Leandro Ponsoni

**Sistema Corrente do Brasil: uma proposta para
utilização de perfis de XBT em seu estudo
dinâmico**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico
da Universidade de São Paulo, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Mestre em
Ciências, área de Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Sistema Corrente do Brasil: uma proposta para utilização
de perfis de XBT em seu estudo dinâmico**

Leandro Ponsoni

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de
Oceanografia Física.

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Dedico este trabalho ao Pê, que sempre nos ensinou que para ser feliz, basta ser feliz.

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	vi
Lista de Figuras	xiv
Lista de Tabelas	xv
1 Introdução	1
1.1 Motivação	1
1.2 A área de estudo	4
1.2.1 Geomorfologia	4
1.2.2 Estrutura vertical de massas de água	6
1.2.3 Padrões de circulação em grande escala e o Sistema Corrente do Brasil	7
1.3 Objetivos	10
1.4 Síntese da dissertação	11
2 Conjunto de dados amostrados e climatológicos	12
2.1 Dados de cruzeiros oceanográficos	12
2.1.1 Descrição dos dados sinóticos	12
2.1.2 Tratamento básico dos dados hidrográficos	15
2.2 Climatologia	17

3	Estrutura espacial de temperatura	19
3.1	Extrapolação dos perfis de temperatura	19
3.2	Perfis de temperatura extrapolados	22
3.3	Seções verticais de temperatura	26
4	Estrutura espacial de salinidade	30
4.1	Construção dos perfis de salinidade	30
4.2	Perfis de salinidade construídos	45
4.3	Seções verticais de salinidade	51
4.4	Distribuições horizontais de salinidade	58
5	Estrutura espacial de densidade	62
5.1	Perfis de densidade	62
5.2	Seções verticais de densidade	64
5.3	Distribuições horizontais de densidade	68
6	Estrutura espacial de velocidade geostrófica	72
6.1	Estrutura vertical de corrente geostrófica	73
6.1.1	Método Dinâmico	73
6.1.2	Transporte de volume	75
6.1.3	Seções verticais de velocidade geostrófica	76
6.2	Estrutura horizontal de corrente geostrófica	84
6.2.1	Função de corrente geostrófica	84
6.2.2	Distribuições horizontais de velocidade geostrófica	85
7	Considerações finais	89
7.1	Síntese dos resultados e conclusões	89
7.2	Sugestões para trabalhos futuros	96
	Referências bibliográficas	97
A	Perfis de temperatura extrapolada	103
B	Perfis de salinidade reconstruídos	119

Agradecimentos

Ao meu amigo e orientador Ilson... Não somente pelo conhecimento transferido e parceria neste trabalho, mas principalmente pelo companheirismo ao longo destes muitos anos de convivência. Certamente sentirei muitas saudades. Valeu Careca...

Ao "Professor" Alberto Piola... Não tenho dúvidas de que minha passagem pela Argentina foi extremamente enriquecedora, aprendi muitíssimo. Agradeço a maneira cortez com que fui recebido no SHN. Estendo os abraços aos amigos Alê, Ramiro, Dani e Carlitos e também as amigas Ana, Silvia, Bárbara e Marcela.

Ao Leandro Calado, que muito me ajudou quando da elaboração da proposta inicial do mestrado. Obrigado também pelas portas que sempre se abrem por seu intermédio.

A todos da família LaDO... aos muitos que já se foram, aos outros que ficaram, e também aos que estão chegando. Abraços especiais ao Paquito, Juca, Soutelino, Welli, Marin, Herminio, Leila, Cascão, Frango, Pitu. Ao Cesar um obrigado mais que especial pela prestatividade na revisão e ajuda com questões dos mais variados temas.

Ao pessoal da turma de mestrado: BH, Uandrey, Hêlvio, Márcio, Franzé e Fabiola... Um agradecimento sem tamanho à minha grande amiga Hebe... Hebe, sem você o caminho seria árduo.. rs! Aos velhos amigos do IO: Alê, Ana, Betinho, Brenoca, Carlão, Coelho, Dani, Dori, Fabrício, Frango, Gonça, Gustavo, Jiguê, Luiza, Mari, Mare, Rafa, Raul, Ruth, Sami, Tom, Zéza... e muitos outros. Aos amigos da 69.

Aos grandes amigos da Argentina, argentinos ou não, com os quais compartilhei momentos inesquecíveis: *Abrazos* para Eze, Fer, Mati, Helenita vocês sempre estarão no coração... Gordi, muitíssimo obrigado por tudo...

A minha família por sempre me apoiar e se preocupar comigo... Dora, Dori, Dri, Bebê, Rô, Cidinha, Orlando, Emília e Domingas... Amo vocês!

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), a *Red de Macrouniversidades de America Latina y el Caribe* (REDMACRO) e a Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas (FUNDESPA), pelas bolsas concedidas.

Resumo

O sistema de correntes composto pela Corrente do Brasil (CB) e Corrente de Contorno Intermediária (CCI), entre 20°S e 28°S, são talvez um dos menos estudados sistemas de correntes de contorno subtropical de todo oceano. Dentro desta região, a CB desenvolve vigorosos meandros e vórtices. Uma combinação de simulações numéricas e estudos observacionais representam importantes ferramentas para investigar este fenômeno. Medidas diretas de velocidade são raras e usualmente restritas a curtos intervalos de tempo, para que padrões de longo termo sejam descritos. Similarmente, dados hidrográficos quase sinóticos e dados de ADCP são esparsos. Por outro lado, dados de XBT armazenados pela Marinha do Brasil são abundantes. Investigaremos aqui como que perfis de temperatura (T) amostrados por XBT podem complementar a climatologia regional e serem utilizados para gerar campos de inicialização e assimilação para modelos numéricos. Um método para a construção de perfis sintéticos de salinidade (S) é proposto considerando o complexo padrão da curva TS da região, o formato do perfil da temperatura *in situ* e a salinidade superficial. Mais especificamente, salinidade superficial e o perfil adimensional da temperatura *in situ* são usados para a reconstrução da salinidade nos primeiros 200 m da coluna de água, para perfis com profundidade local superior a 1899 m. O perfil não dimensional da salinidade climatológica é usado para as reconstruções no intervalo de 900-1300 m. Este perfil é então redimensionalizado usando valores estimados pela relação TS climatológica em seus extremos. A reconstrução do perfil de salinidade nas demais porções da coluna de água se dá pelo ajuste linear de um polinômio $S(T)$, para cada intervalo de 25 m. Também é necessária a extrapolação dos perfis verticais de temperatura a partir da profundidade máxima de 1800 m (máxima profundidade das sondas de XBT) até o fundo. Propusemos aqui a utilização de um perfil climatológico de T não dimensional,

para então fazer a redimensionalização e extensão da estrutura vertical de temperatura até a profundidade local. Cálculos geostróficos utilizando dados provenientes de cruzeiros hidrográficos quase sinóticos são empregados para testar a metodologia. Uma comparação entre o método proposto e as velocidades geostróficas calculadas por outras metodologias é conduzida. Esta comparação inclui velocidades geostróficas calculadas mediante salinidade constante ($S=35$), uma adaptação da teoria baseada em ajustes polinomiais para a curva TS, e mediante um polinômio ajustado diretamente entre anomalia do volume específico e temperatura. O método proposto neste trabalho foi o que melhor reproduziu, em termos médios, a estrutura vertical de correntes e o respectivo transporte de volume associado, dentre todos aqueles testados. Em particular, o transporte de volume da CB foi praticamente idêntico ao valor obtido com os campos *in situ*.

Abstract

The Brazil Current (BC) and the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) between 20°S and 28°S are perhaps two of the less studied subtropical boundary currents of the world ocean. Within this region, the BC develops vigorous meanders and rings. A combination of numerical simulations and observational studies are important tools to unravel these phenomena. Direct current measurements are rare and usually too short to depict the mean, long term circulation patterns. Similarly, quasi-synoptic hydrographic and ADCP data in the region are sparse. On the other hand, XBT data archived by the Brazilian Navy are abundant. Here we investigate how XBT temperature (T) profiles may improve the study region climatology and be used to generate initialization fields for numerical models. A method for constructing synthetic salinity (S) profiles is proposed considering the complex shape of the TS curve of the area, the shape of the *in situ* temperature profile and surface salinity. More specifically, surface salinity and nondimensionalized *in situ* temperature profiles are used for reconstructing salinity in the upper 200 m of the water column for locations with local depth greater than 1899 m. The mean nondimensionalized climatological salinity profile is used for the depth interval between 900 and 1300 m. The nondimensionalized profile is then redimensionalized using values estimated by the climatological TS relationship in its extrema. The salinity vertical profile of the remaining portions of the water column by linear fitting S to T each 25 m interval. It is also necessary to vertically extrapolate the temperature profiles from 1800 m (maximum depth reached by the XBT probes) to the ocean bottom. We propose using the nondimensionalized climatological T profile and the values of the temperature sampled at 1800 m as well as the bottom climatological temperature to redimensionalize it and extend the temperature vertical structure to the local depth. Geostrophic calculations using data from recent quasi-synoptic hy-

drographic surveys in the area are employed to test the methodology. A comparison between the currently proposed method and the geostrophic velocities calculated by other techniques is conducted. This comparison also includes geostrophic velocity estimates considering: constant salinity ($S=35$), an adaptation of classical techniques based solely on the TS curve shape, and by direct relating specific volume anomaly and temperature. The method proposed in this work is the one which best reproduces the current vertical structure and current volume transport in mean terms among all tested. In particular, the BC volume transport is virtually identical to the values obtained with the *in situ* fields.

Lista de Figuras

1.1	Mapa topográfico da região de estudo, com as principais feições geomorfológicas em destaque. Os dados são oriundos da base ETOPO2, disponibilizados pelo <i>National Geophysical Data Center</i> (NGDC). A área grifada em vermelho corresponde ao setor que delimita nosso conjunto de dados amostrais.	5
1.2	Empilhamento de massas de água característico do oeste do Atlântico Sul, encontrado com a climatologia anual apresentada por <i>Boyer et al.</i> [2005]. Os valores de σ_θ para as interfaces são aqueles sugeridos pela literatura e já descritos no texto desta dissertação.	7
1.3	Representação da circulação no sudoeste Atlântico, baseada em <i>Reid</i> [1989] e <i>Stramma & England</i> [1999]. Esquematizações para os níveis de 0-140 m (painel A), 140-1060 m (painel B), 560-1300 m (painel C) e 1300-3260 (painel D). Em cores estão destacadas as correntes que compõem o SCB.	9
2.1	Disposição geográfica das estações dos cruzeiros: OSEI (amarelo), OSEII (branco), OSEIII (verde), DP3 (preto) e DP5 (vermelho). Os pontos menores em cinza representam as posições dos valores climatológicos.	14
2.2	Diagrama TS espalhado dos dados amostrados. Os pontos vermelhos representam profundidades menores que 200 m, os pretos profundidades iguais e entre 200 e 900 m, e também iguais e maiores que 1300 m, enquanto os pontos azuis demarcam profundidades entre 900 e 1300 m.	15
2.3	Diagrama TS espalhado dos valores climatológicos. Os pontos vermelhos representam profundidades menores que 200 m, os pretos profundidades iguais e entre 200 e 900 m, e também iguais e maiores que 1300 m, enquanto os pontos azuis demarcam profundidades entre 900 e 1300 m.	18

3.1	Painel esquerdo: perfil vertical médio climatológico de temperatura para a área de estudo. Painel direito: Zoom do perfil vertical médio climatológico de temperatura de 1800 a 5500 m (curva vermelha) e o respectivo perfil adimensionalizado (curva preta).	21
3.2	Painel esquerdo: erro médio quadrático (EMQ_T) entre a temperatura observada e a extrapolada em função da profundidade. Painel central: erro médio percentual (EMP_T) em função da profundidade. Painel direito: número de valores amostrados e reconstituídos em cada profundidade.	23
3.3	Exemplos de perfis de temperatura extrapolados (curvas vermelhas, painel esquerdo) plotados em conjunto com os perfis amostrados (curvas pretas, painel esquerdo). A diferença $[T_{obs} - T_{ext}]$ é apresentada nos painéis da direita.	25
3.4	Seções verticais de temperatura amostrada (painel superior), temperatura extrapolada (painel central) e diferença entre ambas, ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	28
3.5	Seções verticais de temperatura amostrada (painel superior), temperatura extrapolada (painel central) e diferença entre ambas, ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).	29
4.1	Painel esquerdo: perfil vertical médio climatológico de temperatura. Painel direito: perfil vertical médio climatológico de salinidade. Em ambos perfis, a região destacada em vermelho representa as profundidades nas quais a temperatura sofre um acréscimo. O trecho destacado em azul indica um intervalo de valores que se repete na região vermelha da curva. Os valores destacados no eixo da profundidade representam as interfaces médias entre as massas de água (AT-ACAS, 118 m; ACAS-AIA, 547 m; AIA-ACS, 1057 m; ACS-APAN; 1255 m; APAN-ACI, 3460).	32
4.2	Ajuste polinomial (curva verde) para uma curva média (curva preta) dos valores climatológicos (pontos vermelhos).	33
4.3	Perfil médio climatológico de salinidade (curva preta) e o respectivo calculado pelo polinômio (curva vermelha).	34

4.4	Diagrama TS espalhado dos dados climatológico para as profundidades representativas de 25, 500, 1050 e 3500 m. A reta preta representa um ajuste polinomial para a distribuição de pontos e a curva azul a isopical de interface entre as massas de água indicadas. Importante notar a diferença nas escalas de salinidade entre os gráficos.	37
4.5	Painel esquerdo: perfil vertical médio climatológico de salinidade para a área de estudo, com a região entre 900 e 1300 m destacada em vermelho. Painel direito: <i>Zoom</i> do perfil vertical médio climatológico de salinidade de 900 a 1300 m (curva vermelha) e o respectivo perfil adimensionalizado (curva preta).	39
4.6	Exemplos aleatórios dos primeiros 200 m dos perfis de temperatura (curva vermelha), salinidade (curva azul), e ambos adimensionalizados para as estações OSEI-160, OSEII-53, OSEIII-10 e OSE-III-41.	42
4.7	Estações plotadas em suas respectivas profundidades, onde os círculos vermelhos indicam um erro menor na reconstrução segundo a Equação 4.6, os círculos azuis indicam um erro menor na reconstrução nos moldes da Equação 4.2, enquanto os círculos de contorno preto indicam que ambas reconstruções possuem as médias estatisticamente igual ao nível de 5% de significância.	44
4.8	Painel esquerdo: erro médio quadrático (EQM_S) entre a salinidade observada e a construída em função da profundidade. Painel central: erro médio porcentual (EQP_S) em função da profundidade. As curvas vermelhas se referem a metodologia que apresentamos na Seção 4.1 e a azul corresponde a reconstituição usando apenas a relação TS. Painel direito: número de valores amostrados e reconstituídos em cada profundidade.	47
4.9	<i>Zoom</i> do painel esquerdo da Figura 4.8 para os intervalos de profundidade de 0-200 m (painel esquerdo) e de 900-1300 m (painel direito)	47
4.10	Exemplos de perfis de salinidade construída segundo a metodologia da Seção 4.1 (curvas vermelhas, painéis esquerdos), salinidade construída exclusivamente pela relação TS (curvas azuis, painéis esquerdos) plotados em conjunto com os perfis amostrados (curvas pretas, painéis esquerdos). As respectivas diferenças $S_{obs} - S_{rec}$ se encontram nos painéis da direita.	50

4.11	Anomalia $S_{obs} - S_{rec}$ plotadas com os perfis ordenados de acordo com a profundidade. Os tracejados pretos destacam os intervalos de profundidade onde propomos uma metodologia diferenciada para reconstrução dos perfis (painel superior). Os painéis central e inferior evidenciam respectivamente os intervalos de profundidades entre 0-200 m e 900-1300 m. Nos painéis esquerdos a salinidade foi construída exclusivamente pela relação TS, enquanto nos painéis direitos os valores foram gerados conforme consta na Seção 4.1.	52
4.12	Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia aqui proposta e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	54
4.13	Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia clássica e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	55
4.14	Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia aqui proposta e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).	56
4.15	Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pelo metodologia clássica e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).	57
4.16	Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 100 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.	59
4.17	Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 500 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 500 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.	60
4.18	Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 1200 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 1200 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m. . .	61

5.1	Seções verticais de σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados <i>in situ</i> (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	66
5.2	Seções verticais de σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados <i>in situ</i> (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé. (OSEII - Radial 1). . . .	67
5.3	Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados <i>in situ</i> (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 100 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.	69
5.4	Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados <i>in situ</i> (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 500 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 500 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.	70
5.5	Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados <i>in situ</i> (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 1200 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 1200 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.	71
6.1	Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de temperatura e salinidade amostrados <i>in situ</i> (DP5 - Radial 5).	77
6.2	Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e S_{35} (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	78

6.3	Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e uma função $S(T_{obs})$ encontrada com polinômios ajustados a cada 25 metros (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	79
6.4	Diagrama δT espalhado (pontos vermelhos) com os valores médios (curva preta) e o ajuste polinomial de 6 ordem (curva azul).	80
6.5	Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e $\delta(T_{obs})$ (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	81
6.6	Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{ext} e $S_{rec}(T_{ext})$ (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).	83
6.7	Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 5 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.	86
6.8	Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 50 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.	87
6.9	Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 100 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.	88
7.1	Painel superior: diagrama TS espalhado dos dados amostrados. Painel inferior: Diagrama TS espalhado plotado com os dados de temperatura extrapolada e salinidade reconstruída.	93
7.2		95

A.1	Perfis verticais de temperatura <i>in situ</i> (curvas pretas) e temperatura extrapolada (curvas vermelhas).	104
B.1	Perfis verticais de salinidade <i>in situ</i> (curvas pretas) e salinidade construída (curvas azuis).	120

Lista de Tabelas

3.1	Exemplos de EMQ_T [$^{\circ}\text{C}$] e EMP_T aplicado a valores característicos de temperatura, para algumas profundidades.	24
4.1	Exemplos de EMQ_S e EMP_S , calculados com a salinidade reconstruída unicamente pela relação $S(T)$ ($EMQ_{S(T)}$ e $EMP_{S(T)}$) e também pela metodologia aqui proposta ($EMQ_{S_{rec}}$ e $EMP_{S_{rec}}$). S_{car} representa valores médios no intervalo de 0-200 m de profundidade.	48
4.2	Exemplos de EMQ_S e EMP_S , calculados com a salinidade reconstruída unicamente pela relação $T(S)$ ($EMQ_{S(T)}$ e $EMP_{S(T)}$) e também pela metodologia aqui proposta ($EMQ_{S_{rec}}$ e $EMP_{S_{rec}}$). S_{car} representa valores médios no intervalo de 900-1300 m de profundidade.	49
5.1	Exemplos de $EMQ_{\sigma_{\theta}}$ e $EMP_{\sigma_{\theta}}$, encontrados para valores de σ_{θ} calculados com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída. $\sigma_{\theta_{car}}$ representa valores médios.	64
6.1	Transporte de volume encontrado para o SCB para diferentes conjuntos de perfis (DP5 - Radial 5).	83

Capítulo 1

Introdução

1.1 Motivação

A região ao largo do sudeste brasileiro, compreendida entre o Cabo de Santa Marta ($\approx 28^\circ\text{S}$) e o Cabo de São Tomé ($\approx 22^\circ\text{S}$), é dominada pelo sistema de correntes responsável por compor a borda oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul.

Trata-se de uma região bastante peculiar não só com relação ao giro análogo no Atlântico Norte, mas também quando comparada aos oceanos Pacífico e Índico. Além de uma rica atividade de mesoescala, caracterizada pela presença de meandros e vórtices, as correntes sofrem inversões na estrutura de velocidade ao longo da coluna de água, tendo o escoamento associado à Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul/sudoeste em superfície, enquanto em níveis intermediários a massa de água atrelada a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) é transportada para norte/nordeste [Silveira *et al.*, 2004; Calado *et al.*, 2006, 2008]. Abrimos um parênteses aqui, para destacar que chamaremos de SCB o sistema formado pela CB, CCI, e os meandros e vórtices associados às mesmas [Godoi, 2005].

Fato é que, em parte devido a estas peculiaridades, mas principalmente como consequência da carência de dados amostrais, esta talvez seja uma das regiões de contorno subtropical menos estudada dos oceanos mundiais.

Por um lado, sabemos que a coleta de dados sinóticos para estudos de dinâmica não consiste numa tarefa de fácil exequibilidade. Além de logisticamente dispendiosa, pode-se levar semanas para que determinada malha hidrográfica seja executada por

um navio oceanográfico, interferindo assim na sinopacidade do processo a ser estudado. Mas, por outro lado, não podemos deixar de destacar que tanto no contexto da oceanografia observacional, como no de modelagem numérica de processos oceânicos, é fundamental um sistema efetivo e constante de coleta de dados sinóticos (ou quase-sinóticos).

Neste sentido, dados de temperatura (T), salinidade (S) e, consequentemente, densidade, são imprescindíveis para um programa efetivo de oceanografia operacional voltado ao estudo da dinâmica de correntes geostróficas, incluindo aí a construção de campos para inicialização e assimilação em modelos numéricos.

Aparte desta dificuldade, redes de previsão e monitoramento para o SCB já não são somente importantes, mas sim crucial para muitos fins. A indústria de petróleo é um exemplo, uma vez que as correntes oceânicas determinam o tipo de material e a forma de amarração das plataformas junto ao leito oceânico [Lima *et al.*, 2009], o estabelecimento de estratégias de salvamento no mar, assim como planos de prevenção e contenção de derramamento de óleo. As atividades pesqueiras também estão diretamente relacionada ao SCB, pois as peculiaridades físico-químicas da água podem condicionar (ou não) uma área de concentração de cardumes [Sunyé & Servain, 1998; Borzone *et al.*, 1999; Andrade & Santos, 2004]. E, para citar mais um exemplo, podemos recorrer ao contexto climático e frisar o papel de destaque do SCB no transporte de calor de regiões equatoriais em direção à regiões de maiores latitudes.

Dentre os caminhos possíveis para a amostragem de dados hidrográficos, uma alternativa relativamente barata, rápida, e de grande abrangência espacial, pode se dar por meio da utilização de sondas de *Expendable Bathythermograph* (XBT). De fato acreditamos que os XBTs possam vir a ser bastante úteis dentro de um programa de monitoramento e previsão do SCB. Primeiro, porque os XBTs vêm sendo usados há décadas e isso, consequentemente, implica numa considerável base de dados armazenados. A Marinha do Brasil, por exemplo, possui cerca de 20.000 perfis de XBTs arquivados no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). Segundo, porque os XBTs são relativamente mais baratos e fáceis de serem lançados, quando comparado às amostragens por CTD (*Conductivity Temperature and Depth*), e portanto coletas podem ser efetuadas não necessariamente por navios oceanográficos, mas também por

embarcações de oportunidade.

Esta interessante cooperação entre oceanógrafos e navios de oportunidade (militares ou comerciais), mediante amostragens por XBTs, já vem sendo adotada com sucesso desde a década de 60 [Reseghetti et al., 2007], e inclusive compondo parte de outros programas de oceanografia operacional. Um interessante exemplo a ser citado é o australiano *The Bluelink ocean data assimilation system* (BODAS), o qual possui como objetivo principal o desenvolvimento de um sistema de previsão para a circulação de mesoescala da região oceânica circundante à Austrália [Oke et al., 2008], e que possui uma destacada colaboração entre navios de oportunidade e cientistas.

Entretanto, a utilização dos dados de XBTs possui algumas restrições. Dentre elas, a principal consiste no fato do XBT fornecer apenas o perfil de temperatura, mas não o de salinidade. Soma-se a isto a limitação das sondas no que tange à profundidade máxima de amostragem, e também às constantes publicações de trabalhos sugerindo ajustes na equação de queda do perfilador [Domingues et al., 2008; Wijffels et al., 2008].

Logo, se é pretendida a utilização dos dados de XBT de forma otimizada para o estudo do SCB, há de se avaliar e responder as seguintes questões:

Como extrapolar os valores de temperatura partindo da profundidade máxima de amostragem da sonda de XBT até a profundidade local?

Como gerar campos de salinidade sintéticos, partindo de perfilagens de temperatura por XBTs, que possam reproduzir a estrutura de velocidades das correntes?

Como as variações de salinidade afetam a estrutura baroclínica do Sistema Corrente do Brasil - Corrente de Contorno Intermediária?

Na verdade, as respostas destas questões vem também de encontro com outros interesses, como por exemplo ajudar a entender o que aconteceria com o SCB no caso de uma eventual alteração na composição dos gradientes de salinidade no oceano, dentro de um suposto cenário de mudanças climáticas.

Diante desta breve contextualização, adiantamos-nos em dizer que as questões acima nortearão os experimentos aqui conduzidos, pois nos servirão como as perguntas científicas claves deste trabalho.

Contudo, antes de abordarmos o problema propriamente dito, apresentaremos mais três tópicos introdutórios. A Seção 1.2 será dedicada a descrever a área de estudo sob seus aspectos geológico e de estruturas de massas de água e circulação. Na Seção 1.3, formularemos nossos objetivos central e específicos. Por fim, encerraremos o capítulo com a Seção 1.4, onde sinterizaremos a estrutura desta dissertação.

1.2 A área de estudo

1.2.1 Geomorfologia

Como veremos no Capítulo 2, o conjunto amostral de dados se encontra compreendido entre as latitudes de $31,7^{\circ}\text{S}$ e $18,7^{\circ}\text{S}$. Área esta que extrapola um pouco os limites do que chamamos de margem continental sudeste brasileira. De sul para norte, neste setor, estão situados os Embaiamentos de São Paulo, de Campos e de Tubarão. Este trecho é dominado por algumas interessantes feições geomorfológicas que de diferentes formas acabam por influenciar a dinâmica do SCB (Figura 1.1).

O Platô de São Paulo, conforme explicado por *Zembruski* [1979], provoca um alargamento considerável da margem continental brasileira defronte do Embaiamento de São Paulo, no interior das Bacias de Santos e Campos. Esta feição é responsável por interromper o talude, e introduzir declividades suaves ao longo da margem continental. *Silveira* [2006] apresentou revisão de trabalhos, tanto no escopo da oceanografia geológica [*Viana et al.*, 1998; *Mahiques et al.*, 2004] quanto no da oceanografia física [*Silveira et al.*, 2004; *Calado et al.*, 2006], que demonstram a estreita relação entre a topografia e o escoamento ao largo da margem continental brasileira.

Outra peculiaridade geomorfológica desta faixa latitudinal, aproximadamente em 23°S , é a mudança de orientação da costa ao largo de Cabo Frio (RJ). A costa que, ao norte de Cabo Frio possui uma orientação norte-sul, ao atingir esta localidade adquire uma orientação aproximadamente leste-oeste. Isto faz com que as isóbatas também troquem de orientação a fim de acompanhar o contorno continental. *Campos et al.* [1995] sugeriram que a CB, ao cruzar esta região, passa por inércia para regiões de águas mais profundas. Este estiramento na coluna de água resultaria num ganho de vorticidade positiva. Com isso, estes autores postulam que para conservar vorticidade potencial,

a CB adquire vorticidade relativa de sinal oposto e, como resultado, passa a meandrar em seu escoamento para sul.

Figura 1.1: Mapa topográfico da região de estudo, com as principais feições geomorfológicas em destaque. Os dados são oriundos da base ETOPO2, disponibilizados pelo *National Geophysical Data Center* (NGDC). A área grifada em vermelho corresponde ao setor que delimita nosso conjunto de dados amostrais.

Esta mesma mudança de orientação da linha de costa, combinada com os ventos predominantes de nordeste, proporcionam características favoráveis ao transporte e bombeamento de Ekman, especialmente no regime de ventos do verão, traduzindo-se na principal área de ressurgência costeira ao largo da costa brasileira [Evans *et al.*, 1983; Rodrigues & Lorenzetti, 2001].

A Cadeia Vitória-Trindade também é uma feição geológica de destaque no domínio de nossas observações. Trata-se de uma cadeia de montes submarinos, que cruzam o “caminho” da CB, fazendo com que a mesma reorganize seu escoamento para fluir entre os montes [Evans *et al.*, 1983]. Alguns autores sustentam que a CB sofre instabilidade

ao passar pela Cadeia Vitória-Trindade, enriquecendo sua atividade de mesoescala [Schmid *et al.*, 1995; Calado *et al.*, 2006].

Os parágrafos anteriores serviram para apresentar as características geomorfológicas podem influenciar as correntes na nossa área de estudo. Cabe agora descrevermos a organização das massas de água, assim como os padrões de circulação que ali encontramos.

1.2.2 Estrutura vertical de massas de água

A organização da massa líquida na porção oeste do Atlântico Sul é dada pelo empilhamento de diferentes tipos de massa de água. Com exceção da Água Tropical, a qual ocupa a camada de mistura e se encontra em contato direto com a atmosfera, as demais massas de água possuem características particulares (temperatura, salinidade, oxigênio, nutrientes), incorporadas em suas respectivas regiões de formação. À medida que as massas de água afundam, carregam consigo estas características, que são alteradas lentamente no interior do oceano. Por isso, algumas dessas propriedades podem ser assumidas como conservativas (ou semi-conservativas).

Após a organização do empilhamento das massas de água governado pelo ajuste hidrostático, as mesmas chegam ao largo do sudeste brasileiro com a seguinte disposição da superfície para o fundo: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), Água Circumpolar Inferior (ACI) e Água de Fundo Antártica (AFA). Fazemos aqui um parêntese para considerar que a AT não é tida por muitos autores, opinião da qual compartilhamos, como uma “massa de água” na definição estrita do termo, justamente pelo fato de suas propriedades alterarem constantemente pelos fluxos ar-mar. Contudo, por praticidade a consideraremos como tal, mas sempre tendo em mente esta ressalva.

Silveira [2006] compilou diversos trabalhos que sugeriram valores típicos de anomalia de densidade potencial (σ_θ) para apontar as interfaces entre duas massas de água. Lembramos que essas interfaces são sempre definidas como a região com 50% de mistura entre duas massas de água.

A título demonstrativo, usamos os mesmos valores compilados por Silveira [2006],

para em cima da climagologia anual apresentada por *Boyer et al.* [2005], encontrar as interfaces de mistura para nossa área de estudo (Figura 1.2). Os valores de σ_θ para cada interface são: $25,70 \text{ kg m}^{-3}$ (AT-ACAS), $26,90 \text{ kg m}^{-3}$ (ACAS-AIA), $27,38 \text{ kg m}^{-3}$ (AIA-ACS), $27,53 \text{ kg m}^{-3}$ (ACS-APAN) e $27,88 \text{ kg m}^{-3}$ (APAN-ACI). Esclarecemos que tais valores foram originalmente apresentados por *Mémery et al.* [2000], com exceção da interface AT-ACAS que foi sugerida por *Mamayev* [1975]. Não discorremos sobre a transição ACI-AFA, pois tal interface não será considerada no contexto deste trabalho.

As profundidades médias destas interfaces, de acordo com os limites de σ_θ considerados, encontradas com os dados climatológicos, são: 118 m (AT-ACAS), 547 m (ACAS-AIA), 1057 m (AIA-ACS), 1255 m (ACS-APAN) e 3460 m (APAN-ACI). Na Figura 1.2, traçamos estas interfaces de σ_θ sobre os dados climatológicos, e desenhamos uma representação esquemática do empilhamento destas massas de água.

Figura 1.2: Empilhamento de massas de água característico do oeste do Atlântico Sul, encontrado com a climatologia anual apresentada por *Boyer et al.* [2005]. Os valores de σ_θ para as interfaces são aqueles sugeridos pela literatura e já descritos no texto desta dissertação.

1.2.3 Padrões de circulação em grande escala e o Sistema Corrente do Brasil

O escoamento ao largo da margem continental sudeste brasileira apresenta algumas características bastante peculiares. Apesar de estar nos domínios do sistema de Correntes de Contorno Oeste (CCO), o qual é genericamente caracterizado por possuir um padrão de escoamento intenso, estreito e bem definido fluindo ao largo das margens continentais [Silveira & Flierl, 2002], tal como ocorre por exemplo com a Corrente do Golfo (CG) no Atlântico Norte, a CB é considerada uma corrente com fluxo relativamente fraco. Segundo Stommel [1965], esta diferença se deve ao fato de que no Atlântico Norte as componentes de velocidades “gerada pelo vento” e “termohalina” se somam para originar a CG, enquanto que no Atlântico Sul as mesmas possuem sentidos opostos. Esta peculiaridade possui efeito não somente sobre a dinâmica, mas também sobre a termodinâmica refletida no diagrama de estado (ou TS). Adiantamos em dizer que isto nos colocará uma barreira para reproduzir a salinidade a partir da temperatura, em uma determinada faixa de profundidade da coluna de água. Entretanto, este problema será abordado com detalhes no Capítulo 4.

Retomando a discussão acerca das correntes, como resultado desta inversão nas componentes da velocidade (“gerada pelo vento” e “termohalina”), temos um SCB dominado por um complexo padrão de escoamento, sendo possível notar duas inversões nas correntes entre a superfície e o fundo [Boebel *et al.*, 1999].

Nos primeiros 500 m da coluna de água se encontra a CB, associada com suas feições características de meso-escala, fluindo em direção ao sul/sudoeste. Esta corrente se origina ao sul de 10°S [Peterson & Stramma, 1991], resultado da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), cujo ramo sul origina a CB enquanto o ramo norte forma a Corrente Norte do Brasil [Stramma & England, 1999]. O limite sul da CB se localiza entre 36°S e 38°S, região em que ocorre a confluência com a Corrente das Malvinas [Garzoli & Garrafo, 1989], resultando então na Corrente do Atlântico Sul, que por sua vez flui zonalmente em direção ao sul do continente africano.

Descendo na coluna de água, entre aproximadamente 500 m e 1300 m, ocorre um escoamento no sentido oposto ao da CB, ou seja, para norte/nordeste. Esta corrente é a CCI, já mencionada nos primeiros parágrafos quando da definição do SCB. Abaixo

da CCI, ocorre uma nova inversão no fluxo, onde está situada a Corrente de Contorno Profunda (CCP), tida como a mais extensa CCO do globo [Stramma & England, 1999].

Figura 1.3: Representação da circulação no sudoeste Atlântico, baseada em Reid [1989] e Stramma & England [1999]. Esquematisações para os níveis de 0-140 m (painel A), 140-1060 m (painel B), 560-1300 m (painel C) e 1300-3260 (painel D). Em cores estão destacadas as correntes que compõem o SCB.

Se na seção anterior descrevemos a estrutura de massas de água, aqui não podemos deixar de observar a estreita relação entre as correntes de contorno e estas massas nas proximidades da margem continental brasileira. Conforme destaca *Silveira et al.* [2000], a CB é responsável por transportar AT e ACAS. Já a CCI transporta predominantemente AIA, enquanto a CCP, por sua vez, transporta APAN em grande parte de sua extensão. Baseada em *Reid* [1989] e *Stramma & England* [1999], a Figura 1.3 mostra uma representação esquemática da circulação no Atlântico Sudoeste.

1.3 Objetivos

O objetivo central desta pesquisa é averiguar quanto e como os campos sintéticos (temperatura extrapolada e salinidade reconstruída) podem reproduzir a estrutura de velocidade do SCB. Adicionalmente, pretende-se avaliar o papel das variações espaciais de salinidade sobre a estrutura baroclínica das correntes.

Para tanto, primeiro buscaremos cumprir os seguintes objetivos específicos:

- Extrapolar perfis de temperatura, iniciando da profundidade de 1800 m até a profundidade local, valendo-se também das informações climatológicas;
- Construir perfis de salinidade por meio de dados climatológicos, associados com a salinidade superficial e o perfil de temperatura amostrado *in situ*;
- Avaliar, mediante figura de mérito estatístico, a qualidade dos dados de temperatura extrapolada e salinidade reconstruída, comparando-os com os dados originais;
- Avaliar o efeito dos dados sintéticos no cálculo da velocidade geostrófica baroclínica relativa, mediante análise de seções verticais e distribuições horizontais, calculadas sob três distintos cenários: com os dados de temperatura e salinidade amostrados; com a temperatura amostrada e a salinidade sintética; com a temperatura extrapolada e a salinidade sintética.
- Entender o papel das variações espaciais de salinidade sobre a estrutura baroclínica do SCB, assumindo para isto um campo de salinidade homogêneo no cálculo das velocidades.

Ressaltamos que a extrapolação dos perfis de temperatura *in situ*, desde 1800 m até a profundidade máxima local, será proposta dado ao alcance de perfilagem máximo das sondas mais modernas de XBT.

1.4 Síntese da dissertação

Uma vez feita esta introdução ao trabalho, reservamos esta seção para situar o leitor acerca de como esta dissertação está organizada, a fim de facilitar e guiar a leitura da mesma.

No Capítulo 2, discorreremos sobre o conjunto de dados amostrais que utilizaremos em nossas análises. Também comentaremos sobre a climatologia empregada na construção dos perfis de salinidade e extrapolação dos perfis de temperatura.

Focaremos nossas atenções sobre a temperatura no Capítulo 3, onde será descrita a metodologia utilizada para extrapolar os perfis. Também apresentaremos os perfis extrapolados, acompanhado da respectiva avaliação da qualidade dos mesmos, tanto individualmente, como quando compõem uma seção vertical. Um enfoque semelhante será empregando no Capítulo 4, só que considerando a salinidade. Ou seja, proporemos uma metodologia para a construção dos perfis de salinidade, bem como avaliaremos a qualidade dos perfis sintéticos. No Capítulo 5 verificaremos o efeito dos perfis verticais de temperatura extrapolados e de salinidade construída sobre o campo de massa.

A avaliação dos perfis de temperatura extrapolados juntamente com os perfis de salinidade construídos sobre os campos de velocidade geostrófica baroclínica será abordada no Capítulo 6. Consideraremos dois cenários: o primeiro mediante análise de seções verticais de velocidade; e o segundo por meio da análise de distribuições horizontais de função de corrente geostrófica. Finalmente, sintetizaremos os resultados e levantaremos idéias para trabalhos futuros no Capítulo 7.

Capítulo 2

Conjunto de dados amostrados e climatológicos

2.1 Dados de cruzeiros oceanográficos

2.1.1 Descrição dos dados sinóticos

Buscamos compilar dados amostrais que cobrissem adequadamente a área adjacente à costa sudeste brasileira. Para tanto, contamos com a colaboração da Marinha do Brasil, que nos forneceu o conjunto de informações coletadas nos cruzeiros Oceano Sudeste I (OSEI), Oceano Sudeste II (OSEII) e Oceano Sudeste III (OSEIII). Estes cruzeiros fazem parte do *Plano de Coleta de Dados da Marinha do Brasil*.

Os cruzeiros OSEI, OSEII e OSEIII foram realizados, respectivamente, nos períodos de 21/05 a 06/07/2000, 22/10 a 26/11/2002 e 10/10 a 24/11/2003, todos a bordo do N.Oc. Antares. Para a amostragem dos dados foi empregado um CTD “SeaBird SBE 9Plus” nas três ocasiões.

Adicionalmente, usaremos também informações de temperatura e salinidade perfiladas na ocasião dos cruzeiros DEPROAS-V2002 (DP3) e DEPROAS-P2003 (DP5). Tais operações foram conduzidas dentro do escopo do projeto “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS)”, cujo principal objetivo era estudar os mecanismos físicos que tornam possível a penetração da ACAS na plataforma continental adjacente à região delimitada ao norte pelo Cabo de São Tomé

(RJ) e, ao sul, pela Ilha de São Sebastião (SP). Este projeto foi fruto de uma parceria entre o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP) e a empresa Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), sendo financiado parcialmente pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Os cruzeiros DEPROAS foram realizados à bordo do N.Oc. W. Besnard nos períodos de 04/01 a 26/01/2002 (DP3) e 22/09 a 29/09/2003 (DP5). Durante o DP3 foi utilizado um CTD “Fallmouth BCTD-BP-BIO”, enquanto no DP5 foi empregado um “Fallmouth ICTD” para a coleta dos dados hidrográficos.

Comparando os cruzeiros realizados pela Marinha e aqueles relacionados ao projeto DEPROAS, é possível notar que os primeiros cobrem uma maior área, entretanto possuem menores resoluções amostrais. Na prática não utilizamos os perfis de todas as estações disponíveis. Primeiro, porque removemos as estações mais rasas que 200 metros, pois por estarem muito próximas à costa, praticamente à margem da borda continental da CB, não podemos considerar qualquer correspondência da salinidade com a temperatura para construção dos perfis sintéticos de salinidade. Nestas profundidades as trocas com o continente, bem como a mistura promovida pelos ventos, alteram constantemente as propriedades da água, esvaindo a relação do par TS. Segundo, porque alguns perfis acusaram desvios no sensor de salinidade e, portanto, também foram desconsiderados. Após esta triagem, podemos observar a distribuição das estações oceanográficas na Figura 2.1.

Ao todo, temos a disposição o total de 285 perfilagens de temperatura e salinidade amostrados por CTD, distribuídas da seguinte forma: 106 do OSEI, 64 do OSEII, 47 do OSEIII, 26 do DP3 e 42 do DP5. Adiantamos que todos estes perfis serão considerados para a avaliar a construção da salinidade e, quando for o caso (estações mais profundas que 1800 m), a extrapolação dos perfis de temperatura.

Chamamos uma atenção especial aos cruzeiros DP5 (pontos vermelhos), OSEI (pontos amarelos) e OSEII (pontos brancos), pois são com estes cruzeiros que faremos as análises sob o ponto de vista das seções verticais e também das distribuições horizontais.

Um aspecto crucial a ser evidenciado é que na prática não trabalharemos com dados de XBT propriamente dito. Utilizaremos os dados de temperatura oriundos de CTD,

como se os mesmos fossem de XBT, pois assim posteriormente poderemos avaliar a qualidade tanto dos perfis de salinidade construídos, como dos próprios perfis de temperatura extrapolados, sempre mediante comparações com os dados originais.

Figura 2.1: Disposição geográfica das estações dos cruzeiros: OSEI (amarelo), OSEII (branco), OSEIII (verde), DP3 (preto) e DP5 (vermelho). Os pontos menores em cinza representam as posições dos valores climatológicos.

Na Figura 2.2 podemos inspecionar os dados, de todos os cinco cruzeiros, sob a clássica representação do diagrama TS espalhado. Nota-se que nesta figura, destacamos duas regiões: 0-200 m e 900-1300 m. Estas são duas regiões nas quais é impossível estimar a salinidade partindo unicamente da temperatura, mas isto será abordado com detalhes no Capítulo 4. Este parênteses serve somente para justificar o destaque na figura, para a qual nos remeteremos novamente no momento oportuno.

Figura 2.2: Diagrama TS espalhado dos dados amostrados. Os pontos vermelhos representam profundidades menores que 200 m, os pretos profundidades iguais e entre 200 e 900 m, e também iguais e maiores que 1300 m, enquanto os pontos azuis demarcam profundidades entre 900 e 1300 m.

2.1.2 Tratamento básico dos dados hidrográficos

Tanto para as amostragens obtidas junto à MB, como para aquelas coletadas pelo IO-USP, iniciamos os trabalhos com os dados no formato “bruto”, ou seja, os dados no formato tal qual foram fornecidos pela unidade de bordo do CTD. Unidade esta, responsável por fazer a conversão dos sinais emitidos pelos sensores para as matrizes com os valores das propriedades medidas em uma dada pressão.

Logo, para que possamos empregar os dados no estudo de processos dinâmicos, faz-se necessário submeter os mesmos a um pré-processamento, cuja primeira etapa é optar entre os valores de temperatura e salinidade registrados durante a descida ou subida do equipamento. Por três razões, escolhemos os dados de descida: (i) são os dados mais próximos da posição geográfica escolhida (devido a menor deriva do navio); (ii) durante a subida do equipamento foram feitas algumas paradas para coleta de água (interrompendo a perfilagem); (iii) o processo de descida é menos turbulento

(haja vista a posição dos sensores acoplados à base da *rosette*).

A segunda etapa do tratamento consiste na remoção de dados espúrios. Estes dados são picos, com valores irreais para as propriedades perfiladas, comumente oriundos de falhas eletrônicas na comunicação entre o sistema *rosette* e a unidade de bordo do CTD. O critério para remoção destes picos foi avaliar se as medidas se enquadravam dentro do intervalo de três desvios padrão, calculados com os registros do respectivo perfil.

Importante ressaltar que, individualmente, para cada perfil, a quantidade de amostras por metro de profundidade é função tanto da frequência de amostragem, como da velocidade de descida do equipamento na coluna de água. Neste tocante, a MB configurou a frequência de amostragem do CTD em 24 Hz para todos os cruzeiros, e ao mesmo tempo estabeleceu uma velocidade média de lançamento em torno de $1,5 \text{ m s}^{-1}$. Já nos cruzeiros realizados pelo IO-USP a frequência de amostragem do equipamento foi configurada para 10 Hz, e a velocidade controlada em aproximadamente $1,0 \text{ m s}^{-1}$.

Todavia, a velocidade de descida do equipamento na coluna de água não pode ser 100% controlada. Fatores externos como, por exemplo, correntes e ondas, provocam variações na velocidade vertical do equipamento. Sendo assim, a distribuição vertical dos dados não se dispõe de maneira equi-distantes ao longo de um perfil.

Para trabalharmos com todas as estações contendo iguais níveis de profundidade, e também para que os valores de um mesmo perfil estejam equi-espaçados verticalmente, partimos para o terceiro passo do tratamento, o qual consistiu em promediar os valores para intervalos verticais de 1 m de profundidade. Este processo é conhecido na literatura como "média em caixa".

Como estamos interessado no estudo de processos de meso e grande escalas, os padrões verticais de grandes frequências encontrados em uma determinada perfilagem não nos interessa. Em virtude disto, na quarta e última etapa do pré-processamento, submetemos cada perfil à uma nova suavização dos gradientes, de modo a preservar a continuidade das curvas de salinidade e temperatura. Em outras palavras isto significa garantir a primeira derivada vertical contínua, o que se faz conveniente face aos cálculos dinâmicos que serão conduzidos em nossas análises. Para tanto, recorreremos a um processo de filtragem conhecido como alisamento por janéla móvel. Trata-se

da substituição de ponto a ponto do perfil por uma média ponderada entre o valor do próprio ponto e uma quantidade escolhida de valores adjacentes. Os pesos dos pontos no cálculo da ponderação é atribuído conforme o tipo de janela a ser utilizado. Para nossos dados, utilizamos uma janela do tipo *Hanning*, a qual possui uma distribuição em forma gaussiana, com o valor do ponto em questão possuindo o peso máximo no cálculo da média.

Resumindo, o pré-processamento dos dados hidrográficos seguiu os seguintes passos:

- Seleccionamos os dados perfilados durante a descida do CTD em detrimento aos de subida;
- Removemos os picos registrados mediante a remoção de valores que não se enquadraram dentro de três desvios padrão;
- Espaçamos os dados uniformemente na vertical, aplicando uma média aritmética sobre os mesmos que os deixaram organizados em intervalos de um metro de profundidade;
- Passamos um filtro que substitui um determinado ponto no perfil por uma média ponderada do próprio ponto combinado com os valores adjacentes, calculada sob uma janela de *Hanning*.

2.2 Climatologia

O conjunto climatológico de dados hidrográficos que usaremos neste trabalho provém do banco de dados do *National Oceanographic Data Center* (NODC). O NODC disponibiliza em seu *site* climatologias de variáveis como temperatura, salinidade, oxigênio e nutrientes inorgânicos dissolvidos. Dentre os produtos oferecidos se encontram conjuntos com diferentes médias temporais (mensal, sazonal e anual), e também distintas médias espaciais (resoluções de 1/4, 1 e 5 graus quadrados). Em todos os casos, a resolução vertical está estabelecida nos seguintes 33 níveis: 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 e 5500 m.

Dentre estas versões, optamos pela climatologia anual do *World Ocean Atlas* (WOA) com resolução de $1/4^\circ$, organizada por *Boyer et al.* [2005]. Na Figura 2.3 apresentamos o diagrama de estado dos valores climatológicos. Tais campos climatológicos foram calculados mediante técnicas de análise objetiva, que são basicamente as mesmas daquelas detalhadas em *Stephens et al.* [2002] e *Boyer et al.* [2002]. Vale destacar que no decorrer da pesquisa também testamos em nossas análises as versões mensal e sazonal da climatologia, contudo os resultados se mostraram menos satisfatórios. Tendo em pauta que a idéia não é comparar os resultados gerados pelas diferentes médias climatológicas, estes resultados não serão aqui explorados.

Figura 2.3: Diagrama TS espalhado dos valores climatológicos. Os pontos vermelhos representam profundidades menores que 200 m, os pretos profundidades iguais e entre 200 e 900 m, e também iguais e maiores que 1300 m, enquanto os pontos azuis demarcam profundidades entre 900 e 1300 m.

Selecionamos um conjunto de pontos climatológicos (Figura 2.1) que abrangesse a mesma área das estações dos cruzeiros. Esta grade contempla 2139 pontos, todos eles com profundidades superiores a 200 m, e apresenta valores máximos e mínimos de longitude entre 49° e $28,5^\circ$ sul, e de latitude entre 32° e 18° oeste. Devido a orientação da costa e a disposição dos pontos amostrais, não se trata de uma grade retangular.

Capítulo 3

Estrutura espacial de temperatura

3.1 Extrapolação dos perfis de temperatura

Desde a década de 1960 as sondas de XBT vêm sendo amplamente utilizadas. Apesar de inicialmente estarem mais vinculadas a aplicações militares, com o passar dos anos foram cada vez mais incorporadas ao âmbito acadêmico-científico, tendo grande utilidade até os dias atuais. Estes perfiladores de temperatura descartáveis, possuem interessantes pontos favoráveis, tais como:

- São facilmente lançados. Logo, não precisam necessariamente serem manuseados por pessoas ligadas à oceanografia. Um exemplo são os lançamentos efetuados por tripulação de navios de oportunidade;
- Podem ser lançadas com a embarcação em movimento, que somado ao fato de serem descartáveis, implicam num ganho de tempo, assim como de sinopcidade entre as perfilagens;
- São relativamente baratas quando comparadas a outros tipos de perfiladores.

Mas, se por um lado apontamos as vantagens que favorecem a utilização dos XBTs, não podemos deixar de destacar as desvantagens que os mesmos apresentam:

- Possuem uma menor exatidão quando comparado aos sensores do CTD;
- Diferentemente do CTD, não nos fornecem os perfis de salinidade;

- São limitados em profundidades, uma vez que as sondas mais modernas possuem o alcance máximo de 1830 m.

É justamente no último aspecto listado que esta seção se contextualiza, pois proporemos aqui uma maneira de se extrapolar os perfis de temperatura até a profundidade local, quando esta for maior que 1800 m. Adotamos 1800 ao invés de 1830 m apenas por praticidade.

O projeto intitulado *Atlantic Meridional Heat Transport*, desenvolvido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), propõe a extensão do perfil de temperatura até o fundo, usando uma climatologia interpolada linearmente para a posição das estações de XBT. Entretanto, detalhes concernetes à metodologia não foram especificados, assim como não foram encontrados artigos referentes ao projeto onde tal técnica possa ter sido empregada. Tampouco encontramos informação na literatura acerca de outros esforços de oceanografia operacional direcionada para a extrapolação de perfis de XBT.

Em nossa proposta, também nos aproveitamos dos dados climatológicos para fazer a extrapolação dos perfis de temperatura até a profundidade local. Contudo, desenvolvemos um caminho diferente, que não decorre da interpolação dos valores climatológicos para o ponto de interesse. Neste sentido, inicialmente calculamos uma curva média de temperatura, considerando para tanto todos os perfis climatológicos selecionados para a região de estudo (Figura 3.1, painel esquerdo). Desta curva, separamos uma faixa desde a profundidade da qual pretendemos extrapolar os perfis, ou seja, 1800 m até 5500 m que é justamente profundidade máxima onde temos uma média climatológica. Sobre este perfil, aplicamos a Equação 3.1 a fim de deixá-lo em forma adimensional ($\Phi_{T_{clim}}(z)$), como segue:

$$\Phi_{T_{clim}}(z) = \frac{T_{clim}(z) - T_{clim(5500)}}{T_{clim(1800)} - T_{clim(5500)}}, \quad (3.1)$$

onde $T_{clim}(z)$ é o perfil médio com $1800 \leq z \leq 5500$ m, enquanto $T_{clim(1800)}$ e $T_{clim(5500)}$ são os valores médios de temperatura em 1800 e 5500 m.

A Equação 3.1 de adimensionalização foi desenvolvida por *Gangopadhyay & Robinson* [2002] e estendida por *Calado et al.* [2008]. Segundo os autores, a vantagem de se

obter um perfil adimensional é que o mesmo pode ser redimensionalizado com outros valores, inclusive de outras propriedades. Isto implica basicamente em remodelar o formato da curva $\Phi_{T_{clim}}(z)$ (Figura 3.1, painel direito) para novos valores de "topo" e "fundo". Para a presente situação, isto significa a possibilidade de usar valores de temperatura diferentes dos climatológicos em 1800 e 5500 m.

Figura 3.1: Painel esquerdo: perfil vertical médio climatológico de temperatura para a área de estudo. Painel direito: Zoom do perfil vertical médio climatológico de temperatura de 1800 a 5500 m (curva vermelha) e o respectivo perfil adimensionalizado (curva preta).

Uma vez que nesta faixa de profundidade as variabilidades no perfil temperatura não são tão elevadas, consideramos que a curva $\Phi_{T_{clim}}(z)$ consiste numa interessante informação para se estimar a temperatura nas profundidades que o XBT não alcança.

Portanto, podemos redimensionalizar $\Phi_{T_{clim}}(z)$, segundo a Equação 3.2, aplicando o valor *in situ* de temperatura registrado em 1800 m pelo XBT ($T_{obs(1800)}$). Para o valor de temperatura de fundo, podemos usar uma constante, dada pela própria média climatológica nesta profundidade ($T_{clim(5500)}$). Com isto a Equação 3.2 assume a seguinte

forma:

$$T_{ext}(z) = (T_{obs(1800)} - T_{clim(5500)})\Phi_{Tclim}(z) + T_{clim(5500)}, \quad (3.2)$$

em que $T_{ext}(z)$ é a parte extrapolada da temperatura a partir de 1800 m. Uma vez estendido o perfil até 5500 m, basta limitarmos o mesmo até a profundidade local da estação.

3.2 Perfis de temperatura extrapolados

De todos os 285 perfis que temos disponíveis, 125 deles possuem dados em profundidades superiores a 1800 m. Logo, a metodologia proposta na Seção 3.1 foi aplicada para todos estes 125 perfis.

Como maneira de se avaliar estatisticamente a qualidade dos valores sintéticos, aplicamos o cálculo do erro médio quadrático (EMQ_T) entre os valores amostrados e os extrapolados, conforme consta na Equação 3.3:

$$EMQ_T = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (T_{obs_i} - T_{ext_i})^2}{n}}, \quad (3.3)$$

onde T_{obs} e T_{ext} são as temperaturas amostrada e extrapolada, respectivamente, sendo n o número de valores pareados entre ambos em uma única profundidade.

Calculamos o EMQ_T para cada profundidade e os plotamos no painel esquerdo da Figura 3.2. Vale destacar que o valor de n varia com a profundidade, pois os perfis não são igualmente profundos. Assim, a título de exemplo, temos uma média entre 125 erros em 1801 m ($n = 125$), enquanto que em todas as profundidades maiores que 3917 m temos apenas um erro ($n = 1$), haja vista que somente um perfil de temperatura possui amostragens mais profundas que esta. No painel direito da Figura 3.2, podemos observar a variação de n com a profundidade.

Uma análise da Figura 3.2 nos permite inferir que na faixa de profundidade em questão, ou seja, onde a temperatura foi extrapolada, a média de EMQ_T é de 0,19 °C. Se considerarmos valores característicos de temperatura (T_{car}), extraídos de médias climatológicas, para algumas profundidades, e então calcularmos o erro médio porcentual

(EMP_T) dado por:

$$EMP_T = \frac{EMQ_T}{T_{car}}, \quad (3.4)$$

teremos uma idéia de como os valores de EMQ_T da extrapolação podem refletir sobre a temperatura amostrada (Figura 3.2, painel central). Importante registrar que as discontinuidades nas curvas de EMQ_T e EMP_T , evidentes na Figura 3.2, decorrem do fato de que nestas profundidades o valor de n também sofre uma alteração (redução) brusca. Outra ressalva importante é acentuar que enquanto EMQ_T tem $^{\circ}\text{C}$ de unidade, o erro EMP_T é adimensional, pois expressa proporcionalmente o quanto a extrapolação aqui sugerida pode desviar de um determinado valor característico (T_{car}) na profundidade em questão.

Figura 3.2: Painel esquerdo: erro médio quadrático (EMQ_T) entre a temperatura observada e a extrapolada em função da profundidade. Painel central: erro médio porcentual (EMP_T) em função da profundidade. Painel direito: número de valores amostrados e reconstituídos em cada profundidade.

Para as profundidades de 2000, 3000 e 4000 m, por exemplo, os valores de EMQ_T são, respectivamente, 0,124, 0,271 e 0,046 °C. Para estas mesmas profundidades, onde os valores de T_{car} são de 3,439, 2,527 e 1,261 °C, os erros percentuais sobre estes valores foram de 0,036, 0,107 e 0,036. A Tabela 3.1 sintetiza esta idéia para outras profundidades.

Para efeito comparativo, na Figura 3.3 plotamos alguns perfis extrapolados juntamente com os respectivos amostrados (painéis da esquerda), além da diferença entre ambos (painéis da direita). As curvas foram selecionadas de maneira aleatória a fim de ilustrar diferentes situações de adequação da metodologia. As longitudes e latitudes destas estações selecionadas são respectivamente: 34,25°W e 22,25°S; 38,97°W e 25,22°S; 30,69°W e 24,34°S. No Apêndice A apresentamos as figuras de todos os 285 perfis de temperatura *in situ*, plotados juntamente com os perfis extrapolados (curvas vermelhas), para o caso cabível em que as profundidades superaram 1800 m (125 perfis do total).

Tabela 3.1: Exemplos de EMQ_T [°C] e EMP_T aplicado a valores característicos de temperatura, para algumas profundidades.

Profundidade [m]	EMQ_T [°C]	T_{car} [°C]	EMP_T
2000	0,124	3,439	0,036
2250	0,216	3,128	0,069
2500	0,274	2,859	0,096
2750	0,258	2,689	0,096
3000	0,271	2,527	0,107
3250	0,202	2,341	0,086
3500	0,116	2,072	0,056
3750	0,139	1,646	0,085
4000	0,046	1,261	0,036

Figura 3.3: Exemplos de perfis de temperatura extrapolados (curvas vermelhas, painel esquerdo) plotados em conjunto com os perfis amostrados (curvas pretas, painel esquerdo). A diferença $[T_{obs} - T_{ext}]$ é apresentada nos painéis da direita.

3.3 Seções verticais de temperatura

Para uma análise das seções verticais, selecionamos duas radiais: a radial mais ao norte do cruzeiro DP5, (radial 5, DP5) disposta geograficamente ao largo de Cabo Frio (RJ); e a radial mais ao norte do cruzeiro OSEII (radial 1, OSEII), localizada ao largo do Cabo de São Tomé (RJ).

A escolha da primeira se justifica em função da mesma apresentar um sinal baroclínico robusto tanto da CB como da CCI, conforme veremos no Capítulo 6. Vale registrar que uma estrutura vertical de correntes bem definida nos permitirá estudar o efeito da salinidade sobre as mesmas, na ocasião em que calcularmos as velocidades baroclínicas. A mesma situação é válida para avaliarmos a questão da otimização dos dados de XBTs, por meio seções de velocidade calculadas com a temperatura extrapolada e a salinidade sintética.

Já a escolha da segunda, deve-se ao fato da mesma ser uma das radiais de maior extensão geográfica que temos em nosso conjunto de dados. Diferentemente da primeira, esta radial não captura um sinal baroclínico robusto do SCB, haja vista principalmente ao maior espaçamento geográfico entre as estações. Se por um lado ela não captura as correntes de maneira bem resolvida, por outro temos a vantagem de poder apresentar um transecto cuja estação mais profunda está bastante distante da costa. Ressaltamos que apesar de algumas das estações desta radial atingirem profundidades superiores a 4000 m, a Marinha do Brasil conduziu as perfilagens até a profundidade aproximada de 2500 m.

Na Figura 3.4, apresentamos as seções verticais referentes a radial 5 do cruzeiro DP5. O painel superior destaca a distribuição da temperatura amostrada, o central apresenta a seção com os valores de temperatura extrapolados, enquanto no painel inferior podemos visualizar a erro entre ambas, ou seja, a diferença $T_{obs} - T_{ext}$.

Águas quentes, com valores de temperatura superiores a 22°C, são encontradas na superfície, com um gradiente crescente em direção ao oceano aberto. Aproximadamente nos primeiros 500 metros a inclinação das isotermas sugerem a presença de um fluxo geostrófico baroclínico direcionado para sul. Esta configuração representa justamente a assinatura baroclínica da CB na estrutura de temperatura.

Quanto à temperatura extrapolada para profundidades superiores a 1800 m, perce-

be-se que os valores se apresentaram superestimados quando comparados com os valores *in situ*. Apesar desta diferença, os gradientes horizontais, importantes para o cálculo dinâmico, não divergiram muito daqueles encontrados com os dados perfilados. De qualquer forma, exploraremos o efeito destas diferenças quando compararmos as seções de velocidade geostrófica, calculadas e apresentadas no Capítulo 6.

Apresentamos as três mesmas situações na Figura 3.5, contudo para a radial 1 do cruzero OSEII. Nota-se que a escala horizontal desta figura é consideravelmente maior quando comparada a primeira radial destacada. Aqui também encontramos águas quentes com valores superiores a 22°C na cercania da superfície. Mas, como já destacamos, não visualizamos a presença de uma assinatura baroclínica que caracterize o SCB. Por outro lado, no mapa de diferenças desta radial, podemos notar que os erros são sutilmente maiores para as estações mais próximas da costa. Isto se deve ao fato de que o perfil climatológico adimensional ($\Phi_{Tclim}(z)$) que estamos considerando se assemelha um pouco mais as estações mais profundas.

Tanto na primeira radial, como na segunda, os valores extrapolados se apresentaram sobrestimados quando comparados a temperatura amostrada. Este padrão foi observado na maioria das radiais estudadas. Atribuímos este comportamento ao fato do perfil climatológico apresentar valores menores do que aqueles registrados *in situ*.

Não avaliaremos aqui os campos horizontais de temperatura (o que será feito com a salinidade), uma vez que esta propriedade foi extrapolada somentente para estações mais profundas que 1800 m. Logo, para uma determinada distribuição horizontal, poucas seriam as estações que teriam dados efetivamente extrapolados. Esta pouca disponibilidade de estações mais profundas que 1800 m poderia gerar diferenças, entre os campos *in situ* e extrapolado, não decorrentes da extrapolação vertical, mas sim em decorrência de erros gerados em uma eventual interpolação dentro de uma grade.

Figura 3.4: Seções verticais de temperatura amostrada (painel superior), temperatura extrapolada (painel central) e diferença entre ambas, ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

Figura 3.5: Seções verticais de temperatura amostrada (painel superior), temperatura extrapolada (painel central) e diferença entre ambas, ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).

Capítulo 4

Estrutura espacial de salinidade

4.1 Construção dos perfis de salinidade

Ao longo dos anos, a evolução dos equipamentos oceanográficos acenou com um maior interesse para o desenvolvimento de tecnologia de baixo custo voltada para amostragens de temperatura (e.g. XBT), especialmente quando a comparamos aos esforços destinados ao desenvolvimento da mesma "linhagem" de equipamentos para a amostragem de salinidade. Alguns motivos, tais como o fato da temperatura ser a variável de maior importância na interação ar-mar, e ser ela também o parâmetro dominante para se determinar a velocidade do som no oceano, são apontados como os responsáveis por esta disparidade [Hansen & Thacker, 1999]. Soma-se a isto o fato dos gradientes de densidade serem governados majoritariamente pelos gradientes de temperatura, quando se trata de regiões de baixas e médias latitudes [Pickard & Emery, 1990]. A combinação destes fatores fez com que os efeitos dos gradientes de salinidade fossem muitas vezes negligenciados ao serem conduzidos estudos dinâmicos nos oceanos tropical e subtropical [Troccoli & Haines, 1999].

Neste contexto, Emery & Dewar [1982] foram uns dos pioneiros a avaliar o efeito dos gradientes de salinidade sobre os escoamentos geostróficos. Neste trabalho, os autores justificaram que os erros encontrados num determinado campo de altura geopotencial foram devidos à utilização de um campo de salinidade médio, empregado em substituição aos perfis da propriedade observada.

Cooper [1988], trabalhando com o Oceano Índico Tropical, fez simulações numéricas

onde considerou cenários com e sem variações de salinidade. Como resultado encontrou diferenças tanto nos padrões de velocidade (em torno de 10 cm.s^{-1}), como no campo de temperatura evoluído (em torno de $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$).

No mesmo caminho, *Batteen et al.* [1995] ratificaram a importância do campo de salinidade para bem caracterizar a estrutura de larga escala do Sistema Corrente da Califórnia, seja no aspecto dinâmico, seja no descritivo. Além destes autores, outros trabalhos vieram a corroborar a importância de se conhecer também a estrutura de salinidade, e não somente a de temperatura, inclusive para estudos nos domínios dos oceanos tropicais e subtropicais [*Donguy*, 1994].

O primeiro a propor um caminho para se estimar a salinidade foi *Stommel* [1947]. Este autor partiu do princípio de que, embora temperatura e salinidade sejam variáveis independentes no oceano, a relação entre T e S nas massas de água são conservadas, o que implica em dizer que tal relação não se altera (ou se altera muito lentamente) no tempo. A idéia básica da proposta de *Stommel* [1947] é de que a salinidade esperada para uma dada temperatura é essencialmente aquela que foi observada previamente em uma mesma temperatura.

Evidências observacionais mostram que a conservação da relação TS é aplicada para muitas partes do oceano, mas não necessariamente todas. Podemos mencionar, por exemplo, que tal relação não é sempre um bom caminho para se estimar a salinidade nos primeiros metros de coluna de água, destacadamente nos domínios da camada de mistura, onde as constantes trocas entre oceano e atmosfera alteram T e S constantemente e, eventualmente, de maneiras distintas. Dentro da região de estudo, isto é refletido na dispersão dos pontos sobre o diagrama TS (Figuras 2.2 e 2.3), evidente nos primeiros duzentos metros de coluna de água (pontos vermelhos).

Ainda dentro de nossa área de interesse, uma outra faixa de profundidade onde há problemas em aplicar o método de *Stommel* [1947], é a região compreendida aproximadamente entre 900-1300 m. Ocorre que em torno de 800 m a salinidade atinge o seu menor valor em toda a coluna de água, sendo tal mínimo associado a assinatura da AIA presente na região. À medida em que descemos na coluna de água e nos afastamos do núcleo desta massa de água, seguindo em direção as transições AIA-ACS e ACS-APAN, a salinidade passa a ter um forte gradiente positivo. A consequência deste

comportamento, atrelado ao mínimo de salinidade da AIA, reflete no empilhamento hidrostático das massas de água, pois as variações verticais de densidade decorrem basicamente em função das variações de salinidade, uma vez que a temperatura pouco se altera, podendo inclusive sofrer sutis acréscimos. Em outras palavras, não podemos fazer uma previsão do tipo $S(T)$, já que nesta região S não é uma função de T . Na Figura 4.1 destacamos em vermelho, sobre os perfis médios climatológicos (curva preta), as profundidades onde a temperatura sofre estes sutis acréscimos. Já a parte azul indica um intervalo de valores que voltam a se repetir na região vermelha da curva.

Figura 4.1: Painel esquerdo: perfil vertical médio climatológico de temperatura. Painel direito: perfil vertical médio climatológico de salinidade. Em ambos perfis, a região destacada em vermelho representa as profundidades nas quais a temperatura sofre um acréscimo. O trecho destacado em azul indica um intervalo de valores que se repete na região vermelha da curva. Os valores destacados no eixo da profundidade representam as interfaces médias entre as massas de água (AT-ACAS, 118 m; ACAS-AIA, 547 m; AIA-ACS, 1057 m; ACS-APAN; 1255 m; APAN-ACI, 3460).

Importante mencionar que a presença da AIA, acompanhada pelo seu mínimo de salinidade, torna o oeste do Atlântico Sul uma região bastante peculiar, já que em outras porções do oceano geralmente encontramos a temperatura decrescendo com a profundidade e S variando em função de T ao longo de toda coluna de água. Ressalva deve

ser feita à camada de mistura e sítios de formação de massa de água.

Logo, em função de tais características, uma aplicação do método de *Stommel* [1947] em seus preceitos clássicos, provavelmente não resultaria numa boa reconstituição do perfil de salinidade. Pois uma vez que a curva de temperatura possui uma faixa de valores que se repetem, valores estes associados a distintas salinidades, não temos como associar um único valor de salinidade a uma determinada temperatura neste intervalo de profundidade.

Por outro lado, variações do método de *Stommel* [1947] são encontradas na literatura. Dentre elas, a mais disseminada é aquela onde os valores de salinidade são estimados a partir de um único polinômio ajustado para uma curva média do diagrama de estado. A título de exemplo, na Figura 4.2 apresentamos o ajuste de um polinômio de ordem 10 para a curva TS climatológica. Contudo, devido às inflexões presentes nesta curva média, o ajuste não se enquadra adequadamente, e com isto os perfis reconstituídos também apresentam padrões não realísticos (Figura 4.3).

Figura 4.2: Ajuste polinomial (curva verde) para uma curva média (curva preta) dos valores climatológicos (pontos vermelhos).

Figura 4.3: Perfil médio climatológico de salinidade (curva preta) e o respectivo calculado pelo polinômio (curva vermelha).

Fazemos uma ressalva para destacar o trabalho pioneiro de *Miranda* [1985] para o Atlântico Sudoeste, em que foi apresentada uma forma de correção TS de massas de água entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). Merece destaque também o trabalho de *Signorini et al.* [1989], onde os autores estimaram a salinidade justamente com o intuito de complementar perfilagens de temperatura feitas por XBT. Entretanto, tais estimativas foram efetuadas através de ajustes polinomiais $S(T)$ de quarta e quinta ordem somente até a profundidade de 500 m, ou seja, antes da inflexão na curva TS gerada pelo mínimo de salinidade. Ademais, os coeficientes destes ajustes foram calculados por meio de dados de temperatura e salinidade amostrados por CTD, durante o mesmo cruzeiro onde foram efetuadas as perfilagens de XBT.

Outros métodos vêm sendo constantemente apresentados na literatura [*Troccoli & Haines*, 1999; *Hansen & Thacker*, 1999; *Maes et al.*, 1999; *Han et al.*, 2004; *Thacker*, 2007; *Thacker & Sindlinger*, 2007]. Dentre eles, conferimos um destaque especial ao método apresentado por *Hansen & Thacker* [1999]. Os autores propõe um modelo de regressão que considera, além do perfil de temperatura, outras variáveis como latitude, longitude, salinidade superficial e sazonalidade como parâmetros estimadores da salinidade. Entretanto, cabe destacar que tal trabalho possui como alicerce não uma clima-

tologia interpolada como a de *Boyer et al.* [2005], mas sim um conjunto de perfis efetivamente amostrados. A metodologia é construída com uma parte dos dados amostrados, enquanto que a outra parte é usada na reconstrução dos perfis. Logo, para nossos interesses, devido a quantidade de perfis disponíveis que temos, seria impossível usar uma parte dos dados para construir a metodologia, e uma outra parte independente para calcular a salinidade e gerar os campos de corrente geostrófica. Soma-se a isto o fato de que estes autores se restringiram a estimar a salinidade apenas para os primeiros 500 m de profundidade, o que também contraria as necessidades do trabalho aqui proposto.

A Equação 4.1 sintetiza a metodologia de *Hansen & Thacker* [1999]:

$$\hat{S}(z) = \langle S(z) \rangle + \sum_i a_i(z)(P_i - \langle P_i \rangle), \quad (4.1)$$

sendo $\hat{S}(z)$ a salinidade estimada, $\langle \rangle$ denota médias climatológicas, P_i representa as variáveis estimadoras e $a_i(z)$ é um coeficiente derivado a partir de regressões para cada profundidade z .

Considerando que esta metodologia tem sido citada e implementada por outros trabalhos [*Thacker, 2007; Thacker & Sindlinger, 2007; Korotenko, 2007*], estendemos sua aplicação aos nossos interesses, utilizando a climatologia de *Boyer et al.* [2005] como base para construção do modelo, e gerando os perfis de salinidade até a profundidade local. Não apresentaremos os resultados nesta dissertação, mas destacamos que os perfis gerados se mostraram bastante ruidosos. Atribuímos os erros não somente ao fato de que nossa aplicação esteve sobre o alicerce de dados climatológicos, mas também devido às já destacadas peculiaridades da região.

Diante do que foi exposto, buscaremos propor uma alternativa que contorne as peculiaridades das massas de água ao largo do sudeste brasileiro, e nos possibilite fazer estimativas realísticas dos perfis de salinidade para o estudo do SCB.

A metodologia proposta para a região do SCB, a ser apresentada a seguir, é dividida em faixas verticais, de acordo com suas características: 0-200 m, 200-900 m, 900-1300 m e 1300 m até o fundo.

Profundidades entre 200-900 m e de 1300 m até o fundo

Começaremos pelos trechos mais simples de serem explorados, ou seja, desconsiderando as profundidades próximas à superfície (0-200 m) e aquelas de influência direta do mínimo de salinidade da AIA (900-1300 m). Portanto, trabalharemos neste primeiro momento na construção dos perfis nas faixas de profundidade de 200-900 m e de 1300 m ao fundo. Nestas duas faixas de profundidade temos uma relação TS bem definida, com a salinidade variando quase linearmente em função da temperatura, como mostraremos a seguir.

Para tanto, a metodologia que aqui empregamos nada mais é que uma derivação daquela originalmente proposta por *Stommel* [1947]. Seleccionamos os perfis da climatologia de *Boyer et al.* [2005] conforme destacamos na Figura 2.1. Interpolamos verticalmente estes perfis climatológicos de T e S para uma resolução de 25 metros e, para cada uma destas profundidades, ajustamos um polinômio de primeiro grau $S(T)$. Ou seja, utilizamos não um, mas sim vários polinômios $S(T)$ ao longo da coluna de água. Ressalvamos que tentativas foram conduzidas com polinômios de maior ordem, sem contudo reduzir os erros da reconstituição.

A Figura 4.4 apresenta o diagrama TS espalhado (pontos vermelhos), sendo que a reta preta ilustra o respectivo ajuste polinomial. Nesta figura, reforçamos a idéia de que a relação TS pode ser um bom caminho para se estimar a salinidade, conforme consta nos painéis das profundidades de 500 e 3500 m. Por outro lado, em 25 m, nas proximidades da superfície, e em 1050 m, na região influenciada pelo mínimo da AIA, a dispersão dos pontos indicam que um ajuste $S(T)$ pode gerar valores sintéticos de salinidade bastante divergentes daqueles amostrados.

Assim, para estas duas faixas de profundidade, aplicamos a temperatura *in situ*, e encontramos a salinidade correspondente, como segue:

$$\begin{aligned}
 S_{rec}(z) &= S(T_{obs}(z)) \\
 200 &\leq z \leq 900 \\
 1300 &\leq z \leq \text{profundidade local.}
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

Aproveitamos para destacar que toda comparação que fizermos daqui em diante, será com relação a esta variação do método de *Stommel* [1947], pois a utilização desta técnica em sua forma clássica, e também em sua variação mais comumente utilizada (ajuste de um único polinômio), não gera perfis de salinidade realísticos, prejudicando qualquer comparação. Também nos referiremos a esta metodologia como a "salinidade reconstruída unicamente pela relação TS" ou "metodologia $S(T)$ ".

Figura 4.4: Diagrama TS espalhado dos dados climatológico para as profundidades representativas de 25, 500, 1050 e 3500 m. A reta preta representa um ajuste polinomial para a distribuição de pontos e a curva azul a isopical de interface entre as massas de água indicadas. **Importante notar a diferença nas escalas de salinidade entre os gráficos.**

Profundidades entre 900-1300 m

Para a região entre 900-1300 m, já foi descrito que a temperatura *in situ* não é um bom parâmetro estimador. Logo, se da mesma maneira que fizemos com a extrapolação dos perfis de temperatura, considerarmos que as características de uma curva média de salinidade para esta faixa de profundidade é uma boa representação para as características de uma curva de salinidade *in situ*, podemos utilizar tal curva média para gerar a salinidade sintética.

Inicialmente calculamos um perfil médio com os valores climatológicos de salinidade (Figura 4.5, painel esquerdo), para então adimensionalizarmos este perfil, conforme segue:

$$\Phi_{S_{clim}}(z) = \frac{S_{clim}(z) - S_{clim}(1300)}{S_{clim}(900) - S_{clim}(1300)} \quad (4.3)$$

$$900 < z < 1300,$$

onde $S_{clim}(z)$ é o perfil médio, enquanto $S_{clim}(900)$ e $S_{clim}(1300)$ são os valores médios de salinidade em 900 e 1300 m.

O próximo passo é redimensionar a curva $\Phi_{S_{clim}}(z)$ (Figura 4.5, painel direito), seguindo a Equação 4.4, utilizando para tanto os valores de salinidade em 900 ($S_{rec}(900)$) e 1300 m ($S_{rec}(1300)$), construídos segundo a Equação 4.2,

$$S_{rec}(z) = (S_{rec}(900) - S_{rec}(1300))\Phi_{S_{clim}}(z) + S_{rec}(1300) \quad (4.4)$$

$$900 < z < 1300.$$

Importante ressaltar que garantimos a continuidade da curva, haja vista que utilizamos para redimensionar $\Phi_{S_{clim}}(z)$ justamente os valores de salinidade reconstruídos em 900 e 1300 m pela Equação 4.2, o que "força" a curva redimensionalizada a reter estes valores em seus extremos.

Figura 4.5: Paineis esquerdo: perfil vertical médio climatológico de salinidade para a área de estudo, com a região entre 900 e 1300 m destacada em vermelho. Painel direito: Zoom do perfil vertical médio climatológico de salinidade de 900 a 1300 m (curva vermelha) e o respectivo perfil adimensionalizado (curva preta).

Profundidades entre 0-200 m

Com a salinidade construída para quase toda a coluna de água, resta-nos conseguir uma boa reprodutibilidade para a capa superficial dos oceanos. Já adiantamos que a temperatura aplicada a um polinômio $S(T)$ não é um bom parâmetro estimador e, da mesma maneira, a salinidade climatológica também não o é, pois se trata uma faixa de profundidade de grande variabilidade, e um perfil médio não seria capaz de representar as características de um perfil *in situ*. Portanto, temos que buscar outros parâmetros estimadores. Vale ressaltar que este é um problema globalizado e não somente da nossa região de estudo.

Alguns trabalhos encontraram na salinidade superficial *in situ* uma interessante variável para reduzir os erros dos primeiros metros dos perfis estimados [Hansen & Thacker, 1999; Thacker, 2007], já outros não obtiveram o mesmo êxito [Thacker & Sindlinger, 2007], inclusive aplicando o mesmo método dos trabalhos anteriores, mas para regiões diferentes. Logo, aproveitaremos esta informação e consideraremos também a

salinidade superficial em nossa reconstrução. Contudo, para o tipo de aplicação que será proposta, adiantamos que a profundidade máxima de uma dada estação pode fazer com que a salinidade na superfície não traga nenhum ganho para a qualidade do perfil sintético nos primeiros 200 m, condicionando a utilização desta variável. Esta situação ficará mais clara quando apresentarmos a Figura 4.7.

Ao propormos a utilização da salinidade superficial *in situ* na construção dos perfis sintéticos, estamos partindo do pressuposto de que esta é uma informação de fácil acesso. Assim como as sondas de XBT, podem ser obtidas sem maiores problemas por um navio de oportunidade, seja através da coleta direta de uma amostra, seja por meio de um Termosalinógrafo (equipamento instalado no casco dos navios que fazem registros contínuos de temperatura e salinidade). Soma-se ainda o advento das missões *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS), da *European Space Agency* (ESA), e também da *Aquarius*, por parte da agência americana *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), prestes a prover dados de salinidade da superfície do oceano mediante imageamento por satélite.

Entretanto, a salinidade superficial por si só não é suficiente para construir o perfil ao longo de todos os primeiros 200 m. Sendo assim, temos necessariamente que agregar mais informações para alcançar boas estimativas.

Se por um lado a temperatura não nos serve para uma estimativa do tipo $S(T)$, podemos utilizá-la de uma outra maneira: aproveitando o formato de sua curva. Por meio de uma simples inspeção visual do nosso conjunto de dados, é fácil perceber a equivalência no formato de muitas das curvas de S e T , quando considerados perfis de uma mesma estação.

Rudnick & Ferrari [1999] comprovaram que existe uma compensação entre os gradientes de temperatura e salinidade na camada de mistura do oceano. Compensação esta que visa conservar os gradientes de densidade. Merece destaque que temperatura e salinidade possuem efeitos opostos sobre a densidade, sendo a temperatura inversamente e a salinidade diretamente proporcional. Logo, para uma situação hipotética onde consideramos uma partícula de água que sofre um aumento de temperatura, é de se esperar que a densidade desta mesma partícula decaia. Mas, pelo efeito da compensação, a tendência é a salinidade atuar no sentido oposto e tentar manter a

densidade inalterada. A consequência é que a salinidade deve também aumentar.

Em outras palavras, como salinidade e temperatura possuem efeitos opostos sobre a densidade, e aquelas atuam no sentido de conservar esta, se temos um aumento (ou decréscimo) em T a tendência é que S também aumente (decreça). Este efeito compensatório pode justificar porque salinidade e temperatura, apesar de serem propriedades diferentes e independentes, possuem curvas semelhantes.

Selecionamos aleatoriamente algumas estações de CTD de nosso conjunto de dados e plotamos os perfis de temperatura, salinidade, e ambos adimensionalizados, a fim de comparar quão iguais são as curvas. Na Figura 4.6, nos painéis da direita onde ambos perfis estão adimensionalizados, podemos observar que o formato das curvas de S e T são efetivamente semelhantes.

Adiante veremos que esta semelhança é válida especialmente para estações mais profundas. Como já adiantamos, isto inclusive condicionará ou não o aproveitamento da curva de temperatura para a construção da salinidade. Contudo, é oportuno antes descrever como que utilizaremos a salinidade superficial *in situ* e a curva de temperatura na construção do perfil de salinidade de 0-200 m.

Da mesma forma que fizemos na extrapolação dos perfis de temperatura, e também na construção da salinidade na faixa de 900-1300 m, podemos utilizar o formato de uma curva adimensionalizada. Neste caso, aproveitaremos o quão semelhante são as curvas de T e S e utilizaremos a estrutura vertical dos primeiros 200 m do perfil de temperatura na reconstrução da salinidade.

Neste sentido, o primeiro passo é adimensionalizar o perfil de temperatura amostrado aplicando a Equação 4.5, como segue:

$$\Phi_{T200}(z) = \frac{T_{obs}(z) - T_{obs(200)}}{T_{obs(0)} - T_{obs(200)}} \quad (4.5)$$

$$0 \leq z < 200,$$

onde $T_{obs}(z)$ é o perfil da temperatura amostrada nos primeiros 200 m, sendo $\Phi_{T200}(z)$ o respectivo perfil adimensionalizado, enquanto $T_{obs(0)}$ e $T_{obs(200)}$ são os valores de temperatura medidos na superfície e em 200 m.

Figura 4.6: Exemplos aleatórios dos primeiros 200 m dos perfis de temperatura (curva vermelha), salinidade (curva azul), e ambos adimensionalizados para as estações OSEI-160, OSEII-53, OSEIII-10 e OSE-III-41.

Empregamos então a salinidade superficial *in situ* ($S_{obs(0)}$) para redimensionalizar $\Phi_{T200}(z)$ para a propriedade salinidade. Contudo, para fechar as variáveis necessárias para a redimensionalização, necessitamos também de um valor de salinidade em 200 m. Valor este que já que estimamos ($S_{rec(200)}$) quando aplicamos a Equação 4.2. Assim, a salinidade construída nos primeiros duzentos metros “pode” ser dada por:

$$S_{rec}(z) = (S_{obs(0)} - S_{rec(200)})\Phi_{T200}(z) + S_{rec(200)} \quad (4.6)$$

$$0 \leq z < 200.$$

Mencionamos que a estimativa da salinidade na capa superficial “pode” se dar pela Equação 4.6. As aspas significam que antes de generalizarmos a aplicação de 4.6, vamos avaliar se este método é efetivo para reduzir os erros dos valores sintéticos, independentemente da profundidade local em que a estação esteja situada.

Fizemos uma avaliação comparativa entre os erros encontrados para os valores gerados pela Equação 4.6, e os erros encontrados para valores construídos nos moldes da Equação 4.2 (variação do método de *Stommel* [1947]). Tal avaliação consistiu no cálculo de um erro médio quadrático, calculado a partir dos dados *in situ* para cada uma das duas formas de reconstituição, perfil a perfil, dos 200 metros superficiais.

Na Figura 4.7 plotamos as estações em função de sua profundidade, sendo que os círculos vermelhos apontam para a situação em que a reconstituição segundo a Equação 4.6 é mais eficiente quando comparada à Equação 4.2, enquanto os azuis representam a situação contrária.

Para garantir que o resultado de um método foi efetivamente melhor que o do outro, recorremos ao teste *t de Student* a fim de avaliar se os dois tipos de perfis reconstruídos não poderiam ser considerados estatisticamente semelhantes. E por certo, ao nível de significância de 5%, alguns resultaram semelhantes (Figura 4.7, círculos de contorno preto).

Os pontos coloridos da Figura 4.7 nos permitem identificar que a construção da salinidade mediante a redimensionalização do perfil de temperatura (pontos vermelhos) é melhor aplicável às estações mais profundas, enquanto a reconstrução por meio de um polinômio $S(T)$ (pontos azuis) apresenta melhores resultados para estações

mais rasas.

Figura 4.7: Estações plotadas em suas respectivas profundidades, onde os círculos vermelhos indicam um erro menor na reconstrução segundo a Equação 4.6, os círculos azuis indicam um erro menor na reconstrução nos moldes da Equação 4.2, enquanto os círculos de contorno preto indicam que ambas reconstruções possuem as médias estatisticamente igual ao nível de 5% de significância.

A questão agora é encontrar uma profundidade local que possa ser assumida como limite para aplicação de uma ou outra metodologia. Para isto conduzimos uma simples análise metro a metro de profundidade em que:

- A cada profundidade, calculamos a porcentagem das estações mais rasas que a profundidade em questão, cuja melhor reconstituição foi por meio da metodologia nos moldes da Equação 4.2;
- A cada profundidade, calculamos a porcentagem das estações mais profundas que a profundidade em questão, cuja melhor reconstituição foi por meio da metodologia nos moldes da Equação 4.6;

- Somamos as duas porcentagens indicadas acima, e localizamos a profundidade onde esta somatória alcançou o máximo valor.

Os resultados indicaram a profundidade local de 1899 m como a profundidade ideal para limitar a aplicação de uma metodologia, e iniciar a aplicação da outra, na construção dos 200 primeiros metros dos perfis de salinidade (Figura 4.7, reta verde).

4.2 Perfis de salinidade construídos

Por vezes campos de altura dinâmica e/ou correntes geostróficas podem ser bem reproduzidos através de uma salinidade estimada exclusivamente pela preservação TS $[S(T)]$, ou até mesmo por uma estimativa direta da anomalia do volume específico (δ), mediante uma relação δT $[\delta(T)]$, ainda que os valores sintéticos de S ou δ não sejam tão similares quanto as propriedades *in situ*. Isto se dá em decorrência das distribuições horizontais de altura dinâmica e dos transectos de velocidade geostrófica refletirem apenas o resultado da densidade integrada verticalmente, sendo que compensações verticais podem mascarar as divergências do perfil sintético [Kessler & Taft, 1987].

Troccoli & Haines [1999] ratificam que, quando da inicialização de modelos oceânicos, uma estrutura de densidade vertical realística é mais vital que um bom campo de velocidade inicial, tendo em vista que a energia potencial é maior que a energia cinética.

Daí nossa atenção em construir campos de salinidade mais realísticos, e não somente conseguir uma boa reprodução das velocidades geostróficas. Neste sentido, dedicamos esta seção para avaliar os erros destes perfis sintéticos, construídos conforme consta na seção anterior. Não desconsideraremos o método clássico [Stommel, 1947], e procuraremos sempre estabelecer comparações do mesmo com a metodologia aqui proposta.

Construímos ao todo 285 perfis, ou seja, um perfil de salinidade para cada perfilagem de temperatura disponível. E, da mesma maneira que fizemos com a temperatura extrapolada, calculamos o erro médio quadrático (EMQ_S) entre os valores *in situ* e os construídos, de acordo com a Equação 4.7:

$$EMQ_S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_{obs_i} - S_{rec_i})^2}{n}}, \quad (4.7)$$

onde S_{obs} e S_{rec} são as salinidade amostrada e construída, respectivamente, sendo n o número de pares entre ambas.

O EMQ_S plotado para cada profundidade pode ser visto no painel esquerdo da Figura 4.8. A curva vermelha representa os erros pertinentes à nossa metodologia, enquanto a azul apresenta os erros gerados para uma reconstrução seguindo a variação da metodologia clássica que apresentamos na seção anterior (ajuste polinomial para cada intervalo de 25 m). Lembramos que o valor de n varia com a profundidade, pois os perfis não são igualmente profundos. No painel direito da Figura 4.8, podemos observar esta variação de n .

Na Figura 4.9, que representa um *zoom* da figura anterior nos intervalos de profundidades de 0-200 m (painel esquerdo) e 900-1300 m (painel direito), podemos comprovar que a metodologia diferenciada para estes intervalos ajudou a reduzir os erros dos perfis sintéticos.

Podemos também considerar valores característicos de salinidade (S_{car}) provenientes da climatologia, para então calcularmos o erro médio porcentual (EMP_S), expresso por:

$$EMP_S = \frac{EMQ_S}{S_{car}}. \quad (4.8)$$

Para a faixa de profundidade superficial, os erros integrados em determinados intervalos de profundidade, 0-25, 0-50, 0-75, 0-100, 0-125, 0-150, 0-175 e 0-200 m, que foram encontrados para a metodologia proposta (metodologia onde apenas ajustes $S(T)$ são usados para toda a coluna de água), são respectivamente de: 0,2785 (0,3626); 0,2623 (0,3284); 0,2434 (0,2926); 0,2260 (0,2591); 0,2114 (0,2352); 0,1982 (0,2193); 0,1848 (0,2058) e 0,1712 (0,1906). Ressaltamos que tais erros possuem como dimensão a "unidade prática de salinidade" (ups), mas seguimos a convenção e não escrevemos a quantidade seguida de tal unidade.

Figura 4.8: Pannel esquerdo: erro médio quadrático (EQM_S) entre a salinidade observada e a construída em função da profundidade. Pannel central: erro médio porcentual (EQP_S) em função da profundidade. As curvas vermelhas se referem a metodologia que apresentamos na Seção 4.1 e a azul corresponde a reconstituição usando apenas a relação TS. Pannel direito: número de valores amostrados e reconstituídos em cada profundidade.

Figura 4.9: Zoom do pannel esquerdo da Figura 4.8 para os intervalos de profundidade de 0-200 m (pannel esquerdo) e de 900-1300 m (pannel direito)

Reconstruções com a já citada metodologia de *Hansen & Thacker* [1999], utilizadas também em *Thacker* [2007], apresentaram erros semelhantes aos nossos, em torno de 0,25, nos primeiros 50 m. Entretanto, lembramos que tal metodologia está amparada por dados *in situ* e não sobre o alicerce de uma climatologia interpolada, o que certamente colabora para a redução dos erros. Por outro lado, outros autores, tal como *Thacker & Sindlinger* [2007], encontraram erros próximos a 0,5, valendo-se também desta técnica. Na Tabela 4.1, apresentamos alguns erros para determinadas profundidades pontuais, e não para intervalos de profundidade como destacamos no parágrafo anterior.

Tabela 4.1: Exemplos de EMQ_S e EMP_S , calculados com a salinidade reconstruída unicamente pela relação $S(T)$ ($EMQ_{S(T)}$ e $EMP_{S(T)}$) e também pela metodologia aqui proposta ($EMQ_{S_{rec}}$ e $EMP_{S_{rec}}$). S_{car} representa valores médios no intervalo de 0-200 m de profundidade.

Prof. [m]	$EMQ_{S(T)}$	$EMQ_{S_{rec}}$	S_{car}	$EMP_{S(T)}$	$EMP_{S_{rec}}$
25	0,323	0,261	36,850	0,0088	0,0071
50	0,260	0,226	36,881	0,0070	0,0061
75	0,173	0,179	36,824	0,0047	0,0048
100	0,136	0,162	36,692	0,0037	0,0044
125	0,128	0,137	36,515	0,0035	0,0038
150	0,131	0,118	36,299	0,0036	0,0032
175	0,104	0,088	36,061	0,0029	0,0025
200	0,071	0,069	35,850	0,0020	0,0019

Seguindo a mesma idéia, consideramos agora a região compreendida entre 900-1300 m, e a fracionamos nos seguintes intervalos: 900-950, 900-1000, 900-1050, 900-1100, 900-1150, 900-1200, 900-1250 e 900-1300 m. Para estes intervalos, os valores de EMQ_S encontrados para a metodologia aqui apresentada (metodologia $S(T)$) foram, respectivamente: 0,0441 (0,0527), 0,0421 (0,0615), 0,0408 (0,0635), 0,0400 (0,0648), 0,0408 (0,0635), 0,0405 (0,0682), 0,0417 (0,0673) e 0,0431 (0,0659). Tendo em vista o erro médio que abrange todo o intervalo em questão, conseguimos reduzir seu valor em 65% com a metodologia sugerida, quando a comparamos com o valor resultante da salinidade gerada exclusivamente pela relação TS. Aparte desta redução nos erros, veremos adiante que mais importante foi manter os perfis verticais contínuos, já que a reprodução

com o método $S(T)$ provoca variações bruscas nos valores de salinidade, em função do mínimo desta propriedade na AIA, pois como já enfatizamos esta é uma faixa de profundidade onde não temos uma variação de S em função de T . A Tabela 4.2 apresenta valores de EMQ_S para profundidades pontuais.

Tabela 4.2: Exemplos de EMQ_S e EMP_S , calculados com a salinidade reconstruída unicamente pela relação $T(S)$ ($EMQ_{S(T)}$ e $EMP_{S(T)}$) e também pela metodologia aqui proposta ($EMQ_{S_{rec}}$ e $EMP_{S_{rec}}$). S_{car} representa valores médios no intervalo de 900-1300 m de profundidade.

Prof. [m]	$EMQ_{S(T)}$	$EMQ_{S_{rec}}$	S_{car}	$EMP_{S(T)}$	$EMP_{S_{rec}}$
900	0,047	0,046	34,348	0,0014	0,0014
950	0,060	0,042	34,361	0,0018	0,0012
1000	0,082	0,039	34,381	0,0024	0,0011
1050	0,048	0,038	34,404	0,0014	0,0011
1100	0,084	0,038	34,436	0,0024	0,0011
1150	0,076	0,041	34,468	0,0022	0,0012
1200	0,064	0,045	34,504	0,0019	0,0013
1250	0,058	0,052	34,543	0,0017	0,0015
1300	0,053	0,053	34,587	0,0015	0,0015

Para o restante da coluna de água (200-900 m e de 1300 ao fundo) os erros se apresentaram reduzidos, com média de 0,032. Consideramos este erro pequeno, principalmente porque a reconstrução esteve amparada por uma climatologia oriunda de interpolações objetivas, em uma área reconhecidamente pobre em amostragens hidrográficas.

Na Figura 4.10 (painéis da esquerda) podemos ver alguns exemplos da salinidade construída (curvas vermelhas), plotadas juntamente com a reconstrução clássica (curvas azuis) e a salinidade amostrada (curvas pretas). Os painéis da direita representam a diferença entre os perfis amostrados e os reconstituídos.

Figura 4.10: Exemplos de perfis de salinidade construída segundo a metodologia da Seção 4.1 (curvas vermelhas, painéis esquerdos), salinidade construída exclusivamente pela relação TS (curvas azuis, painéis esquerdos) plotados em conjunto com os perfis amostrados (curvas pretas, painéis esquerdos). As respectivas diferenças $S_{obs} - S_{rec}$ se encontram nos painéis da direita.

A fim de apresentarmos uma outra forma de se comparar a metodologia descrita na Seção 4.1 com aquela gerada exclusivamente pela relação TS, ordenamos todos os perfis (*in situ* e reconstruídos) em ordem crescente de profundidade, independentemente do cruzeiro em que o mesmo foi realizado. Calculamos então a diferença entre os valores observados e os reconstruídos. A Figura 4.11 apresenta os mapas de contornos destas diferenças para as duas metodologias (painéis superiores). Os painéis centrais e inferiores destacam as duas faixas de profundidades críticas (0-200 m e 900-1300 m, respectivamente).

Para a região crítica de superfície os valores sintéticos gerados, por ambas metodologias, apresentaram-se subestimados comparado aos valores *in situ*, sendo tais erros minimizados quando da aplicação da metodologia aqui sugerida (Figura 4.11, painéis centrais). Vale destacar que a metodologia é diferenciada somente para as estações mais profundas que 1899 m.

Já na outra área crítica (900-1300 m), os contornos deixam clara a descontinuidade dos perfis gerados na reconstrução por meio do método clássico (Figura 4.11, painel inferior esquerdo). Nota-se que em torno de 1050 m os perfis sintéticos, que estavam sendo superestimados (subestimados) passam de maneira brusca para uma situação em que se encontram subestimados (superestimados). As mudança nos padrões de cores vermelhos (azuis) para azuis (vermelho) clarificam esta descontinuidade no perfil. Com a metodologia que propomos, os perfis reconstruídos não apresentaram este padrão, e a continuidade do perfil foi assegurada (Figura 4.11, painel inferior direito). No Apêndice B apresentamos todos os perfis reconstruídos.

4.3 Seções verticais de salinidade

Voltamos a trabalhar com a radial 5 do cruzeiro DP5, disposta ao largo de Cabo Frio, e também com a radial 1 cruzeiro OSEII, localizada ao largo do Cabo de São Tomé. Lembramos que já justificamos a escolha destas radiais na Seção 3.3.

Para o cruzeiro DP5, valores máximos de salinidade *in situ*, superiores a 37, estão presentes na superfície. Todavia, próximo à costa encontramos uma "lente" de água relativamente menos salina, com valores em torno de 36.

Figura 4.11: Anomalia $S_{obs} - S_{rec}$ plotadas com os perfis ordenados de acordo com a profundidade. Os tracejados pretos destacam os intervalos de profundidade onde propomos uma metodologia diferenciada para reconstrução dos perfis (painel superior). Os painéis central e inferior evidenciam respectivamente os intervalos de profundidades entre 0-200 m e 900-1300 m. Nos painéis esquerdos a salinidade foi construída exclusivamente pela relação TS, enquanto nos painéis direitos os valores foram gerados conforme consta na Seção 4.1.

Considerando ainda o cruzeiro DP5, plotamos o campo de salinidade reconstruído pela metodologia proposta por esta dissertação, e o apresentamos no painel central da Figura 4.12. Plotamos também os desvios deste campo para o campo de salinidade efetivamente amostrado (Figura 4.12, painel inferior). Fizemos o mesmo com os perfis de salinidade reconstituídos pela metodologia clássica de *Stommel* [1947] (Figura 4.13), e em ambas figuras plotamos os valores *in situ* no painel superior para facilitar a comparação. Como era de se esperar, os maiores erros se encontram na superfície e são aproximadamente de 0,5. Dentre as duas técnicas, a aqui sugerida possui erros menores nesta faixa de profundidade. Nos primeiros 200 m os perfis sintéticos se encontram com valores menores do que os observados. Ressalva feita a “lente” de baixa

salinidade, ao lado da costa, onde diferenças negativas foram encontradas.

Uma questão interessante, com relação às primeiras centenas de metros de profundidade, especialmente nos 500 m superficiais, são os papéis opostos dos gradientes horizontais de temperatura e salinidade refletidos sobre os gradientes horizontais de densidade. Tanto temperatura quanto salinidade aumentam em direção ao oceano aberto. Logo, se considerarmos uma mesma profundidade, a densidade decairia ao se afastar da costa, caso a mesma dependesse exclusivamente da temperatura (Figura 3.4). Por outro lado, a densidade aumentaria caso esta dependência fosse unicamente governada pela salinidade. Na prática os gradientes de temperatura prevalecem sobre os de salinidade, e com isto os gradientes de densidade são majoritariamente governados pelos de temperatura, mas com uma importante atenuação resultante das variações de salinidade. Veremos no Capítulo 6 que esta atenuação tem influência direta sobre a intensidade do escoamento baroclínico do SCB.

No intervalo de 900-1300 m os mapas de contorno mascaram um pouco as discontinuidades geradas nos perfis construídos unicamente pela relação TS. Ainda assim, podemos visualizar no painel inferior da Figura 4.13 que a maioria das estações tem uma mudança repentina nos valores de salinidade reconstruída em torno de 1000 m.

Com relação a seção ao largo do Cabo de São Tomé, apresentamos as Figuras 4.14 e 4.15, nas quais plotamos os contornos da salinidade estimada com a metodologia proposta e com a metodologia clássica, respectivamente. Para esta seção, também constatamos que nos primeiros 200 m os valores de salinidade gerados pela metodologia proposta se aproximam mais daqueles registrados *in situ*, quando comparados aos perfis gerados exclusivamente pela diagrama de estado. As diferenças máximas para os valores amostrados e os reconstituídos se encontram em superfície, e são aproximadamente 0,25. Por outro lado, percebe-se que nesta radial os contornos dos erros em torno de 900-1300 m são semelhante para as duas reconstruções.

De uma forma geral, como podemos observar nas Figuras 4.12 e 4.14, os campos reconstruídos por meio da metodologia aqui sugerida são semelhantes, no que tange as variações espaciais de salinidade, aos campos amostrados *in situ*. Esta é uma consideração importante, uma vez que os gradientes de salinidade influenciam diretamente a estrutura baroclínica das correntes, mas isto será tema para o Capítulo 6.

Figura 4.12: Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia aqui proposta e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

Figura 4.13: Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia clássica e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

Figura 4.14: Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pela metodologia aqui proposta e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).

Figura 4.15: Seções verticais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) pelo metodologia clássica e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII - Radial 1).

4.4 Distribuições horizontais de salinidade

Reservamos esta seção para apresentar as distribuições horizontais de salinidade. Para tanto, selecionamos os dados do cruzeiro OSEI e dele separamos três níveis distintos de profundidade: 100, 500 e 1200 m. Tais profundidades foram eleitas para que assim pudessemos representar cada uma das técnicas empregadas na reconstrução do campo de salinidade.

Na Figura 4.16 podemos observar a estrutura de salinidade para o nível de 100 m. No campo de salinidade *in situ*, águas com salinidade superiores a 36 são encontradas em todo domínio. Valores máximos, em torno da casa dos 37, estão localizados em estações com profundidades máximas superiores a 2000 m, entre a Ilha de São Sebastião e Cabo Frio (painel superior).

Os valores de salinidade reconstituídos (painel central) estão próximos aos amostrados para este nível de 100 m. A correspondência entre as isohalinas de ambos campos, corrobora a similaridade entre os gradientes de salinidade. As maiores diferenças se encontram na porção norte do domínio, ao norte do Cabo de São Tomé, onde a salinidade sintética foi subestimada em aproximadamente 0,2 (painel inferior).

Para a distribuição horizontal em 500 m (Figura 4.17), o campo sintético de salinidade é praticamente idêntico ao campo *in situ*. Da mesma maneira, as isohalinas mostram a equivalência dos gradientes desta propriedade entre ambas estruturas (painéis superior e central). Os erros máximos aqui encontrados correspondem à uma salinidade estimada em 0,025 acima da observada.

Uma inspeção da Figura 4.18 indica um discreto aumento dos erros em 1200 m (painel inferior), os quais acusaram uma erro máximo entre salinidade amostrada e construída em torno de 0,05. De qualquer forma, nesta profundidade ambas estruturas também se apresentaram bastante similares, indicando uma boa reconstituição do campo de salinidade pelos valores estimados.

Voltamos a frisar que esta correspondência dos gradientes horizontais de salinidade pode ser importante na reprodução dos campos de velocidade, uma vez que tais gradientes são considerados no cálculo dinâmico. Isto será abordado no Capítulo 6. Uma vez que já o fizemos na seção anterior, não apresentamos aqui as reconstruções feitas pelo método clássico.

Figura 4.16: Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 100 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Figura 4.17: Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 500 m (OSE2). A “máscara” de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 500 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Figura 4.18: Distribuições horizontais de salinidade amostrada (painel superior), salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 1200 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 1200 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Capítulo 5

Estrutura espacial de densidade

Neste capítulo, analisaremos o reflexo dos perfis sintéticos sobre a estrutura de massa. Preocuparemos-nos essencialmente em comparar os perfis de densidade encontrados por meio das propriedades hidrográficas amostradas *in situ*, com os perfis de densidade calculados com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída. Em uma situação hipotética, estaríamos justamente comparando um campo de massa resultante de um cenário sinótico com um campo de massa estimado exclusivamente por sondas de XBT. Logo, poderemos avaliar como que os erros nos perfis de densidade, provenientes da extrapolação da temperatura e da reconstrução da salinidade, respondem à natureza não linear da equação de estado da água do mar.

Inicialmente apresentaremos os cálculos e os respectivos resultados dos erros entre os perfis. Posteriormente, para que possamos analisar o resultado da combinação dos perfis sintéticos nas variações espaciais de densidade, apresentaremos as seções verticais e distribuições horizontais desta propriedade.

5.1 Perfis de densidade

Uma vez mais, assim como já o fizemos para temperatura (Capítulo 3) e salinidade (Capítulo 4), calcularemos o erro médio quadrático (EMQ_{σ_θ}) e o erro médio porcentual (EMP_{σ_θ}), como maneira de se avaliar estatisticamente o quão o campo sintético se diferencia do sinótico. Antes, fazemos um parêntese para destacar que neste capítulo, para representar o campo de massa, trabalharemos com a anomalia da densidade po-

tencial:

$$\sigma_\theta = \rho(S, \theta, p_R) - 1000, \quad (5.1)$$

onde p_R é a pressão de referência e θ é a temperatura potencial avaliada em p_R . Para nossos propósitos, consideramos a pressão oceanográfica na superfície livre do oceano ($p_R = 0$ dbar).

Feita esta ressalva, retomando aos cálculos de EQP_{σ_θ} e EMP_{σ_θ} temos:

$$EMQ_{\sigma_\theta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\sigma_{\theta_{est_i}} - \sigma_{\theta_{rec_i}})^2}{n}}, \quad (5.2)$$

$$EMP_{\sigma_\theta} = \frac{EMQ_{\sigma_\theta}}{\sigma_{\theta_{car}}}, \quad (5.3)$$

onde $\sigma_{\theta_{est_i}}$ é o valor de σ_θ estimado com a temperatura extrapolada e a salinidade construída, enquanto $\sigma_{\theta_{car}}$ indica valores característicos dado pela média climatológica.

Para os intervalos de profundidade de 0-200, 200-900, 900-1300 e 1300-3000 m os erros médios são respectivamente de: 0,130, 0,030, 0,034 e 0,030 kg m⁻³. Na faixa de 1800 m ao fundo, onde temos o efeito combinado dos erros da extrapolação da temperatura e da reconstrução da salinidade, o erro foi de 0,025 kg m⁻³. Assim como os erros calculados para a salinidade reconstruída, os maiores valores de EQP_{σ_θ} se encontram na região crítica da superfície. Tais erros foram maiores inclusive que aqueles encontrados na região onde tanto temperatura, quanto salinidade, são sintéticos. Em termos percentuais, para as profundidades de 100 500 1100 e 3000 os valores de EMP_{σ_θ} são: 0,0048, 0,0007, 0,0011 e 0,0007.

Na Tabela 5.1, encontram-se alguns valores selecionados de profundidades acompanhados de seus respectivos valores de erro médio quadrático, anomalia da densidade potencial característica e erro médio percentual.

Tabela 5.1: Exemplos de EMQ_{σ_θ} e EMP_{σ_θ} , encontrados para valores de σ_θ calculados com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída. $\sigma_{\theta_{car}}$ representa valores médios.

Prof, [m]	EMQ_{σ_θ}	$\sigma_{\theta_{car}}$	EMP_{σ_θ}
25	0,198	25,184	0,0079
50	0,171	25,298	0,0068
75	0,136	25,423	0,0053
100	0,123	25,573	0,0048
125	0,104	25,706	0,0041
150	0,090	25,842	0,0035
175	0,068	25,984	0,0026
200	0,053	26,107	0,0020
300	0,031	26,418	0,0019
500	0,020	26,805	0,0007
700	0,030	27,085	0,0011
900	0,037	27,253	0,0014
950	0,033	27,291	0,0012
1000	0,031	27,324	0,0011
1050	0,030	27,361	0,0011
1100	0,030	27,396	0,0011
1150	0,032	27,430	0,0012
1200	0,037	27,462	0,0013
1250	0,039	27,495	0,0014
1300	0,043	27,530	0,0016
1500	0,043	27,652	0,0015
2000	0,029	27,801	0,0010
2500	0,028	27,844	0,0010
3000	0,019	27,845	0,0007

5.2 Seções verticais de densidade

Apresentamos a seção de σ_θ ao largo de Cabo Frio (DP5, radial 5), na Figura 5.2. Podemos observar o campo amostrado no painel superior, o estimado no painel central e o erro entre ambos no inferior. As isopícnais destacadas representam valores característicos de σ_θ para as interfaces entre as massas de água (25,7 kg m⁻³ (AT-ACAS),

26,9 kg m⁻³ (ACAS-AIA), 27,38 kg m⁻³ (AIA-ACS) e 27,53 kg m⁻³ (ACS-APAN)), ou seja, indicam a região de 50% de mistura entre duas massas de água de acordo com a literatura (vide Capítulo 1, Figura 1.2). É possível notar que as maiores diferenças se encontram na superfície, onde os valores estimados de σ_θ se apresentam de uma forma geral subestimados com relação aos registrados *in situ*. Constata-se uma boa correspondência entre o campo amostrado e o reconstruído.

Os gradientes horizontais de densidade, considerando os perfis sintéticos, reproduzem o que seria a assinatura baroclínica tanto da CB quanto da CCI. A reprodução destes gradientes no domínio da CB parecem ter uma melhor correspondência com as observações quando comparados aos da CCI. Entretanto, em termos da interpretação física do princípio do vento térmico, os dados sintéticos se mostram efetivos em obter padrões que denotam a presença de correntes geostróficas. O mapa de erro mostra que as diferenças entre ambos os campos somente alcança valores superiores a 0,20 kg m⁻³ nos primeiros 50 m. A diferença média absoluta de toda a radial é de 0,041 kg m⁻³.

Já a Figura 5.2 apresenta os contornos de σ_θ para a radial ao largo do Cabo de São Tomé (OSEII, Radial 1). Diferentemente da anterior, nesta radial não podemos constatar a assinatura baroclínica da CB, dado ao distante espaçamento entre as estações, em sua grande extensão geográfica. Por outro lado, podemos observar em uma maior escala como que as isopicnais (e as massas de água) podem ser corretamente estimadas por meio construção dos campos. É possível notar uma sutil sobrestimação dos valores na superfície, entretanto nesta estação as diferenças máximas não passam de 0,20 kg m⁻³, sendo a média da seção de 0,03 kg m⁻³. Neste cenário, também podemos observar que os campos sintéticos fazem uma boa reprodução das isopicnais características de separação da AT-ACAS, ACAS-AIA. Já para as interfaces AIA-ACS e ACS-APAN conseguimos uma boa reprodução de suas profundidades médias, contudo tais isopicnais se apresentaram um pouco mais ruidosas. Duas são as justificativas para este fato: primeiro, porque nesta região a temperatura pouco varia e portanto qualquer alteração no campo de salinidade tem um reflexo maior sobre os gradientes de densidade; segundo, porque a salinidade passa a ter maior influência sobre a densidade com o esfriamento da água.

Figura 5.1: Seções verticais de σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados *in situ* (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

Figura 5.2: Seções verticais de σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados *in situ* (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), ao largo do Cabo de São Tomé. (OSEII - Radial 1).

5.3 Distribuições horizontais de densidade

Selecionamos os dados do cruzeiro OSEI para apresentar as distribuições horizontais da anomalia da densidade potencial. Deste conjunto de dados, escolhemos três níveis distintos de profundidade para a plotagem dos contornos: 100, 500 e 1200 m. Como já destacamos no Capítulo 4, tais profundidades foram selecionadas para que assim pudessemos representar cada uma das técnicas empregadas na reconstrução do campo de salinidade. Vale registrar que para as seções horizontais, não veremos a influência da extrapolação da temperatura sobre a distribuição das isopícnais, haja vista a profundidade a partir da qual os perfis são extrapolados (1800 m). Uma outra consideração importante a se fazer antes de apresentarmos as figuras é chamar a atenção para a diferente escala de cores entre os gráficos de σ_θ . Já para os gráficos de erro, preservamos as escalas independentemente da profundidade.

As distribuições para o nível de 100 m são apresentados na Figura 5.5. No painel superior, onde se encontram os dados amostrados, nota-se a presença de água de maiores densidades na porção sudoeste da grade. À medida que seguimos para norte e nos aproximamos da costa, domos de águas de menores salinidades são encontrados. Tal comportamento também foi reproduzido pelo campo sintético, com a preservação dos gradientes de densidade. Ao longo de quase todo o domínio houve uma sutil subestimação da propriedade, cujas diferenças apresentaram média de $0,06 \text{ kg m}^{-3}$ e não ultrapassaram $0,19 \text{ kg m}^{-3}$.

O nível de 500 m foi aquele no qual conseguimos a melhor reprodução dos campos de densidade. Uma sutil superestimação da propriedade foi observada, entretanto o erro máximo em toda a grade se limitou a $0,024 \text{ kg m}^{-3}$, enquanto o erro médio foi de $0,01 \text{ kg m}^{-3}$.

No nível de 1200 m, também conseguimos reproduzir os gradientes positivos de sul para norte, com diferenças negativas na porção sul e positivas na porção norte. Encontramos diferenças máxima e média de: $0,06 \text{ kg m}^{-3}$ e $0,02 \text{ kg m}^{-3}$.

Tais variações decorrente dos campos sintéticos sobre os campos de σ_θ terão reflexo sobre as velocidades geostróficas das correntes, uma vez que os gradientes de densidade condicionam diretamente o gradiente de pressão baroclínico. Isto será tema constante do próximo capítulo.

Figura 5.3: Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados *in situ* (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 100 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Figura 5.4: Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados *in situ* (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 500 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 500 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Figura 5.5: Distribuições horizontais σ_θ calculado com dados hidrográficos amostrados *in situ* (painel superior), σ_θ calculado com a temperatura extrapolada e a salinidade reconstruída pela metodologia aqui proposta (painel central) e diferença entre ambas (painel inferior), para o nível de 1200 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 1200 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isóbata de 2000 m.

Capítulo 6

Estrutura espacial de velocidade geostrófica

Como mencionado no Capítulo 1, um dos principais objetivos para buscar a obtenção de perfis sintéticos de salinidade associados a perfis de XBT é a utilização de valores TS para cálculo dinâmico, assim como para inicialização e assimilação de modelos hidrodinâmicos. Neste contexto, a partir dos perfis de temperatura extrapolados e os de salinidade reconstruídos, podemos agora avaliar se estes são eficientes em preservar a estrutura geostrófica das correntes. Consequentemente, podemos apurar se a metodologia proposta por esta dissertação pode efetivamente contribuir para uma otimização na utilização dos dados de XBT, no sentido de colaborar com o estudo e monitoramento do SCB. Mais do que isto, neste capítulo, também investigaremos como que eventuais alterações nos gradientes de salinidade podem alterar o transporte baroclínico da CB e CCI. Para tanto, além dos campos sintéticos de salinidade e temperatura por nós gerados, também consideraremos campos sem gradientes de salinidade ao efetuarmos o cálculo geostrófico das correntes, assumindo para isto uma situação hipotética onde S é constante e igual a 35 ao longo de toda a coluna de água.

Utilizaremos a radial ao largo de Cabo Frio (DP5, Radial 5) para a aplicação do Método Dinâmico no contexto do estudo da estrutura vertical das correntes. Calcularemos o transporte de volume para diferentes combinações de campos sintéticos de temperatura e salinidade, para que então possamos comparar com o transporte resultante do cálculo com os campos hidrográficos amostrados *in situ*.

Ainda neste capítulo, também apresentaremos um panorama das distribuições horizontais das correntes. Campos horizontais de função de corrente geostrófica (ψ), acompanhados dos respectivos vetores de velocidade geostrófica baroclínica, serão calculados para o cruzeiro OSEI, e logo apresentados para diferentes níveis de profundidade (5, 50 e 100 m).

6.1 Estrutura vertical de corrente geostrófica

6.1.1 Método Dinâmico

Desenvolvido no início do século XX por *Sandström & Helland-Hansen* [1903], o Método Dinâmico permite uma estimativa indireta do escoamento geostrófico baroclínico, considerando para tanto os gradientes horizontais de densidade (ou volume específico $\alpha = \rho^{-1}$). Em outras palavras, trata-se de uma estimativa que não considera explicitamente as causas primárias e as forças que induzem as correntes [*Fomim*, 1964]. Tal método consiste na integração vertical da Equação do Vento Térmico. Esta, por sua vez, parte do princípio de que existirão cisalhamentos verticais de velocidades geostróficas se existirem variações laterais de densidade. A componente zonal do Vento Térmico pode ser escrita em coordenadas cartesianas como:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad (6.1)$$

sendo g é a aceleração da gravidade, f_0 o valor médio do parâmetro de Coriolis na região de interesse, ρ_0 é a densidade de referência e $\rho = \rho(x, z)$. Deixando a Equação 6.1 em termos de volume específico temos:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\alpha_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha^{-1}}{\partial x}. \quad (6.2)$$

Resolvemos a derivada no último termo da equação 6.2, e chegamos à equação 6.3

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\rho_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha}{\partial x}, \quad (6.3)$$

sobre a qual promovermos uma integração vertical de um nível z até um nível de referência z_0 , como segue:

$$\int_{z_0}^z \frac{\partial v}{\partial z} dz = \int_{z_0}^z \frac{\rho_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha}{\partial x} dz. \quad (6.4)$$

Podemos com a relação hidrostática

$$dp = -\rho g dz, \quad (6.5)$$

reescrever a equação 6.4 em coordenadas isobáricas, para finalmente chegar em

$$v_{(p)} - v_{(p_0)} = \frac{1}{f_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{p_0}^p \delta dp, \quad (6.6)$$

onde p_0 é o nível isobárico de referência (que usualmente é assumido como um nível de movimento nulo), e $\delta = \delta(S, T, p)$ é a anomalia do volume específico, dada por $\delta = \alpha - \alpha_{35,0,p}$. Na prática, os perfis de δ são estimados através dos valores de salinidade, temperatura e pressão, a partir da equação de estado da água do mar.

Logo, o método dinâmico fornece velocidades geostróficas relativas ao nível de referência $p = p_0$, ou seja, um valor para os cisalhamentos de velocidades entre os níveis p e p_0 .

Abrimos um parênteses para destacar que procedemos a escolha de p_0 amparados pelo trabalho de *Godoi* [2005]. Esta autora, mediante critérios dinâmicos e termodinâmicos, refletidos respectivamente sobre estruturas de velocidades baroclínicas absolutas e distribuições verticais de massas de água, encontrou a superfície isopicnal de $26,78 \text{ kg m}^{-3}$ como sendo a superfície de 50% de mistura entre ACAS e AIA. Considerando que a ACAS é transportada predominantemente pela CB, enquanto a AIA é transportada majoritariamente pela CCI, assumimos o nível isobárico médio (480 dbar) desta superfície isopicnal como um nível de movimento nulo, com velocidades iguais a zero, e o adotamos como nosso nível de referência. Vale destacar que outros trabalhos, como o de *Signorini* [1978] que sugeriu um nível de movimento nulo em torno de 500 dbar, corroboram o nível proposto por *Godoi* [2005].

Uma vez que o integrando da equação 6.6 pode ser determinado através da aproximação por acréscimos finitos de distância ($\partial x \sim \Delta x$), somado ao fato de que a integração da anomalia do volume específico nos fornece a anomalia geopotencial ($\Delta\Phi$),

$$\Delta\Phi = \int_{p_0}^p \delta \, dp, \quad (6.7)$$

chegamos a

$$v_{(p)} = \frac{1}{f_0} \frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_a}{\Delta x} + v_{(p_0)}, \quad (6.8)$$

onde $v_{(p_0)} \approx 0$ e Δx representa a distância entre o par de estações hidrográficas arbitrárias a e b .

6.1.2 Transporte de volume

A partir do momento em que encontramos as velocidades em uma seção de área conhecida, podemos calcular o quanto de volume transpõe perpendicularmente esta área por unidade de tempo. Para tanto, se definirmos uma área $\vec{A}$, um vetor $\vec{n}$ normal à esta área, assim como um fluxo com velocidade $\vec{u}$ passando por $\vec{A}$, podemos calcular o transporte de volume por meio da equação 6.9:

$$T_v = \iint_A \vec{u} \cdot \vec{n} \, dA. \quad (6.9)$$

Por praticidade subdividimos $\vec{A}$ em diversas células menores, cada qual representada por pequenos retângulos cujos vértices correspondem a 4 pontos de grade da seção. A velocidade no centro das células é resultado da média dos 4 valores adjacentes. Com o intuito de restringirmos os cálculos às correntes propriamente ditas, escolhemos somente as células com velocidades absolutas superiores a 2 cm s^{-1} . Finalmente, encontramos o transporte integrado na seção por meio do somatório dos transportes das células menores, como mostra a equação 6.10:

$$T_v = \sum_j \sum_i \bar{u}_{ij} \cdot \Delta z_{ij} \cdot \Delta x_{ij}. \quad (6.10)$$

6.1.3 Seções verticais de velocidade geostrófica

Consideraremos sete diferentes conjuntos de perfis de temperatura e salinidade, combinando valores *in situ* e sintéticos, para calcular a velocidade geostrófica do SCB ao largo de Cabo Frio (radial 5, DP5). Desta maneira, poderemos avaliar sobre diferentes aspectos como que os valores reconstruídos e/ou extrapolados, de maneira individual ou conjunta, afetam a estrutura de velocidade das correntes. Veremos adiante, que em algumas destas situações de dados sintéticos as correntes tiveram uma considerável alteração na intensidade e, conseqüentemente, na quantidade de volume de água transportada, quando comparado ao "campo original de velocidade". Apesar de estarmos trabalhando apenas com as velocidades geostróficas baroclínicas, e não com velocidade absoluta, chamaremos de "campo original de velocidade" o campo geostrófico calculado com valores de temperatura e salinidade amostrados *in situ*.

Precipitamo-nos em adiantar que apesar da intensidade das velocidades serem alteradas em alguns cenários, em nenhum deles o padrão da CB fluindo para sul-sudeste e da CCI para norte-nordeste foi modificado. Isto também nos permite afirmar que tais campos sintéticos preservaram o sentido dos gradientes horizontais de densidade.

Dito isto, partimos para a análise de cada um dos sete cenários, como segue:

(i) Temperatura *in situ* [T_{obs}] e salinidade *in situ* [S_{obs}]

Iniciamos justamente com a seção de velocidade calculada com os valores amostrados. Para este panorama a CB e a CCI apresentaram transporte de 8,37 e 7,09 Sv, respectivamente. Apesar dos domínios da CB ser menos extenso em área, esta corrente apresentou maiores transportes em virtude de suas maiores velocidades, com máximos em torno de $1,5 \text{ m s}^{-1}$, cerca de três vezes mais intenso que os máximos da CCI. A Figura 6.1 apresenta esta seção de velocidade geostrófica baroclínica. Lembramos que o nível de referência utilizado foi de 480 dbar. Compararemos todos os valores de transporte de volume resultantes das demais combinações de dados com este proveniente dos campos amostrados.

Figura 6.1: Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de temperatura e salinidade amostrados *in situ* (DP5 - Radial 5).

(ii) Temperatura extrapolada [T_{ext}] e salinidade *in situ* [S_{obs}]

A fim de entender o efeito isolado do campo de temperatura extrapolada sobre a velocidade geostrófica, aqui neste caso consideramos a combinação da T_{ext} com a S_{obs} . Os valores de transporte foram os mesmo daqueles encontrados com os dados *in situ*. Isto é justificável por dois motivos: o primeiro, em função do nível de movimento nulo escolhido; o segundo, porque os dados extrapolados se aproximam dos originais. Não apresentaremos a figura, uma vez que a mesma é muito semelhante à Figura 6.1.

(iii) Temperatura *in situ* [T_{obs}] e salinidade constante igual a 35 [S_{35}]

É este cenário, de ausência de gradientes de salinidade (S_{35} e T_{obs}), que nos pode dar uma idéia mais clara do que aconteceria com a estrutura baroclínica caso não houvessem variações espaciais desta propriedade. A escolha de uma constante igual a 35 vem de encontro com o fato de ser este um valor característico, usado para inicialização de modelos numéricos [Jochum & Malanotte-Rizzoli, 2003; Verdy & Jochum, 2005; Urbano *et al.*, 2006]. Além disto, a salinidade média da radial em questão é 34,98.

Os transportes resultantes desta combinação foram de: 18,48 Sv (CB) e 21,82 Sv (CCI). Ou seja, a CB e a CCI tiveram uma intensificação de duas e três vezes, respectivamente, do transporte original. A velocidade máxima da CB atingiu $3,6 \text{ m s}^{-1}$ e a da CCI chegou em $0,9 \text{ m s}^{-1}$. Recordando o que já mencionamos no texto desta

dissertação, os gradientes de salinidade atuam no sentido contrário ao gradiente de temperatura no que concerne a determinação dos gradientes de densidade, e que os gradientes de densidade especialmente na região da CB são governados majoritariamente pelas variações de temperatura. Logo, para uma situação em que removemos o efeito da salinidade, possibilitamos que os gradientes de temperatura intensifiquem os gradientes de densidade, e com isto as correntes também se tornam mais intensas, dada a maior força de gradiente de pressão entre os pares horizontais de duas estações hidrográficas.

Figura 6.2: Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e S_{35} (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

(iv) Relação TS climatológica com temperatura *in situ* [$S(T_{obs})$]

Evidenciamos aqui os transportes encontrados com a temperatura *in situ* e com o campo de salinidade construído exclusivamente por ajustes polinômios a cada 25 metros. Os valores foram de: 9,01 Sv para a CB e 14,63 para a CCI. Apesar dos perfis que compõem esta seção serem caracterizados com pequenas descontinuidades em torno de 1000 m, em função do que já ponderamos acerca do efeito do mínimo de salinidade da AIA, este foi o cenário que melhor reproduziu o transporte da CCI, apesar de seus valores serem acompanhados de próximo pelas situações que serão descritas em (vi) e (vii). A Figura 6.3 apresenta as respectivas seções de velocidade e de erro.

Figura 6.3: Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e uma função $S(T_{obs})$ encontrada com polinômios ajustados a cada 25 metros (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

(v) Relação δT climatológica com temperatura *in situ* [$\delta(T_{obs})$]

Uma maneira de se calcular a velocidade considerando a influência dos gradientes de salinidade, mas sem ter que construir o campo desta propriedade propriamente dita, é através de um ajuste entre temperatura e anomalia do volume específico $\delta(T_{obs})$ [A. R. Piola, *com. pessoal*]. Nota-se que ainda assim dependemos da salinidade para estabelecer a relação δT , uma vez que δ é função da salinidade. Contudo, como as curvas TS e δT possuem diferentes inflexões, um ajuste polinomial pode se adequar mais a curva δT . Logo, ajustamos um polinômio $\delta(T_{obs})$ conforme apresentado na Figura 6.4.

Figura 6.4: Diagrama δT espalhado (pontos vermelhos) com os valores médios (curva preta) e o ajuste polinomial de 6 ordem (curva azul).

Na Figura 6.5 são apresentadas as seções das correntes e dos erros. O transporte encontrado para a CB (7,54 Sv) ficou um pouco mais distante do original, quando comparado com a reconstrução dada pelo análogo ajuste da relação TS. Mas, por outro lado, nos domínios da CCI esta metodologia também melhores resultados quando comparada novamente ao ajuste TS análogo, gerando valores de transporte de volume igual a 16,45 Sv.

Figura 6.5: Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{obs} e $\delta(T_{obs})$ (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

(vi) Temperatura *in situ* [T_{obs}] e salinidade reconstruída pela metodologia proposta [$S_{rec}(T_{obs})$]

Aqui consideramos a temperatura amostrada *in situ* e a salinidade gerada pelo método proposto no Capítulo 4.1. Os resultados de transporte (CB = 8,34 Sv e CCI = 15,68 Sv) pouco diferiram daqueles encontrados numa situação em que a temperatura extrapolada foi utilizada. Desta forma, não apresentaremos os gráficos e concentraremos a análise numa situação em que apenas T_{ext} se encontraria disponível, tal qual perfilagens exclusivas de XBT.

(vii) Temperatura extrapolada [T_{ext}] e salinidade reconstruída pela metodologia proposta [$S_{rec}(T_{ext})$]

Apresentemos agora um cenário ideal para a utilização dos perfis de XBT no estudo da dinâmica do SCB. Partimos inicialmente apenas de um perfil de temperatura, limitado a 1800 m. Extrapolamos a temperatura até a profundidade local conforme detalhado no Capítulo 3.1. Com o perfil de temperatura extrapolado, calculamos então a salinidade seguindo o caminho especificado no Capítulo 4.1. Os valores de transporte encontrados para a CB e para a CCI foram, respectivamente, 8,34 Sv e 15,65 Sv. As magnitudes de velocidades máximas ficaram em torno de $1,9 \text{ m s}^{-1}$ e $0,8 \text{ m s}^{-1}$. Dentre os métodos aqui citados, este foi o que melhor reproduziu o transporte da CB. Na Figura 6.6 é possível observar a estrutura das correntes juntamente com o mapa de erro.

Uma comparação interessante a se fazer é estabelecer um paralelo entre o transporte encontrado por este método (8,34 Sv) e o transporte encontrado com a salinidade reconstruída pelo método $S(T)$ (9,01 Sv). Recordamos que adotamos 480 dbar como nível de movimento nulo, que em outras palavras significa afirmar que o transporte da CB é proporcional a integração de δ da superfície até este nível. Lembramos ainda que estas duas metodologias diferem somente na faixa de 0-200 m entre a superfície e o nível de referência Logo, qualquer diferença no que se refere ao transporte da CB, deve-se exatamente a diferenças no campo de salinidade nesta porção superficial da coluna de água. Quando calculamos o erro porcentual entre o transporte encontrado com os dados *in situ* (8,37 Sv) e o transporte resultante dos campos sintéticos para cada um destas dois cenários, observa-se que para a técnica que propomos houve uma atenuação no transporte de 0,36% em relação àqueles estimados pelos campos TS *in situ*, enquanto para o método $T(S)$, houve uma intensificação de 7,65%.

A Tabela 6.1 sintetiza os valores de transporte encontrados, tanto para a CB como para a CCI, considerando todas as combinações de dados extrapolados/reconstruídos com dados coletados *in situ*. Na mesma tabela informamos também a figura na qual se encontram plotados os contronos de velocidade e as diferenças a partir dos originais, para cada uma das situações consideradas.

Figura 6.6: Seção vertical de velocidade geostrófica baroclínica calculada com valores de T_{ext} e $S_{rec}(T_{ext})$ (painel superior), e a diferença do campo original para o idealizado (painel inferior), ao largo de Cabo Frio (DP5 - Radial 5).

Tabela 6.1: Transporte de volume encontrado para o SCB para diferentes conjuntos de perfis (DP5 - Radial 5).

Parâmetros	Transp. CB (Sv)	Transp. CCI (Sv)	Figura
T_{obs}/S_{obs}	8,37	7,09	6.1
T_{ext}/S_{obs}	8,37	7,09	-
T_{obs}/S_{35}	18,48	21,82	6.2
$T_{obs}/S(T_{obs})$	9,01	14,63	6.3
$T_{obs}/\delta(T_{obs})$	7,54	16,45	6.5
$T_{obs}/S_{rec}(T_{obs})$	8,34	15,68	-
$T_{ext}/S_{rec}(T_{ext})$	8,34	15,65	6.6

6.2 Estrutura horizontal de corrente geostrófica

6.2.1 Função de corrente geostrófica

Quando trabalhamos com fluidos incompressíveis cujo escoamento se dá ao longo de um plano, tal como as correntes geostróficas, pode-se definir uma função escalar denominada função de corrente (ψ), a partir da qual a velocidade pode ser derivada. Esta quantidade pode ser definida sempre que a equação da continuidade consistir de dois termos, como no caso de um fluxo horizontal não divergente, como segue:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (6.11)$$

Se as velocidades zonal u e meridional v são definidas tais que

$$v \equiv -\frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (6.12)$$

$$u \equiv \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad (6.13)$$

logo a equação 6.11 é satisfeita, pois

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = 0. \quad (6.14)$$

Quanto à definição de ψ propriamente dita, primeiro reescrevemos a equação 6.8, correspondente à componente meridional (v) do movimento, na forma da equação 6.15. Bem como apresentamos a equação equivalente a componente zonal (u), na forma da equação 6.16

$$v = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\Delta \Phi}{f_0} \right), \quad (6.15)$$

$$u = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\Delta \Phi}{f_0} \right), \quad (6.16)$$

para finalmente compararmos o pares de equações 6.12 - 6.15 e 6.13 - 6.16, e chegarmos à conclusão de que

$$\psi = \frac{\Delta\Phi}{f_0}. \quad (6.17)$$

A grande vantagem de utilizarmos a distribuição horizontal da função de corrente consiste no fato do fluxo ser paralelo as linhas de ψ constante. Logo, podemos plotar o campo horizontais de ψ , calculado conforme a equação 6.17, juntamente com os vetores de velocidade geostrófica encontrados pelas fórmulas 6.12 e 6.13.

6.2.2 Distribuições horizontais de velocidade geostrófica

Apresentamos os campos de ψ , acompanhados dos respectivos vetores de velocidade, calculados a partir dos dados *in situ* (painéis superiores), e também dos valores de temperatura extrapolados e salinidade reconstruída (painéis centrais), para os níveis de 5 (Figura 6.7), 50 (Figura 6.8) e 100 m (Figura 6.9), do cruzeiro OSEI.. Nota-se que a magnitude da velocidade da CB é semelhante a mesma para estas três profundidades, indicando que o núcleo desta corrente pode se estender até profundidade superiores a 100 m.

Para todas as profundidades consideradas, as distribuições horizontais de velocidade se mostraram equivalentes para os dois conjuntos de dados - T_{obs}/S_{obs} e T_{ext}/S_{rec} . Vale notar que os campos de ψ oriundos dos dados extrapolados e reconstruídos reproduziram não somente a estrutura da CB, mas também as feições de mesoescala associadas à este sistema de correntes. Erros relativamente maiores foram encontrados na superfície (5 m) e decaíram em profundidade (painéis inferiores). Estes maiores erros em superfícies combinam com o fato dos mais elevados erros dos perfis sintéticos de salinidade também estarem na superfície.

Com relação aos campos gerados com a temperatura observada e a salinidade constante igual a 35 (figuras não apresentadas), os gradientes de ψ , e conseqüentemente as correntes, apresentaram-se bastante mais intensificados do que aqueles resultantes tanto dos dados *in situ* como também dos dados reconstruídos. Este resultado enfatiza com o que já tínhamos constatado nas seções verticais.

Figura 6.7: Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 5 m (OSE2). A “máscara” de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.

Figura 6.8: Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 50 m (OSE2). A "máscara" de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.

Figura 6.9: Distribuições horizontais de ψ calculadas com temperatura e salinidade amostradas (painel superior), temperatura extrapolada e salinidade construída (painel central) e diferença entre ambas, para o nível de 100 m (OSE2). A “máscara” de batimetria cinza representa profundidades mais rasas que 100 m, enquanto o contorno da mesma cor indica a isobata de 2000 m.

Capítulo 7

Considerações finais

7.1 Síntese dos resultados e conclusões

Enfatizamos na introdução deste trabalho que o sistema de correntes de contorno oeste do Atlântico Sul, dominado pelo SCB, encontra-se em uma região de inúmeros interesses, sejam eles econômicos (indústria de petróleo e gás, recursos pesqueiros, etc.) ou até mesmo climáticos (trocas de calor com outras parte do globo). Apesar deste justificado destaque, ainda se trata de uma região pouco estudada em função, principalmente, da carência de dados *in situ*. Neste contexto, apresentamos nesta dissertação uma proposta para a utilização de perfis de XBT no estudo dinâmico deste sistema de correntes. Esta proposta é justificável uma vez que as sondas de XBT são equipamentos relativamente baratos e fáceis de serem operados. Adicionalmente, destaca-se o fato da Marinha do Brasil possuir armazenado em seus arquivos, disponíveis para a comunidade oceanográfica, dados de cerca de 20.000 perfilagens feitas por estas sondas. Ocorre que a aplicação dos dados de XBT possui limitações importantes, dentre as quais duas merecem destaque: a primeira consiste no fato de que a sonda perfila somente a temperatura e, portanto, não nos fornece informações acerca da salinidade; a segunda, é que o alcance das sondas é limitado a profundidade de 1800 m.

Dado os motivos apresentados, propusemo-nos a investigar uma maneira de utilizar tais sondas no estudo dinâmico do SCB. Logo, na busca de uma proposta para o emprego dos perfis obtidos por XBT, deparamo-nos com algumas questões de interesse científico que nortearam esta pesquisa. Com o intuito de responder tais perguntas.

estabelecemos, tal como segue, o seguinte objetivo central para esta dissertação:

"... averiguar quanto e como os campos sintéticos (temperatura extrapolada e salinidade reconstruída) podem reproduzir a estrutura de velocidade do SCB. Adicionalmente, pretende-se avaliar o papel das variações espaciais de salinidade sobre a estrutura baroclínica das correntes."

Cabe agora evocar novamente tais questões uma a uma, bem como apresentar as respostas sob o alicerce dos resultados já apresentados.

"Como extrapolar os valores de temperatura partindo da profundidade máxima de amostragem da sonda de XBT até a profundidade local?"

Antes de destacarmos a proposta que sugerimos para este ponto, vale registrar que poucas informações foram encontrados na literatura acerca deste tema. Em uma delas, encontrada no relatório do projeto *Atlantic Meridional Heat Transport*, desenvolvido pela NOAA, é proposto que perfis de XBT sejam estendidos até o fundo por meio de uma interpolação linear da climatologia. Contudo detalhes de sua aplicação não foram especificados, e tampouco encontrados publicações científicas que faça menção a tal técnica.

Na nossa proposta, assumimos que o formato de um perfil vertical climatológico médio, associado com um valor típico de fundo, poderiam ser os parâmetros estimadores responsáveis pela extrapolação da temperatura. Para tanto, tal curva climatológica foi adimensionalizada, e posteriormente redimensionalizada a partir do valor *in situ* de temperatura em 1800 m (supostamente amostrado por uma sonda XBT), e do valor climatológico de fundo (supostamente de pouca variabilidade).

Este método, aplicado para um conjunto de cinco cruzeiros oceanográficos com um total de 125 estações mais profundas que 1800 m, indicaram erros médios quadráticos de, por exemplo, de 0,124, 0,271 e 0,046 °C para as respectivas profundidades de 2000, 3000 e 4000 m. Em termos porcentuais, se consideramos por exemplo os valores característicos de 3,439, 2,527 e 1,261 °C para as mesmas profundidades, os erros são de: 0,036, 0,107 e 0,036. Quando plotamos os valores reconstruídos em uma seção vertical, no caso o fizemos para um transecto ao largo de Cabo Frio, constatamos que os gradientes de temperatura foram preservados.

“Como gerar campos de salinidade sintéticos, partindo de perfilagens de temperatura por XBTs, que possam reproduzir a estrutura de velocidades das correntes?”

A construção de perfis sintéticos da salinidade é um tema que vem sendo ampla e constantemente discutido na literatura. O primeiro a propor uma solução para este problema foi *Stommel* [1947], o qual propôs a preservação dos pares TS sobre o diagrama de estado, para a partir de uma determinada temperatura se estabelecer uma também determinada salinidade. Até os dias atuais diferentes metodologias estão sendo propostas [Troccoli & Haines, 1999; Hansen & Thacker, 1999; Maes et al., 1999; Han et al., 2004; Thacker, 2007; Thacker & Sindlinger, 2007], algumas que inclusive geram bons resultados para uma determinada região, mas não para outras localidades. Algumas destas metodologias, propõem a utilização de diferentes fatores preditivos como a temperatura, salinidade superficial, latitude, longitude e sazonalidade. Para nossa região de interesse, destacamos os trabalhos pioneiros de *Miranda* [1985] e *Signorini et al.* [1989].

Vale retomar o fato de que nossa região apresenta características que prejudicam a estimativa da salinidade com base no diagrama de estado. Uma delas, comum a outras regiões do globo, é que na superfície uma correspondência TS é alterada constantemente em função das trocas entre oceano e atmosfera. Já uma característica peculiar da nossa região é que em profundidades superiores a do mínimo de salinidade da AIA, onde a temperatura fica quase constante, inclusive com sutis acréscimos, e a salinidade passa a apresentar fortes gradientes verticais. Este comportamento implica em que a salinidade não seja função da temperatura.

Logo, nossa proposta foi constituir perfis de salinidade sintética por faixas de profundidade (0-200 m; 900-1300 m; 200-900 m e 1300 m ao fundo), considerando a especificidade de cada uma delas. Apesar da metodologia ser diferente para cada uma das faixas, tivemos a preocupação de garantir perfis contínuos sem mudanças bruscas na transição entre as mesmas. Da mesma maneira, a derivada vertical também foi contínua. Assim, para a faixa de profundidade de 200-900 m e de 1300 m ao fundo, onde temos uma relação TS mais “comportada”, sugerimos uma variação do método clássico. Tal variação consiste em diferentes ajustes polinomiais do tipo $S(T)$ para cada 25 metros, utilizando os dados climatológicos [Boyer et al., 2002] como base para os

ajustes. Vale destacar que esta variação do método clássico produziu menores erros, quando comparada a outra variação mais utilizada, a qual considera um único polinômio para toda a coluna de água.

Para o intervalo de 900-1300 m, propusemos a utilização de um perfil vertical climatológico médio adimensionalizado, e posteriormente redimensionalizado pelos valores de salinidade estimados anteriormente para 900 e 1300 m. Por fim, para a região mais crítica, fizemos duas propostas, cada qual separada pela profundidade de 1899 m. Para as estações mais rasas que este limite, usamos a mesma variação do método clássico já discutida. Para estações mais profundas que este limite, avaliamos que existe uma correspondência no formato do perfil sinótico da salinidade com o da temperatura. Assim, propusemos a utilização da curva de temperatura *in situ* adimensionalizada como fator preditivo. Aqui, sugerimos também a utilização de uma outra variável preditiva de fácil acesso: a salinidade superficial *in situ*. Logo, a proposta é redimensionalizar a curva com a salinidade superficial *in situ* e a salinidade em 200 m previamente estimada pelo polinômio $S(T)$. Os erros integrados para as faixas de 0-200 m, 900-1300 m, 200-900 m e 1300 m ao fundo foram, respectivamente, 0,032, 0,0431 e 0,2785.

As seções verticais e as distribuições horizontais da salinidade reconstruídas preservaram os principais gradientes espaciais da propriedade, mantendo inclusive a assinatura baroclínica das correntes que compõem o SCB.

"Como as variações de salinidade afetam a estrutura baroclínica do Sistema Corrente do Brasil - Corrente de Contorno Intermediária?"

Antes de discutirmos as velocidades geradas pelos campos sintéticos, cabe destacar o efeito dos mesmos sobre a estrutura de massa. Os gradientes horizontais de densidade, resultante dos campos formados pelos perfis sintéticos, foram reproduzidos de maneira a preservar a assinatura baroclínica tanto da CB quanto da CCI. A reprodução destes gradientes no domínio da CB parece ter uma melhor correspondência com as observações, quando comparados aos da CCI. Contudo, os dados sintéticos também se mostraram efetivos em obter padrões que denotam a presença de correntes geostróficas. No painel inferior (superior) da Figura 7.1, apresentamos os valores TS estimados (amostrados), plotados sobre as isolinhas de σ_θ . Consideramos as 285 estações oceanográficas disponíveis em nosso conjunto de dados.

Figura 7.1: Painel superior: diagrama TS espalhado dos dados amostrados. Painel inferior: Diagrama TS espalhado plotado com os dados de temperatura extrapolada e salinidade reconstruída.

Uma das alternativas para suprir a ausência de dados de salinidade, muitas vezes usada na literatura, é através de um campo de salinidade constante [Jochum & Malanotte-Rizzoli, 2003; Verdy & Jochum, 2005; Urbano *et al.*, 2006]. Esta alternativa remove todo o efeito dos gradientes de salinidade sobre os gradientes de densidade. O resultado é que tanto CB quanto CCI sofrem uma forte intensificação. Estas correntes que com o campo hidrográfico amostrado apresentaram um transporte de 8,37 Sv (CB) e 7,09 Sv (CCI), neste cenário hipotético, atingem transportes de 18,48 Sv (CB) e 21,82 Sv (CCI).

Em uma outra tentativa de se calcular as correntes geostróficas partindo exclusivamente dos dados de temperatura, sem a necessidade de reconstruir o campo de salinidade, foi mediante um ajuste $\delta(T)$. Por este caminho, encontramos os valores de 7,54 Sv e 16,45 Sv para a CB e CCI, respectivamente.

Da mesma maneira, utilizamos os ajustes polinomiais para cada 25 metros, e calculamos a salinidade para toda a coluna de água. Com esta variação do método clássico, os transportes da CB atingiu 9,01 Sv e o da CCI, 14,63 Sv.

Por fim, os resultados de transportes calculados com a metodologia proposta por esta dissertação indicou um transporte de 8,34 Sv para a CB e 15,65 Sv para a CCI. Em termos percentuais, esta técnica diferiu em 0,36% em relação àqueles estimados pelos campos TS *in situ*, enquanto para o método $T(S)$, houve uma intensificação de 7,65%.

Já, com relação a CCI, todos os métodos utilizados para a construção dos campos sintéticos de salinidade geraram padrões e transporte de volume intensificados para a corrente. Esta é justamente a região onde o robusto gradiente vertical de salinidade desempenha um papel importante nas variações espaciais de salinidade.

A técnica aqui proposta se apresentou como a melhor em termos médios na reprodução dos campos de velocidade geostrófica baroclínica entre aqueles avaliados. Adicionalmente, os valores contínuos dos perfis verticais de salinidade sintéticos, e também sua primeira derivada, facilitam o emprego destes campos TS para inicialização e assimilação em modelos numéricos, visando a investigação da dinâmica do SCB. Em síntese, o esquema de aplicação da metodologia proposta é representado na Figura 7.2.

[1] Extrapolação da Temperatura: Perfil climatológico médio redimensionalizado com profundidade de fundo do XBT e profundidade de fundo climatológica

[2] Construção da Salinidade nos primeiros 200 m para perfis mais rasos que 2000 m: Relação TS climatológica [S(Tclim)]

[3] Construção da Salinidade nos primeiros 200 m para perfis mais profundos que 2000 m: Adimensionalização do perfil de temperatura amostrado, redimensionalização com a salinidade superficial e S(Tclim) em 200 m

[4] Construção da Salinidade nas regiões entre 200 - 900 m e 1300 - profundidade local: Relação TS climatológica [S(Tclim)]

[5] Construção da Salinidade na região entre 900 - 1300: Adimensionalização do perfil de salinidade climatológico, redimensionalização com os valores de S(Tclim) em 900 e 1300

— Propriedades hidrográficas (T e S) amostradas

— Temperatura extrapolada

— Salinidade construída por meio da relação TS climatológica [S(T)]

— Salinidade construída por meio da adimensionalização do perfil de temperatura observado

— Salinidade construída por meio da adimensionalização do perfil de temperatura climatológico

7.2 Sugestões para trabalhos futuros

Apresentamos a seguir algumas idéias para futuros trabalhos, envolvendo a dinâmica do SCB, que possam complementar o estudo iniciado nesta dissertação:

- Construções de campos médios de temperatura e salinidade, para utilização em modelos numéricos, partindo exclusivamente de dados de XBT;
- Realizar estudos de processos numéricos utilizando uma maior base de dados hidrográficos, como por exemplo aquela disponível nos arquivos da Marinha do Brasil, com a inclusão de dados de XBT e consequente aplicação da metodologia proposta, para a investigação dos processo dinâmicos de mesoescala associados ao SCB.
- Testar a metodologia para o estudo dinâmico do SCB em outras regiões da margem continental brasileira, tal como a porção leste (11°S - 20°S), onde se encontra o sítio de origem e organização da CB, assim como a porção sul (28°S - 35°S), região em que a estrutura e cisalhamento vertical das correntes são distintas daquelas ao largo do sudeste.

Referências Bibliográficas

- Andrade, H. A. & J. A. T. Santos, 2004: Seasonal trends in the recruitment of skipjack tuna (*Katsuwonus pelamis*) to the fishing ground in the southwest Atlantic. *Fisheries Oceanography*, 66, 185–194.
- Batteen, M. L., C. A. Collins, C. R. Gunderson, & C. S. Nelson, 1995: The effect of salinity on density in California Current system. *J. Phys. Oceanogr.*, 100, 8733–8749.
- Boebel, O., R. E. Davis, M. Ollitrait, R. G. Peterson, P. L. Richardson, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophy. Res. Letts.*, 26(21), 3329–3332.
- Borzone, C. A., P. C. Pezzuto, & E. Marone, 1999: Oceanographic characteristics of a multi-specific fishing ground of central south Brazil Bight. *Marine Ecology*, 20, 131–146.
- 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.
- Boyer, T. P., C. Stephens, J. I. Antonov, M. E. Conkright, R. A. Locarnini, T. D. O'Brien, & H. E. Garcia, 2002: *World Ocean Atlas 2001 Volume 2: Salinity*. S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 50. US Government Printing Office, Washington, DC, 165 pp.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. A. S. Silveira, 2008: Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. *Ocean Modeling*, 25, 48–64.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira, 2006: A parametric model for the

- Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brasil. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.
- Campos, E. 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.
- Cooper, N. S., 1988: The effect of salinity on tropical ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 18(5), 697–707.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, W. S. E. Gleckler, P. J., P. Barker, & J. R. Dunn, 2008: Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453, 1090–1093.
- Donguy, J. R., 1994: Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean. Relations to climate. *Prog. Oceanogr.*, 34, 45–78.
- Emery, W. J. & J. S. Dewar, 1982: Mean temperature-salinity, salinity-depth, and temperature-depth curves for the North Atlantic and the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 11, 219–305.
- Evans, D. L., S. R. Signorini, & L. B. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1732–1738.
- Fomim, L. M., 1964: *The Dynamic Method in Oceanography*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London e New York, 212 pp.
- Gangopadhyay, A. & A. R. Robinson, 2002: Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 36, 201–232.
- Garzoli, S. F. & Z. Garrafo, 1989: Transport, frontal motion and eddies at the Brazil-Falkland Confluence. *Deep Sea Res.*, 36(5), 681–702.
- 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.

- Han, G., J. Zhu, & G. Zhou, 2004: Salinity estimation using the T-S relation in the context of variational data assimilation. *J. Geophys. Res.*, 109(C03018), 1–12.
- Hansen, D. V. & W. C. Thacker, 1999: Estimation of salinity profiles in the upper ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7921–7933.
- Jochum, M. & P. Malanotte-Rizzoli, 2003: On the generation of North Brazil current rings. *Journal of Marine Research*, 61, 147–162.
- Kessler, W. S. & B. A. Taft, 1987: Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979–84. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 97–122.
- Korotenko, K. A., 2007: A regression Method for estimating salinity in the ocean. *Okeanologiya*, 47, 501–512.
- Lima, J. A. M., E. O. Ribeiro, W. Ceccopieri, & G. G. Matheson, 2009: Directional extreme current profiles based on complex empirical orthogonal functions (C-EOF) for offshore design. *Proceedings of the ASME 28th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering*, University of Hawaii, Honolulu, OMAE2009–79.467.
- Maes, C., D. Behringer, R. W. Reynolds, & M. Ji, 1999: Retrospective analysis of the salinity variability in the Western Tropical Pacific Ocean using an indirect minimization approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 512–524.
- Mahiques, M. M., M. G. Tessler, A. M. Ciotti, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, C. C. G. T. Figureira, V. V. Furtado, & R. F. Passos, 2004: Hydrodynamically driven patterns of modern sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24, 1685–1697.
- Mamayev, O. I., 1975: *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 374 pp.
- Miranda, L. B., 1985: Forma da Correlação T-S de Massas de Água entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 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.

- Oke, P. R., G. B. Brassington, D. A. Griffin, & A. Schiller, 2008: The Bluelink ocean data assimilation system (BODAS). *Ocean Modeling*, 21, 46–70.
- Peterson, R. G. & L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26(1), 1–73.
- Pickard, G. L. & W. J. Emery, 1990: *Descriptive Physical Oceanography*. Pergamon, New York, 5 edição, 320 pp.
- 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.
- Reseghetti, F., M. Borghini, & G. M. R. Manzella, 2007: Factors affecting the quality of XBT data - results of analyses on profiles from the Western Mediterranean Sea. *Ocean Science*, 3, 59–75.
- Rodrigues, R. R. & J. A. Lorenzzetti, 2001: A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21, 371–394.
- Rudnick, D. L. & R. Ferrari, 1999: Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. *Science*, 283(5401), 526–529.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übbber die berechnung von meere-strömungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4).
- Schmid, C., P. G. Schäfer, H., & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep Sea Res.*, 25(5), 481–490.
- Signorini, S. R., L. B. Miranda, D. L. Evans, M. R. Stevenson, & H. M. Inostroza, 1989: Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25° e circulação geostrófica. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 37(1), 33–49.
- Silveira, I. C. A., 2006: *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo. São Paulo, 160 pp.

- Silveira, I. C. A., 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 at 22° -23°S. *Geophys. Res. Lett.*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A. & G. R. Flierl, 2002: Eddy formation in 2 1/2 layer, quasigeostrophic jets. *J. Phys. Oceanogr.*, 32(3), 729–745.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 48(2), 171–183.
- Stephens, C., J. I. Antonov, T. P. Boyer, M. E. Conkright, R. A. Locarnini, T. D. O'Brien, & H. E. Garcia, 2002: *World Ocean Atlas 2001 Volume 1: Temperature*. S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 49. US Government Printing Office, Washington, DC, 167 pp.
- Stommel, H., 1947: Note on the use of the T-S correlation for dynamic height anomaly computations. *Journal of Marine Research*, 6, 85–92.
- Stommel, H., 1965: *The Gulf Stream*. Univ. Calif. Press, 249 pp.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, c9(104), 863–883.
- Sunyé, P. S. & J. Servain, 1998: Effects of seasonal variations in meteorology and oceanography on the Brazilian sardine fishery. *Fisheries Oceanography*, 7, 89–100.
- Thacker, W. C., 2007: Estimating salinity to complement observed temperature: 1. Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*, 65, 224–248.
- Thacker, W. C. & L. Sindlinger, 2007: Estimating salinity to complement observed temperature: 2. Northwestern Atlantic. *Journal of Marine Systems*, 65, 249–267.
- Troccoli, A. & K. Haines, 1999: Use of the temperature-salinity relation in a data assimilation context. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 2011–2025.
- Urbano, D. F., M. Jochum, & I. C. A. Silveira, 2006: Rediscovering the second core of the Atlantic NECC. *Ocean Modeling*, 12, 1–15.

- Verdy, A. & M. Jochum, 2005: A note on the validity of the Sverdrup balance in the Atlantic North Equatorial Countercurrent. *Deep Sea Res.*, 52, 179–188.
- Viana, A. R., J. C. Faugères, R. O. Kowsmann, J. A. M. Lima, L. F. G. Caddah, & J. G. Rizzo, 1998: Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sement. Geol.*, 115, 133–157.
- Wijffels, S. E., J. Willis, C. M. Domingues, P. Barker, N. J. White, A. Gronell, K. Ridgway, & J. A. Church, 2008: Changing expendable BathyThermograph fall-rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *Journal of Climate*, 21(21), 5657–5672.
- 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 pp.

Apêndice A

Perfis de temperatura extrapolada

Apresentamos nas próximas páginas todos os 285 perfis verticais de temperatura *in situ* (curvas pretas). Para as situações em que as perfilagens atingiram mais de 1800 m de profundidade (125 perfis), plotamos também os perfis extrapolados (curvas vermelhas) conforme descrito no Capítulo 3.

Figura A.1: Perfis verticais de temperatura *in situ* (curvas pretas) e temperatura extrapolada (curvas vermelhas).

Apêndice B

Perfis de salinidade reconstruídos

Apresentamos nas próximas páginas todos os 285 perfis verticais de salinidade *in situ* (curvas pretas), plotados juntamente com os respectivos perfis reconstruídos (curvas azuis) conforme descrito no Capítulo 4.

Figura B.1: Perfis verticais de salinidade *in situ* (curvas pretas) e salinidade construída (curvas azuis).