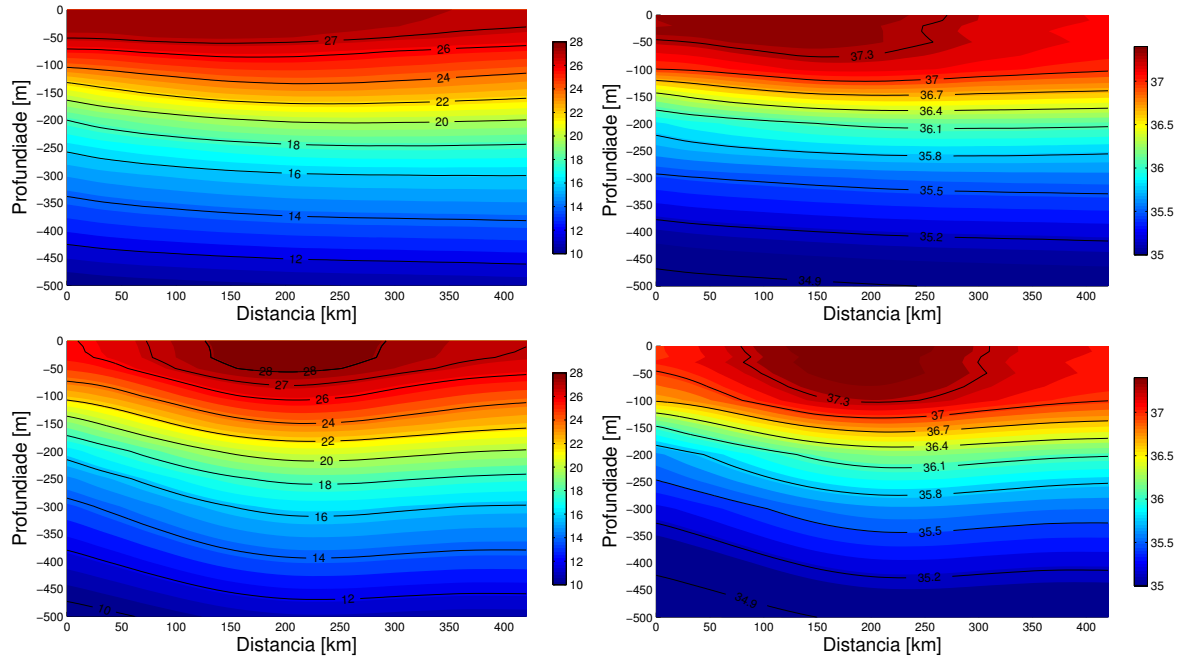


Figura 15: Seções verticais em 22°S. Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).

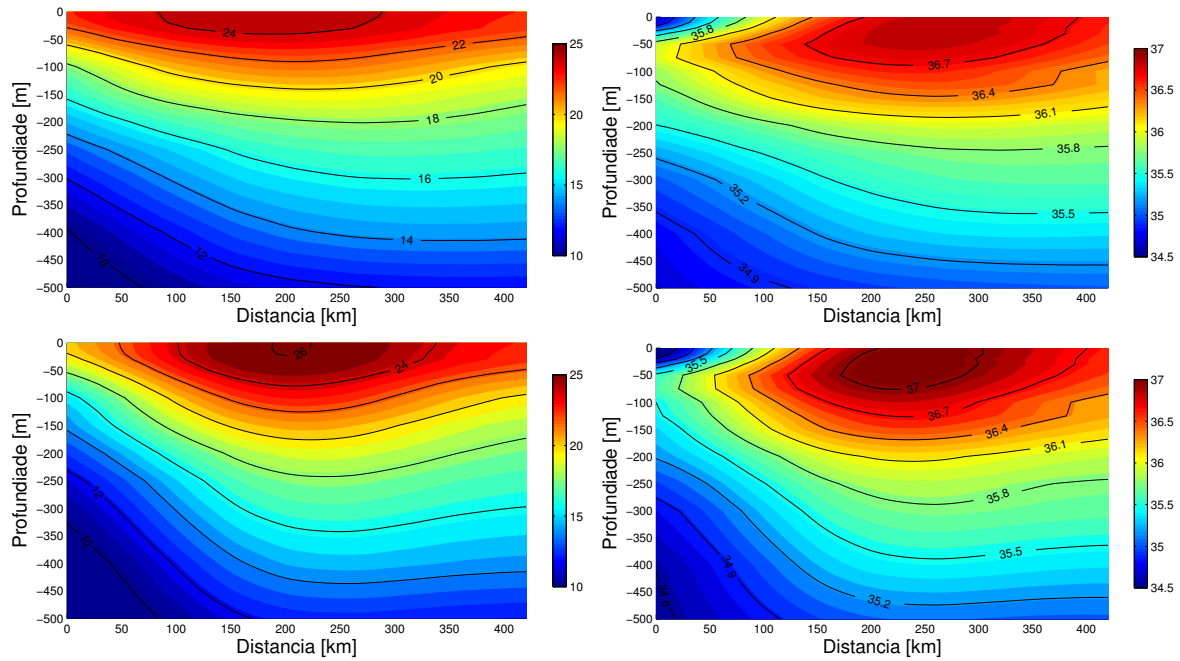


Figura 16: Seções verticais em 30°S. Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).

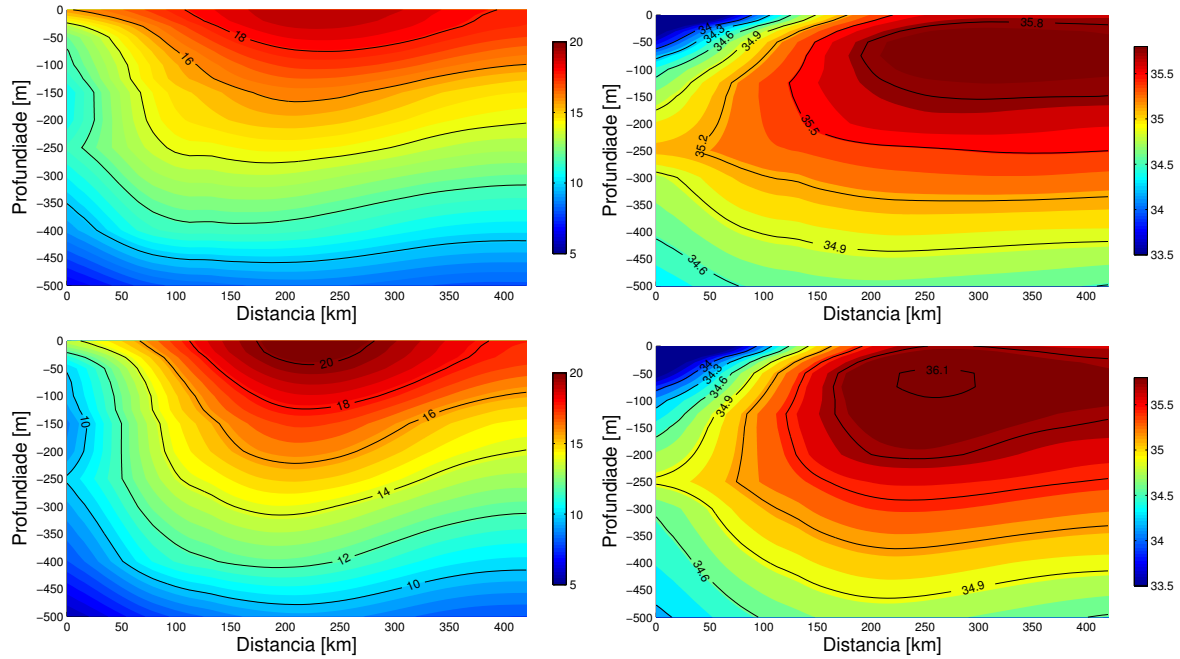


Figura 17: Seções verticais em 38°S. Painel superior: temperatura (esquerda) e salinidade (direita) climatológicas (WOA 2005). Painel inferior: temperatura do MF (esquerda, WOA 2005 + ΔT) e salinidade do MF (direita, WOA 2005 + ΔS).

4.4 Seções verticais de densidade e velocidade geostrófica

Com o objetivo de avaliar a metodologia de parametrização do campo de massa, calculamos a velocidade geostrófica relativa ao nível de 500 dbar, associada aos campos climatológicos e do MF (Figura 18). O cálculo foi feito *via* Método Dinâmico Clássico. Apresentamos os resultados nas mesmas seções das Figuras 15-17. Em 22°S e 30°S, CB e CC não estão bem representadas na climatologia. Ainda para estas seções é possível verificar que as anomalias introduzidas produzem CB e CC representativas, em formato parabolóide, e com intensidades comparáveis as do modelo paramétrico para a estrutura de velocidade (Figura 11). Para a seção em 38°S, a climatologia não representa satisfatoriamente a CB. As anomalias introduzidas produzem CB e CC com geometrias representativas, porém, as intensidades estão inferiores para a CB ($0,17 \text{ m s}^{-1}$ em superfície contra $0,30 \text{ m s}^{-1}$ do MF) e superiores para a CC ($0,18 \text{ m s}^{-1}$ em superfície contra $0,12 \text{ m s}^{-1}$ do MF), em relação às prescritas no modelo paramétrico para a velocidade. Com o objetivo de avaliar a representatividade do modelo inverso, apresentamos na Figura 19 uma comparação entre o campo de velocidade parametrizado na Seção 2 e o campo de velocidade geostrófica associada ao campo de massa obtido com o modelo inverso.

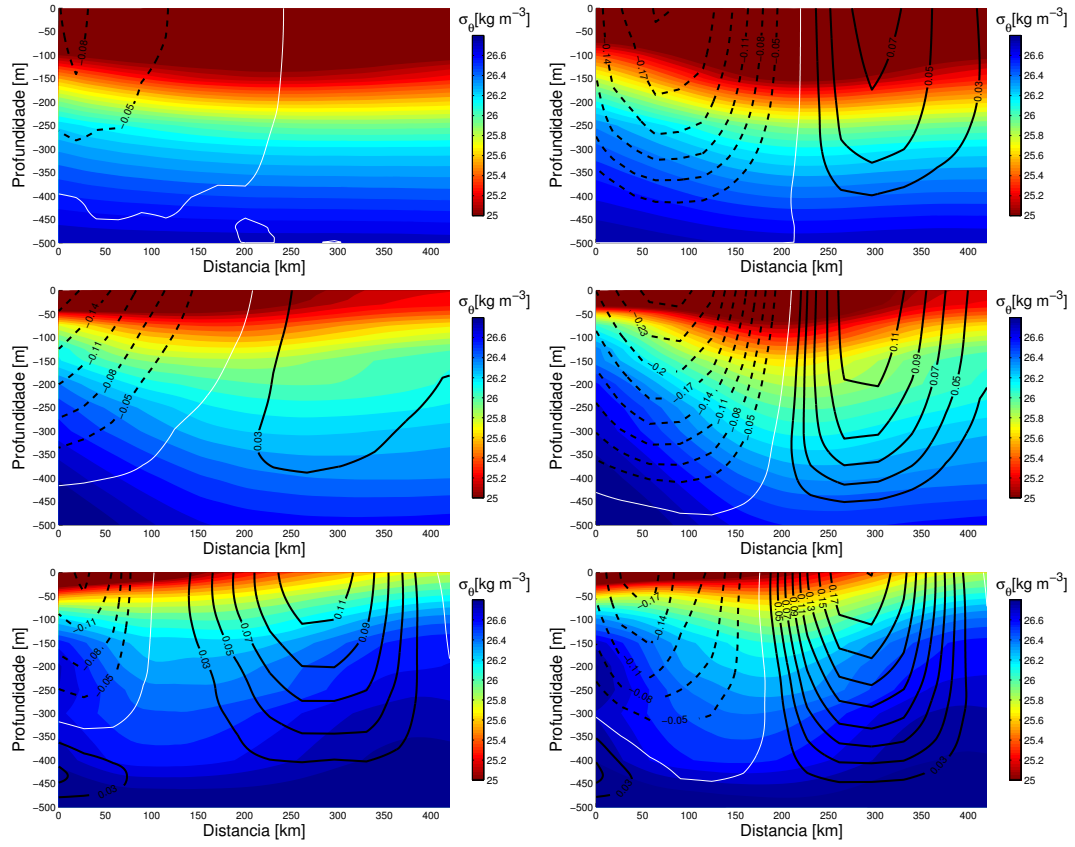


Figura 18: Seções verticais de densidade (σ [kg m^{-3}]; cores) superposta por velocidade geostrófica relativa à 500 dbar (contornos) do MF. Climatologia WOA 2005 (esquerda) e MF (WOA 2005 + ΔT [ΔS]). Seções em 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior).

5 Campos tridimensionais de temperatura e salinidade

Para gerarmos campos tridimensionais que abranjam toda a coluna de água e contenham o Sistema CBCR, conforme a parametrização apresentada anteriormente, interpolamos os campos de T e S do MF (WOA 2005 + ΔT [ΔS]) juntamente com a climatologia do “WOA 2005” [Boyer *et al.*, 2005]. Utilizamos a técnica de *Análise Objetiva de Múltiplas Escalas* (AOME), com o objetivo de manter as características da parametrização. O procedimento e os resultados obtidos são descritos a seguir.

5.1 Análise Objetiva de Múltiplas Escalas

A AOME é um esquema de Análise Objetiva (AO; Seção 3) que faz estimativas de propriedades em quatro dimensões [x , y , z e t ; Lermusiaux, 1999a]. Ademais, a AOME permite a junção de dois conjuntos de dados com espaçamentos diferentes, respeitando as principais características de cada um. Assim, podemos adicionar feições em escalas sinótica, representada por observações separadas por dezenas de quilômetros, ao *background* climatológico (circulação média), que possui menor resolução e pode não conter a feição que se deseja representar.

A função de correlação da AOME é apresentada na Equação 21:

$$C = (1 - a^2)e^{b^2}, \quad (21)$$

onde:

$$\begin{cases} a^2 = \frac{x_p^2}{X_{zero}^2} + \frac{y_p^2}{Y_{zero}^2}, \\ b^2 = -0,5 \left(\frac{x_p^2}{lc_x^2} + \frac{y_p^2}{lc_y^2} \right). \end{cases}$$

Os parâmetros a e b são determinados através dos comprimentos de correlação (lc_x e lc_y), dos parâmetros de cruzamento do zero (X_{zero} e Y_{zero}) e das posições dos pontos de grade (x_p e y_p).

A função correlação (Equação 21) é definida para as duas escalas envolvidas, sendo calculadas separadamente com parâmetros distintos. Dessa forma, definimos um comprimento de correlação para a escala climatológica e outra para sinótica. As funções correlação são posteriormente somadas:

$$C = C_{clim} + C_{sin}, \quad (22)$$

onde C_{clim} e C_{sin} são as funções correlação para o campo climatológico e sinótico, respectivamente.

Dessa forma, a $\mathcal{AOM\mathcal{E}}$ funde os dois campos num único, respeitando as características de cada um. Esta técnica vem sendo utilizada na elaboração de climatologias, geração de campos iniciais e para assimilação de observações em simulações numéricas [Lermusiaux, 1999a,b].

5.2 A Análise Objetiva de Múltiplas Escalas aplicada ao modelo de feição do Sistema CBCR

Para interpolar os campos do MF junto com a climatologia, selecionamos vinte transectos dos campos de T e S gerados pelo MF. A resolução na direção *cross-stream* utilizada foi de 10 km. Também selecionamos dados climatológicos do “WOA 2005” [média anual distribuída em uma grade com resolução 0,25°; Boyer *et al.*, 2005] para a região subtropical oeste do Atlântico Sul (Figura 20). A $\mathcal{AOM\mathcal{E}}$ foi então aplicada para uma grade regular (22-65°W e 15-45°S; 410×325 pontos) com resolução de 10 km. Para o campo médio (climatológico), utilizamos o comprimento de correlação dos próprios campos climatológicos do “WOA 2005” [300 km; Boyer *et al.*, 2005]. Para o campo sinótico (aqui representado pelo MF), utilizamos o comprimento de correlação de 220 km, que é a distância aproximada entre os eixos da CB e da CC no modelo paramétrico. Os campos foram interpolados para os trinta e três níveis da climatologia do “WOA 2005” (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000, 5500; em metros).

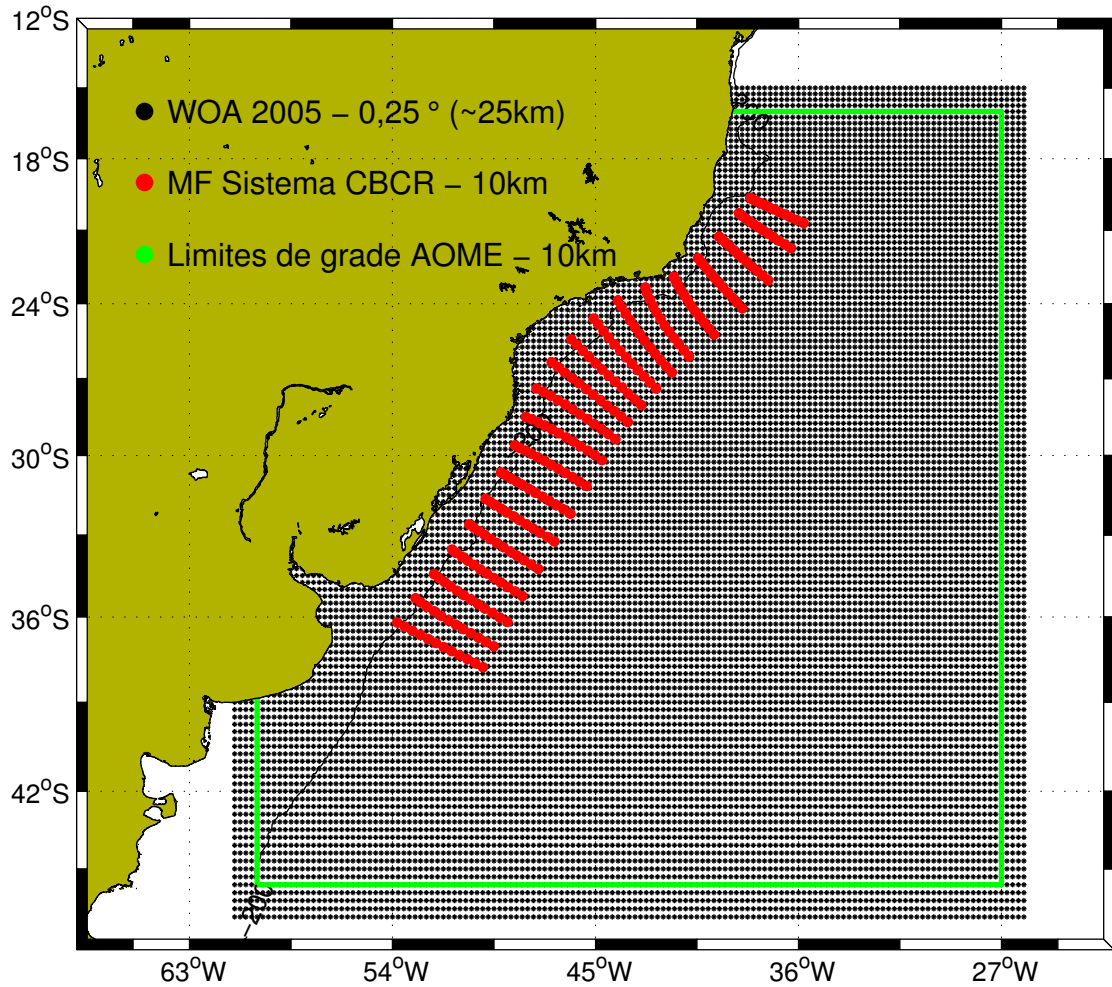


Figura 20: Conjunto de dados climatológicos (preto), transectos do MF (vermelho). O limite da grade utilizada para a interpolação objetiva está representado (verde).

5.3 Aplicação da AOME

5.3.1 Distribuição horizontal de temperatura e salinidade

Apresentamos na Figura 21 uma comparação entre distribuições horizontais de temperatura e salinidade climatológicas e oriundas da interpolação entre a climatologia e o MF para o nível de 100 m. Escolhemos este nível por estar na picnoclina, permitindo-nos ilustrar melhor a distribuição espacial dos gradientes horizontais de temperatura e salinidade. Verificamos que o sinal do Sistema CBCR foi introduzido sem gerar descontinuidade laterais. As demais características da distribuição destas propriedades nesta porção do giro, presente na climatologia, foram preservadas após o processo de interpolação.

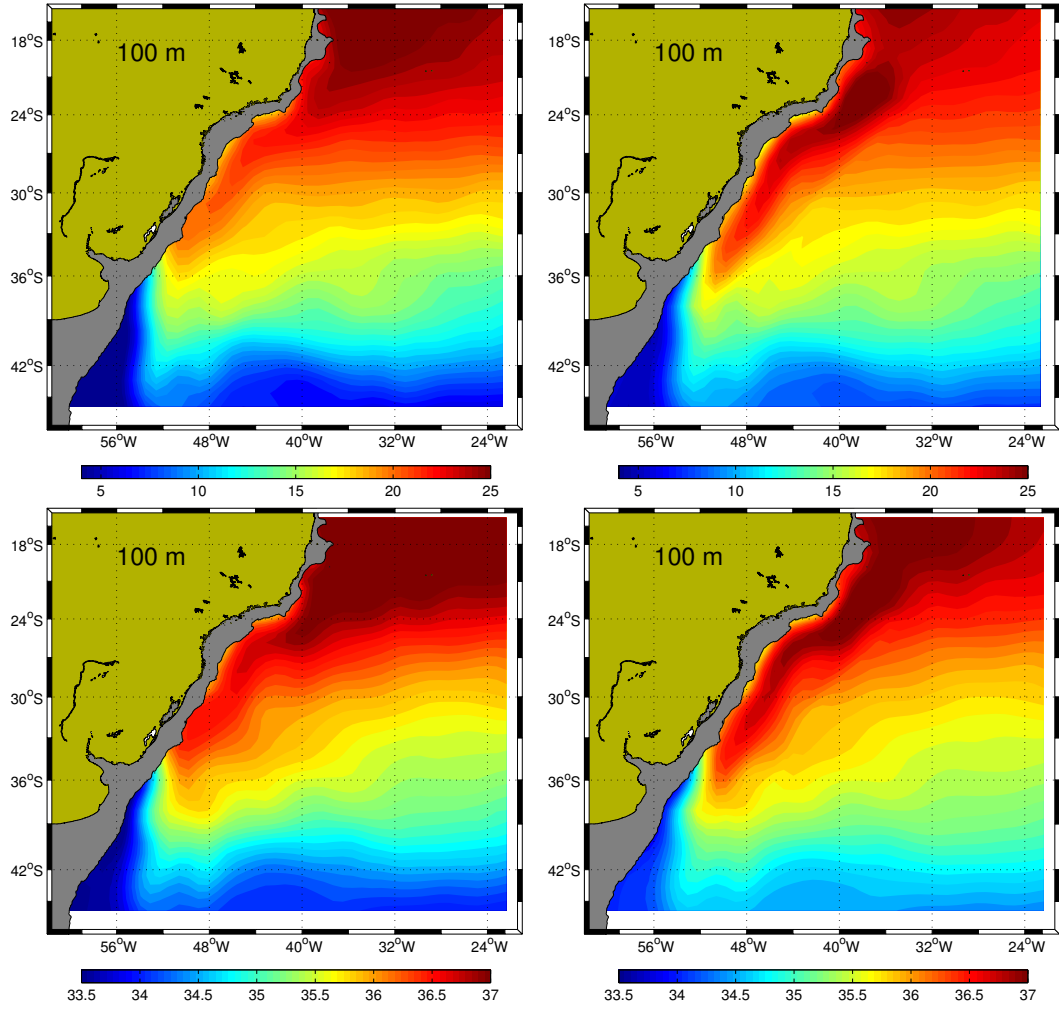


Figura 21: Distribuição horizontal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, superior) e salinidade (inferior) climatológica (esquerda) e proveniente da interpolação “WOA 2005” + MF (direita).

5.3.2 Seções verticais de temperatura e salinidade

Com o objetivo de avaliar a continuidade dos campos gerados pelo uso da *AOME*, construímos três seções verticais zonais nas mesmas latitudes médias das seções verticais (22° , 30° e 38°S) apresentadas quando apresentamos os resultados da parametrização da estrutura de velocidade e do campo de massa (Seções 2 e 4). As seções são apresentadas nas Figuras 22-24. Para melhor avaliar os gradientes, plotamos apenas os primeiros 1400 m. Verificamos nos três conjuntos de seções as maiores inclinações das isotermas e isohalinas em relação à climatologia pura. Verificamos nos três conjuntos de seções verticais que a interpolação respondeu satisfatoriamente, não gerando descontinuidades verticais e laterais. Para avaliar se o MF introduziu falsos gradientes verticais, prejudicando a estabilidade da coluna de água, calculamos a densidade potencial. Os resultados são apresentados na Figura 25, aparentemente sem regiões instáveis de coluna de água.

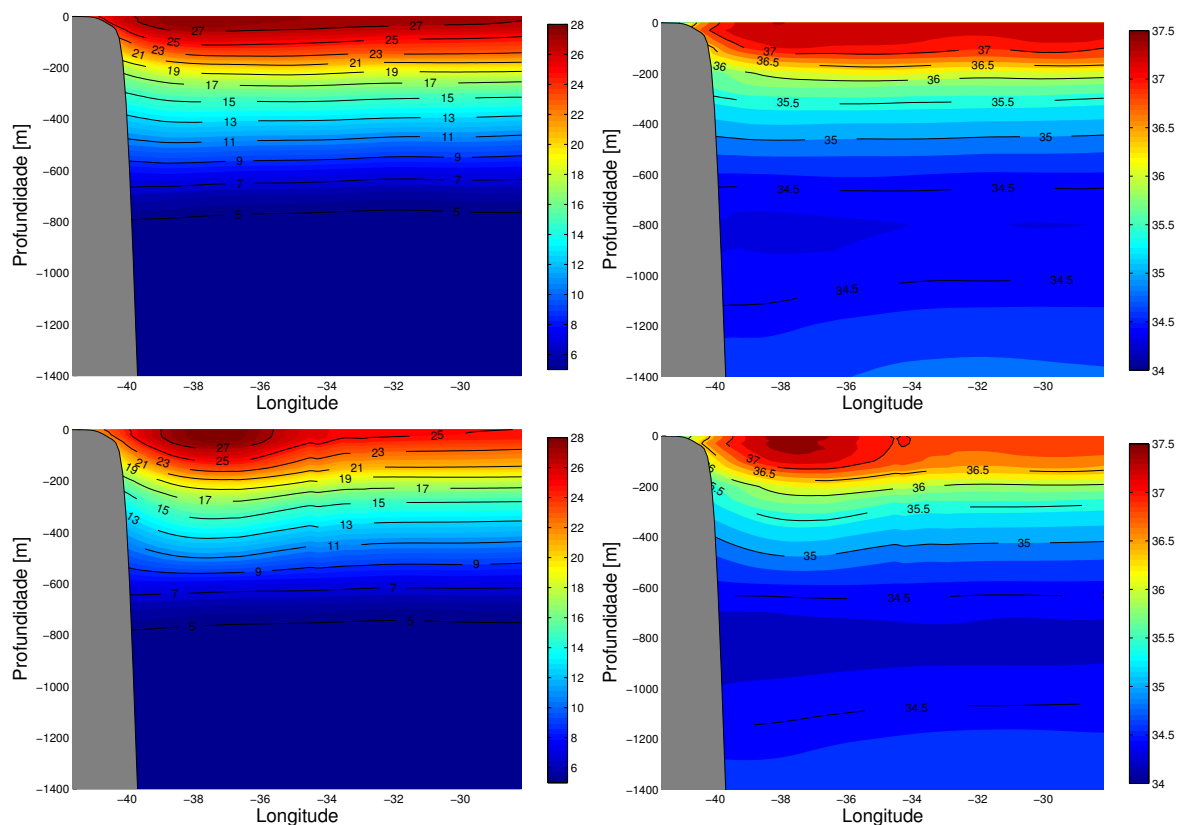


Figura 22: Seção vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; esquerda) e salinidade (direita) em 22°S . Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).

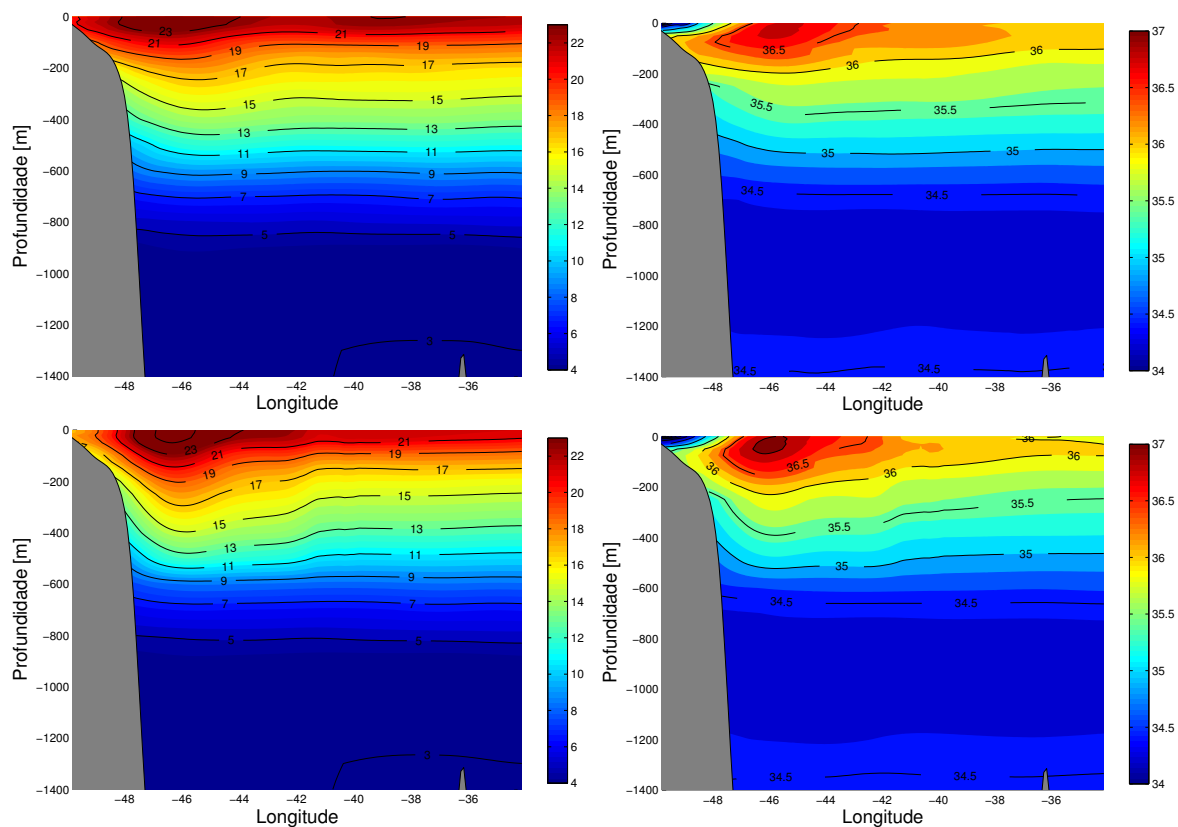


Figura 23: Seção vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; esquerda) e salinidade (direita) em 30°S . Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).

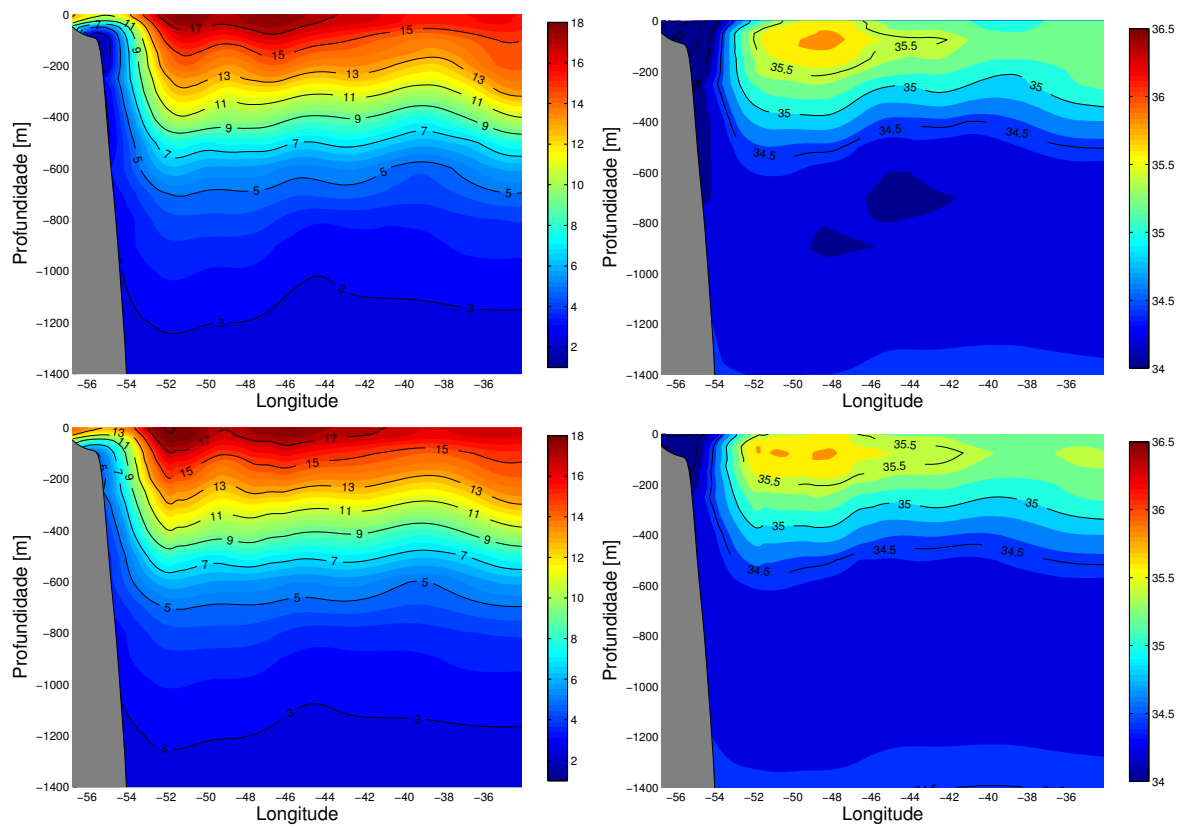


Figura 24: Seção vertical de temperatura (°C; esquerda) e salinidade (direita) em 38°S. Climatologia (superior) e MF interpolado com a climatologia (inferior).

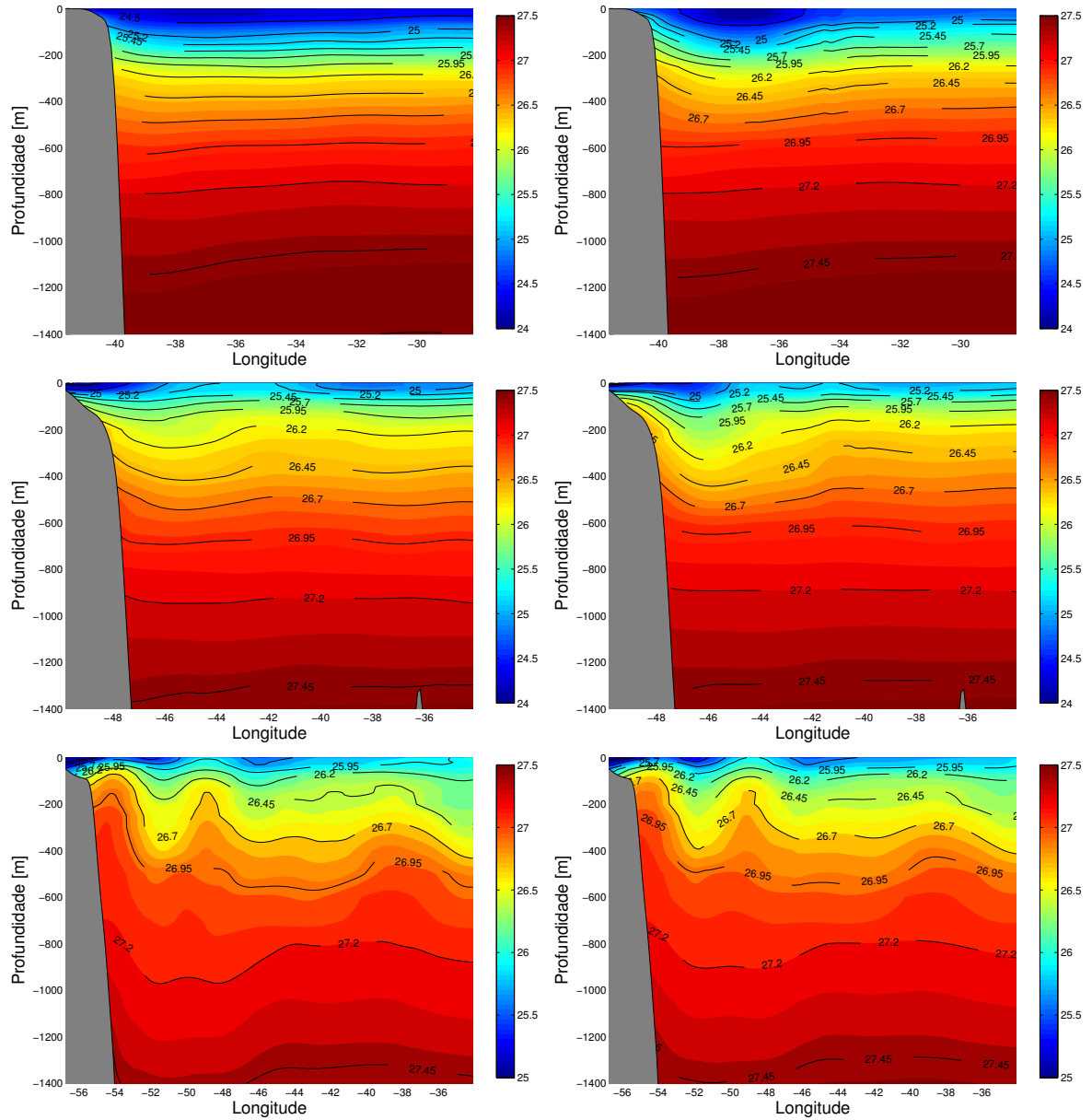


Figura 25: Seções verticais de densidade potencial [kg m^{-3}] em 22°S (superior), 30°S (central) e 38°S (inferior). Climatologia (esquerda) e MF interpolado com a climatologia (direita).

5.3.3 Topografia dinâmica

Como subproduto dos campos tridimensionais de temperatura e salinidade, calculamos a altura dinâmica devido ao campo de massa gerado, para melhor avaliar a introdução do MF em termos de circulação. Apresentamos na Figura 26 uma comparação entre a altura dinâmica fornecida pela AVISO, a altura dinâmica calculada para a climatologia e a calculada para o campo gerado pela interpolação entre climatologia e MF. As duas últimas foram calculadas relativamente ao nível de aproximadamente 1400 dbar [Gordon & Greengrove, 1986; Zemba, 1991], de maneira a computar também o transporte de AIA pela CB, ao sul de 28°S. O mapa da AVISO foi interpolado para a grade da AOME. Para facilitar a comparação, removemos

a média espacial de cada campo. É possível verificar que o MF adiciona a recirculação, num formato similar ao observado no mapa da AVISO, ao campo climatológico. Porém, CB e CC estão mais intensas no mapa gerado em relação ao da AVISO. A Corrente das Malvinas (CM), bem representada e intensa no mapa da AVISO, aparece relativamente fraca na climatologia. O centro do giro encontra-se em aproximadamente 30°S na climatologia e em 32° no mapa da AVISO. Outras feições de mesoescala, como o meandramento da CAS, estão presentes nos mapas da AVISO e ausentes na climatologia.

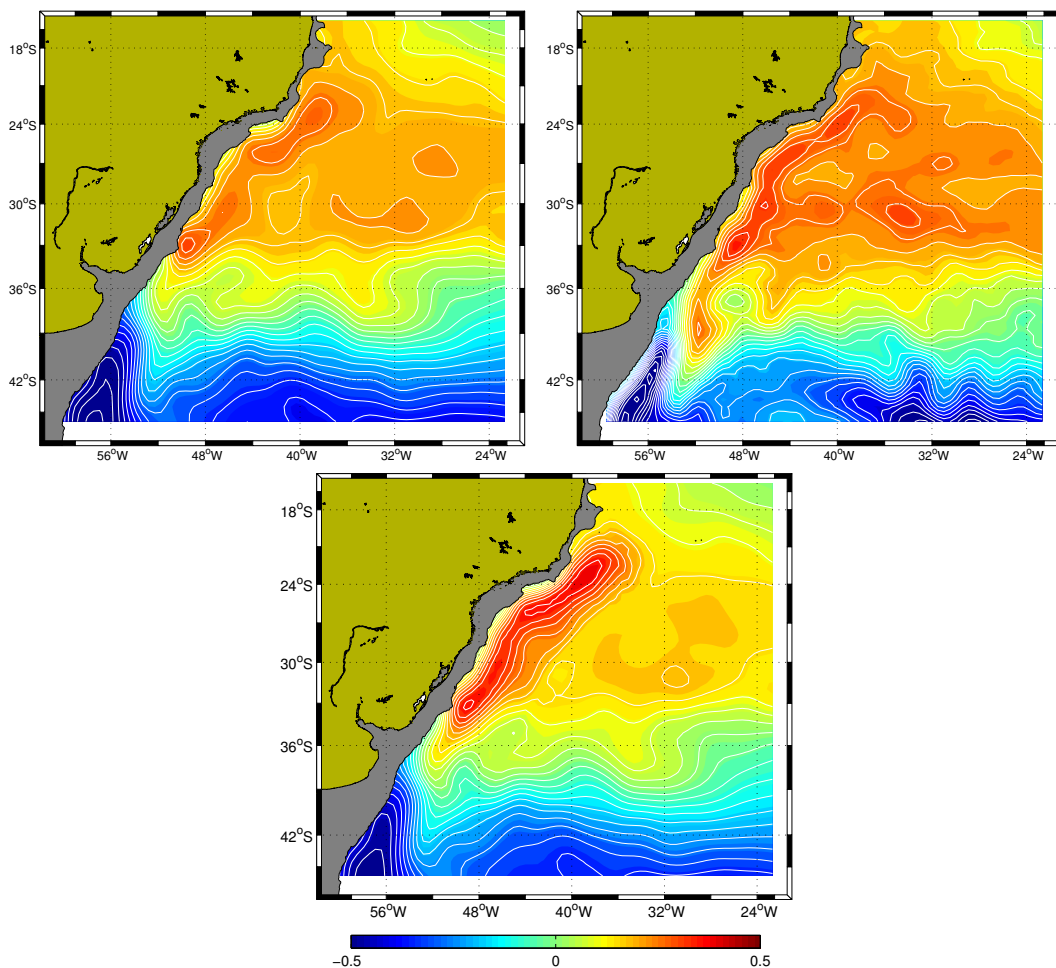


Figura 26: Altura dinâmica calculada a partir da climatologia “WOA 2005” (superior esquerdo), AVISO (superior direito) e WOA 2005 + MF Sistema CBCR (inferior). Valores em metros [m].

6 Discussão

6.1 Velocidade e função de corrente

A função empírico-analítica que representa a estrutura horizontal *cross-stream* de velocidade (Figura 7) implica uma CB, e consequentemente uma CC, com largura de aproximadamente 220 km. Esta largura é superior aos 80-120 km de largura comumente relatados na literatura, com base em conjuntos de dados quase-sinóticos [e.g. *Campos et al.*, 1995; *Silveira et al.*, 2004]. A explicação para esse fato decorre de que a CB realiza intensa atividade de mesoescala, relativamente conhecida ao largo do sudeste brasileiro [e.g. *Mascarenhas et al.*, 1971; *Campos et al.*, 1995; *Silveira et al.*, 2004, 2008]. Em outras palavras, o eixo da CB (CC) tende a ficar ora para um lado ora para outro de um eixo médio. Adiciona-se a esse fato a relativa baixa resolução da grade da AVISO ($1/3^\circ$), que também tende a suavizar as feições. Consequentemente, a corrente média apresenta largura superior à corrente sinótica.

Comparando-se os jatos da CB e CC na Figura 7, podemos observar que, nos dados da AVISO, a CC apresenta, aproximadamente, 40 % do transporte da CB. Isso implica que, no modelo de feição do Sistema CBCR 40 % da CB recirculará, alimentando a CC.

Para a função da estrutura horizontal *along-stream* de velocidade (Figura 8), o ajuste não é tão representativo de 22°S a 27°S , visto que o crescimento exponencial do transporte nesta região não é tão claro nos dados da AVISO. Outro ponto é que essa função representa apenas o crescimento de transporte da CB, e consequentemente da CC, devido à recirculação. Esse fato é bem representado quando mapeamos o campo de função de corrente (Figura 13). Porém, a CB, ao sul de 28°S , ocupa também níveis intermediários (600-1200m), transportando AIA para sul [*Böebel et al.*, 1999; *Schmid et al.*, 2000]. Dessa forma, o crescimento de transporte da CB também é devido ao seu espessamento vertical. Parte deste crescimento também pode estar representado no mapa de topografia dinâmica da AVISO. Neste trabalho optamos por não representá-lo, devido às dificuldade que introduziríamos na parametrização do campo de massa, por conta do complicado formato da relação T-S no domínio da AIA. Porém, destacamos que boa parte desse espessamento da coluna de água se reflete num incremento da componente barotrópica da CB [*Zemba*, 1991], não contemplado no presente trabalho. Decidimos por representar apenas a estrutura baroclínica, pois esta é responsável pela maior parte do escoamento da CB ao largo do sudeste brasileiro [*Silveira et al.*, 2004, 2008].

O cisalhamento vertical da CB ao largo do sudeste brasileiro é predominantemente do primeiro

modo baroclínico [Silveira *et al.*, 2008], muito próximo à exponencial ajustada para a função estrutura vertical (Figura 8). Optamos por utilizar a mesma estrutura vertical para CB e CC visto que há carência de estudos sobre a estrutura vertical da CC. Esta suposição é razoável, uma vez que estamos considerando que a CC é alimentada exclusivamente pela CB. Uma análise qualitativa dos resultados de cálculo geostrófico de Mattos [2006] nos permitem validar esta consideração. Outro ponto é que muito pouco se conhece sobre a estrutura vertical da CB ao largo da costa sul brasileira, de modo que, a suposição de mesma estrutura baroclínica ao longo de toda a CB representa uma limitação para o MF.

Os resultados apresentados para a parametrização da estrutura de velocidade mostram que o MF representa bem a estrutura horizontal de velocidades e as magnitudes (Figura 10) observadas no mapa da AVISO. Nos transectos localizados na porção norte do domínio, o MF está com intensidade superiores, devido às limitações da função *along-stream*, conforme discutido acima.

O mapeamento de função de corrente nos permite, além de parametrizar a estrutura de massa, interpretar a parametrização da velocidade, representada seccionalmente em termos da CB e CC, em relação à feição que se deseja estudar: a recirculação. Nos resultados apresentados na Figura 13, observamos a recirculação e o crescimento do transporte de volume à medida que a CB flui para sul. Em comparação com o mapa de função de corrente construído com base nas velocidade geostróficas da AVISO (Figura 13), verificamos que o MF representa bem a recirculação em termos de formato e intensidade. As principais diferenças entre os campos são devido à atividade de mesoescala, observada nos dados da AVISO, e não representada pelo MF. A aplicação de condições de contorno na borda norte do domínio no mapeamento do MF nos permitiu representar o fechamento da recirculação no domínio nessa região, ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, conforme observada no mapa da AVISO. Na borda sul, a aplicação das condições de contorno possibilitou manter o balanço de massa, visto que aproximadamente 40% da CB recircula, alimentando a CC. Dessa forma, 60% da CB necessita deixar o domínio. Destacamos ainda que a escolha do domínio sul é muito delicada. No mapa da AVISO, a recirculação se estende até a Confluência Brasil-Malvinas (CBM), entre aproximadamente 38° e 40°S. Optamos por colocar esse limite sul em aproximadamente 38°S, na expectativa de que as principais feições (e.g. vórtice de separação), além do Sistema CBCR, sejam representadas pela climatologia.

6.2 Densidade, temperatura e salinidade

A parametrização da estrutura de densidade foi feita através de um modelo inverso baseado na assinatura *quase-geostrófica* do Sistema CBCR no campo de massa. A formulação derivada na Seção 4 evidencia a simplicidade de se obter campos tridimensionais de perturbação de densidade com base apenas em um campo de função de corrente e em uma função estrutura vertical $[\phi(z)]$. Essa metodologia difere da proposta por *Gangopadhyay et al.* [1997], na qual os autores calculam um campo de função de corrente para cada nível vertical que trabalham e relacionam esses campos, em cada nível, à um campo de perturbação de densidade.

Valemo-nos de que a CB, e consequentemente a CC, está essencialmente localizada no domínio picnoclínico, representado pela ACAS, ao largo do sudeste brasileiro, para propor uma metodologia simples de parametrização dos campos de temperatura e salinidade. As perturbações de temperatura e salinidade, associadas ao Sistema CBCR, foram relacionadas por um polinômio de primeiro grau. Os campos de perturbação de temperatura e salinidade foram então somados aos campos médios climatológicos. Dessa forma, adicionamos energia associada ao Sistema CBCR à circulação média climatológica. *Gangopadhyay et al.* [1997] e *Gangopadhyay & Robinson* [2002] propuseram somar uma densidade média à perturbação de densidade e depois relacionar o campo de densidade a temperatura e salinidade *via* modelo de massas de água para a região da Corrente do Golfo (CG). Entretanto, devido às características intrínsecas à região em estudo neste trabalho, tal como a não diferenciação lateral entre massas de água, esta metodologia mostrou-se inviável.

O cálculo de velocidade geostrófica foi realizado com o objetivo de avaliar a metodologia proposta. A análise da Figura 19 nos permite validar a metodologia para a região norte e central do domínio. Nestas regiões CB e CC se apresentam com formato, intensidade e cisalhamento muito parecidos no campo de velocidade parametrizado e no calculado a partir do campo de massa. Apesar da maior largura dos jatos, essas seções verticais também se comparam bem aos trabalhos disponíveis na literatura [*Campos et al.*, 1995; *Silveira et al.*, 2004; *Zemba*, 1991]. Estes trabalhos se limitam apenas ao domínio da CB. No trabalho de *Mattos* [2006] a recirculação apresenta uma estrutura parecida com a CB ao largo do sudeste brasileiro, embora superposta por feições de mesoescala. Próxima a borda sul do domínio (Figuras 18 e 19), a estrutura de velocidade geostrófica difere bastante da estrutura do MF para a estrutura de velocidade. Estas diferenças podem estar relacionadas ao nível de movimento nulo utilizado,

de 500 dbar, visto que o MF foi construído apenas para os 500 m superiores da coluna de água. Conforme apresentado anteriormente, nesta região do domínio a CB é mais espessa [e.g. Zemba, 1991], de modo que este nível de referência não é adequado. Outra razão para as diferenças é que para a parametrização da estrutura de velocidade, supomos que a estrutura vertical é igual em todo domínio. Soma-se a isto a proximidade à CBM, região de alto grau de complexidade dinâmica [e.g. Garzoli, 1993; Goni et al., 1996].

6.3 Campos tridimensionais de temperatura e salinidade

Os campos horizontais apresentados (Figura 21) mostram que o MF foi fundido à climatologia sem introduzir descontinuidades laterais. Demais características inerentes a essa porção do GSAS, e presentes na climatologia, foram mantidas.

As seções verticais apresentadas (Figuras 22-24) mostram como o MF se ajustou à climatologia após a *AO ME*. Assim como apresentado e discutido para a parametrização do campo de massa, nestas seções é possível observar o maior abaulamento das isotermas e isohalinas em relação à climatologia. Desta forma, adicionamos a energia do Sistema CBCR à climatologia, sem introduzir descontinuidades laterais e verticais. A estabilidade da coluna de água foi mantida, como pode ser observado na Figura 25.

Analisando mais detalhadamente as distribuições de densidade, verificamos o espessamento da CB descrito na literatura. Em 22°S, a inclinação das isopicnais se estendem até aproximadamente 500 m. A partir desta profundidade, invertem o sentido de inclinação, marcando a assinatura da Corrente de Contorno Intermediária [CCI; Silveira et al., 2004]. Em 30°S as isopicnais estão bem inclinadas até 700 m. Abaixo desta profundidade as inclinações diminuem, porém não chegam a inverter de sentido. A razão para tal é que, nesta latitude, a AIA já flui para sul [Böebel et al., 1999]. Em 38°S as isopicnais estão inclinadas com vigor da superfície até os 1200-1400m. Nesta seção, o padrão lateral das isopicnais é mais complexo do que as outras. O motivo é, como já dito anteriormente, a proximidade da CBM. A inversão da inclinação das isopicnais na quebra da plataforma continental pode ser uma assinatura da CM. Esta explicação é corroborada pelas relativamente baixas temperaturas e salinidades nesta porção da seção (Figura 24)

O cálculo da altura dinâmica (Figura 26) foi realizado com o objetivo de avaliar espacialmente o impacto da introdução do modelo de feição na climatologia. Verificamos que a recirculação foi introduzida com um formato confinado zonalmente, similar ao observado

no mapa da AVISO. Por outro lado, há significativas diferenças, as quais podem ser notadas confrontando-se o mapa climatológico com o mapa da AVISO. Por exemplo, na climatologia o centro do giro está em aproximadamente 30°S. No mapa da AVISO ela está em 32°S. Outro ponto, é que a CM está relativamente fraca na climatologia. Esta corrente possui uma forte componente barotrópica [*Peterson & Stramma, 1991*], não representada no cálculo da altura dinâmica climatológica, porém, representada no mapa da AVISO. A porção norte do Sistema CBCR está mais intenso no campo gerado (MF + “WOA 2005”) do que no mapa da AVISO.

7 Considerações finais

7.1 Síntese e conclusões

Neste trabalho buscamos representar o Sistema CBCR, que ocupa aproximadamente os primeiros 500 m da coluna de água, abordando-o no contexto dos Modelos de Feições [e.g. *Gangopadhyay et al.*, 1997; *Gangopadhyay & Robinson*, 2002]. Seguindo a metodologia dos autores, parametrizamos o Sistema CBCR por três funções: estrutura horizontal *cross-stream* [$\Gamma(x)$] e *along-stream* [$\lambda(y)$] e estrutura vertical [$\phi(z)$]. Valemo-nos da importante baroclinicidade da CB ao largo do sudeste brasileiro [*Silveira et al.*, 2004, 2008], para parametrizar apenas a sua estrutura baroclínica. As funções Γ e λ foram derivadas do mapa de topografia dinâmica absoluta médio da AVISO. Esta parametrização representou corretamente o cisalhamento horizontal entre CB e CC (Γ). O crescimento de transporte da CB, devido à recirculação, também foi representado (λ). A função ϕ foi derivada de perfis de velocidades baroclínicas absolutas, calculadas a partir de um conjunto de dados quase-sinóticos. Esta parametrização representou corretamente o cisalhamento vertical da CB descrito na literatura [e.g. *Silveira et al.*, 2004]. O campo de função de corrente foi mapeado através de um esquema de interpolação ótima. A comparação do campo mapeado com o mapa da AVISO foi consistente, diferindo apenas em atividade de mesoescala, observada no mapa da AVISO e não contemplada em nossa parametrização.

Partindo do modelo paramétrico para estrutura de velocidade, desenvolvemos um modelo inverso. Neste trabalho, propomos uma metodologia diferente de *Gangopadhyay et al.* [1997]; *Gangopadhyay & Robinson* [2002]. Derivamos a equação hidrostática em sua forma *quase-geostrófica* a partir da relação do vento térmico. Este modelo foi utilizado para se obter um campo tridimensional de perturbação de densidade para os primeiros 500 m de coluna de água. Ajustamos uma reta à relação T-S e utilizamos uma forma linear da equação de estado, para relacionar os campos de $\Delta\rho$ aos campos de ΔT e ΔS . Os campos obtidos foram somados à climatologia, obtendo-se campos que efetivamente continham a estrutura do Sistema CBCR.

Seguindo a metodologia dos MFs, interpolamos *via AOMÉ* os campos do MF juntamente com uma climatologia oceânica, para obter campos tridimensionais (da superfície ao fundo) de T e S para a porção interna do AS. Os campos obtidos não apresentaram descontinuidades laterais nem verticais.

Por fim, vale retomar a hipótese científica que norteou o presente trabalho: *A recirculação*

da Corrente do Brasil ao largo da margem continental brasileira, que se dá em forma de um grande e alongado vórtice anticiclônico, pode ser corretamente representada por sua assinatura quase-geostrófica no campo de massa. Destacamos que parametrizamos a recirculação na forma de um grande, alongado e zonalmente confinado vórtice anti-ciclônico. O modelo inverso desenvolvido, no qual a hipótese foi baseada, funcionou satisfatoriamente, com alguma limitações na borda sul do domínio, devido a presença da CBM.

7.2 Sugestões para trabalhos futuros

Propomos para trabalhos futuros aperfeiçoar a metodologia desenvolvida, utilizá-la operacionalmente e utilizar os campos tridimensionais obtidos em estudo de processos oceânicos. As sugestões estão listadas a seguir.

- **Derivar a função estrutura vertical (ϕ) de medidas diretas de velocidade**

Recentes cruzeiros oceanográficos com medidas diretas de velocidade por L-ADCP permitirão obter uma melhor representação da estrutura vertical do Sistema CBCR. Outro aperfeiçoamento é testar a utilização de uma função estrutura vertical que seja função da latitude $\phi(y, z)$. Este estudo pode ser subsidiado por pesquisas, em andamento no laboratório, sobre a estrutura vertical da CB ao largo da costa sul do Brasil.

- **Implementar o MF para a climatologia “World Ocean Atlas 2009”**

Recentemente lançada, a climatologia do “WOA 2009” foi elaborada utilizando, além dos conjuntos de dados utilizado no “WOA 2005”, novas observações. Esse fato pode ter melhorado a representação do sistema de correntes no Atlântico Sul.

- **Derivar campos de temperatura e salinidade diretamente dos mapa de TDA da AVISO**

Posto que a metodologia se apresenta satisfatória, é interessante, do ponto de vista operacional, testar a derivação de campos de temperatura e salinidade diretamente do mapa da AVISO.

- **Utilizar os campos tridimensionais para inicializar simulações numéricas para estudos de processos relacionados ao Sistema CBCR**

Implementar os campos tridimensionais obtidos em um modelo numérico oceânico regional. Realizar experimentos numéricos para estudar o papel desta recirculação, zonalmente confinada, na formação da CB e no desenvolvimento de atividade de mesoescala.

Nossa hipótese é que a adição de transporte pela recirculação e o cisalhamento horizontal devido a presença da CC, em direção oposta à CB, são fatores preponderantes na geração da atividade de mesoescala observada na margem continental sudeste do Brasil.

Referências

- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollittraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk (1999), The intermediate depth circulation of the western South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329–3332.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov (2005), Objective Analyses of Annual, Seasonal, and Monthly Temperature and Salinity for the World ocean on a 0.25 degrees grid, *Int. J. Climatol.*, 25(7), 931–945.
- Bretherton, F. P., R. U. Davis, & C. B. Frandy (1976), A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep-Sea Res.*, 23(7), 559–582.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira (2006), A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira (2008), Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region, *Oceanogr. Meteorol.*, 25, 48–64.
- Calado, L., A. Silveira, I. C. A. Gangopadhyay, & B. M. Castro (2010), Eddy-induced upwelling of Cape São Tomé (22 °s, brazil), 30, 1181–1188.
- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda (1995), Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - Summer of 1991, *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18,537–18,550.
- Carter, E. F., & A. R. Robinson (1987), Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 4(1), 49–74.
- Gangopadhyay, A., & A. Robinson (1997), Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic. Part III: Forecasting the Meanders and Rings, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 14, 1352–1365.
- Gangopadhyay, A., & A. Robinson (2002), Feature-Oriented Regional Modeling of Oceanic Fronts, *Dynam. Atmos. Oceans*, (36), 201–232.

- Gangopadhyay, A., A. Robinson, & H. G. Arango (1997), Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic. Part I: Multiscale Feature Models, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *14*, 1314–1332.
- Gangopadhyay, A., A. Robinson, P. J. Haley, W. J. Leslie, C. J. Lozano, J. J. Bisagni, & Z. Yu (2003), Feature-Oriented Regional Modeling and Simulations (FORMS) in the Gulf of Maine and Georges Banks, *23*(3-4), 317–353.
- Garzoli, S. L. (1993), Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence, *Deep-Sea Res.*, *49*, 1379–1403.
- Goni, G., S. Kamholz, S. Garzoli, & D. Olson (1996), Dynamics of the Brazil-Malvina Confluence based on inverted echo sounder and altimetry, *J. Geophys. Res.*, *101*, 16,273–16,289.
- Gordon, A. L., & C. L. Greengrove (1986), Geostrophic Circulation of the Brazil-Falkland Confluence, *Deep-Sea Res.*, *33*(5), 573–585.
- Lermusiaux, P. F. J. (1999a), Data Assimilation via Error Subspace Statistical Estimation. Part II: Middle Atlantic Bight Shelfbreak Front Simulations and ESSE Validation, *Mon. Weather Rev.*, *127*, 1408–1432.
- Lermusiaux, P. F. J. (1999b), Estimation and Study of mesoscale variability in the straits of sicily, *Dynam. Atmos. Oceans*, *29*, 255–303.
- Mamayev, O. I. (1975), *Temperature-salinity Analysis of Ocean World Waters*, 374 pp., Elsevier, New York.
- Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock (1971), A Study of The 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.
- McDougall, T. J. (1987), Neutral Surfaces, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*(11), 1950–1964.
- Peterson, R. G., & L. Stramma (1991), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, *26*, 1–73.

- Reid, J. L. (1989), On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports, *Prog. Oceanogr.*, 23(3), 149–244.
- Robinson, A., & A. Gangopadhyay (1997), Circulation and dynamics of the Western North Atlantic. Part II: Dynamics of Western Meanders Rings, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 14, 1333–1351.
- Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, & M. Wimbush (2007), Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study, *J. Phys. Oceanogr.*, 37(1), 16–30.
- Schmid, C., G. Siedler, & W. Zenk (2000), Dynamics of the Intermediate Water in the subtropical South Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3191–3211.
- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl (2000), 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. M. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, C. P. F. Francisco, & R. F. C. Fontes (2008), Is the meander growth of the Brazil Current System off southwest Brazil due to baroclinic instability?, *Dynam. Atmos. Oceans*, 31(45), 3–4.
- 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., & R. G. Peterson (1990), The South Atlantic Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 846–859.
- Tsuchiya, M. (1985), Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 43(1), 57–65.
- Vianna, M. L., V. V. Menezes, & D. P. Chambers (2007), A high resolution satellite-only GRACE-based mean dynamic topography of the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L24,604.

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.

São Paulo, 4 de Novembro de 2010,

Aluno: César Barbedo Rocha

Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida de Silveira