Pedro Silveira Calixto

***Vórtices da Corrente de Contorno Oeste Profunda
do Atlântico ao largo da costa leste brasileira***

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

Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo, SP

2016

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

***Vórtices associados a Corrente de Contorno Oeste
Profunda do Atlântico ao longo da costa leste
brasileira***

Pedro Silveira Calixto

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

Julgada em ____ / ____ / ____ por

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Primeira linha da dedicatória

Segunda linha da dedicatória

Agradecimentos

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.

Meus agradecimentos ao meu orientador, Ilson Carlos Almeida da Silveira, pelo apoio incondicional que vem me oferecendo antes mesmo de ingressar neste programa, por todas as conversas e conselhos.

Agradeço ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, ao seu corpo docente e a todos os demais funcionários pelo suporte oferecido. Agradeço aos professores que fizeram parte desta jornada e me transmitiram inúmeros conhecimentos: Professor Belmiro, Ilson, Paulo Polito e Olga Sato. Agradeço em especial, ao pessoal da secretaria de Pós-Graduação: Ana Paula, Letícia, Dona Fátima e Daniel. Muito obrigado pelo suporte não só institucional mas de afeto, carinho e café durante todo esse tempo, sem vocês a minha passagem por essa fase definitivamente não seria a mesma.

Obrigado aos amigos do IO: Pedro Cabeção, Franti, Piero, Leandro, Rafinha e Márcio Borges. Vocês estiveram comigo em um dos momentos mais difíceis do mestrado e a convivência harmoniosa e alegre favoreceu para a estabilidade mental de todos. Foi ótimo dividir todos esses momentos com vocês. Agradeço a todos do Laboratório de Dinâmica Oceânica (LaDO), os quais mostraram grande companheirismo e parceria, apesar do mal caratismo; Pinguim, Biló, Mestre, Cascão, Iury, Portuga, Patola, Wandrey, Agata, Gil e os demais, sou muito agradecido a todos vocês.

Expresso minha enorme gratidão à minha segunda família que me adotou em São Paulo, a Projete Liberdade Capoeira. Conhecer todos vocês e fazer parte desse grupo foi um divisor de águas durante a minha passagem nesta cidade. Com vocês fiz muito mais do que exercitar o corpo e a mente, tive relações de afeto e aprendizado que não de perdurar durante toda a minha existência. Me sinto muito feliz de fazer parte dessa enorme família.

Dentre as famílias que escolhi, devo um agradecimento especial à esta que me supriu de amor e companhia sempre que precisei: Núria, Julia, Gabi T, Gabi B, Lígia. Vocês são muito especiais pra mim e me ajudaram muito durante grande parte desse processo. Amo

vocês.

Agradeço à minha família biológica, em especial minha mãe, Maria de Fátima Silveira e meu irmão Felipe, não teria sido possível sem vocês.

Agradeço imensamente aos colegas que agiram diretamente para o término desta dissertação: Ana Paula Krelling e Wandrey Watanabe, muito obrigado por dedicar um pouco de tempo a este trabalho e pelas valiosas dicas.

[Epígrafe]

[Autor]

Resumo

A Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) é um dos principais componentes da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico e, portanto, é determinante para a manutenção do clima global. Ela é gerada nas regiões subpolares do Atlântico Norte e transporta as águas formadas neste sítio para o Hemisfério Sul. A sua trajetória bem como a sua variabilidade têm sido estudada ao longo dos tempos, mas informações acerca desta corrente no Atlântico Sul ainda são escassas. Estudos recentes mostram que ao sul da latitude de 8°S a CCP se quebra em vórtices anticiclônicos e se propagam para sul. Reunimos um amplo conjunto de dados observacionais de cruzeiros oceanográficos e os utilizamos para observar estas feições ao largo da costa leste brasileira. Utilizamos o cálculo geostrofico referenciado em 4000 dbar a partir dos dados hidrográficos destes. Os resultados do cálculo geostrofico confirmam os achados na literatura, identificando estruturas vorticais com diâmetros entre 162 e 220 m e velocidades azimutais máximas ultrapassando 25 cm s⁻¹. Um fundeio correntográfico instalado nas imediações da latitude 11°S pela Universidade de Kiel no início do século foi utilizado para avaliar a regularidade e sazonalidade na formação dos anticiclones. Foi conferido que a formação de vórtices possui uma modulação sazonal, ocorrendo predominantemente em períodos que se observa uma maior intensidade da CCP, ou seja, de abril a setembro. Os resultados de simulação global do modelo HYCOM nos permitiram analisar a região de estudo de forma mais ampla, tanto espacial como temporalmente. A análise dos resultados de modelo sugere que a ocorrência de vórtices anticiclônicos da CCP entre 11°S e 20°S é bem regular e se propaga com velocidade de translação média de 5 cm s⁻¹, porém é severamente interrompido ao se deparar com a complexa topografia ao sul de 17°S. Entre os obstáculos topográficos, podemos destacar a Cadeia de Abrolhos (principalmente), o Monte Submarino Hot Spur e a Cadeia Vitória Trindade, sendo que este último deflete para leste o escoamento associado provavelmente a uma CCP reestabelecida. Embora os anticiclones da CCP tenham sido descritos há mais de uma década, acreditamos ser este o trabalho que primeiro mostra o destino e a destruição dessas feições ao largo da margem continental leste brasileira.

Palavras-chave: Corrente de Contorno Oeste Profunda, anticiclone, geostrofia, Circulação de Revolvimento Meridional

Abstract

The Deep Western Boundary Current (DWBC) is one of the main components of the Atlantic Meridional Overturning Circulation and is therefore determinant in the maintenance of the global climate. This current has its origins in the subpolar region of the North Atlantic and transports the water mass formed at deep levels to the Southern Hemisphere. Its path as well as its variability have been studied in the last twenty years but information about the DWBC in the South Atlantic are still sparse. Recent investigations showed that the DWBC breaks into large anticyclonic eddies at around 8°S. In this work, we gathered an ample observation data set of oceanographic cruises and used them to describe the vortical rings off the Eastern Brazilian coast. We employed the classic dynamics method referenced to 4,000 dbar to infer geostrophic velocity patterns from the data set. We identify vortical structures of typically 162-220 km of diameter and azimuthal velocities higher than 25 cm s⁻¹. A currentmeter mooring deployed by the University of Kiel in the beginning of the century was used to investigate regularity and seasonality of the eddy formation and their passing of the 11°S parallel. We found by inspecting the 5-year time series that there are about 3,7 events/year and a seasonal modulation dictated by the strength of the DWBC. More rings are shed during the April-September season when the DWBC is more intense and transports more. We also analyzed the output of an assimilative global simulation by the *Hybrid Ocean Circulation Model* (HYCOM) Consortium after validating it with our observational data set. Our results indicate that the anticyclones propagate at a characteristic speed of about 5 cm s⁻¹ until they interact with complex seamount topography at 17°S. The topography is formed by the Abrolhos Ridge (17°S), the Seamount Hot Spot (18°S) and the Vitória-Trindade Ridge (20°S). Moreover, it seems that the vast majority of the vortical features are destroyed on the northernmost obstacle - the Abrolhos Ridge. Only a few survive and are destroyed south. It seems from the analysis that a re-coalesced DWBC exists nearby 20°S, where it veers east and flows toward the interior of the Atlantic Ocean basin. We should emphasize that despite the DWBC anticyclones original description is more than a decade old, this is the first work to describe the fate of these large rings off the Eastern Brazil Continental Margin.

Keywords: Deep Western Boundary Current, anticyclone, geostrophy, Meridional Overturning Circulation

Sumário

Lista de Figuras	p. ix
Lista de Tabelas	p. xv
1 Introdução	p. 1
1.1 Contextualização teórica	p. 1
1.2 Gênese da Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico	p. 4
1.3 A CCP na região equatorial	p. 5
1.4 Vórtices da CCP ao sul de 8°S	p. 8
1.5 Questões Científicas e Hipóteses	p. 13
1.5.1 Objetivos	p. 14
2 Conjunto de dados	p. 15
2.1 Preâmbulo	p. 15
2.2 Dados Observacionais	p. 15
2.2.1 Os cruzeiros MARSEAL	p. 15
2.2.2 Comissões Oceano Leste I/II	p. 16
2.3 O Fundeio correntográfico K4	p. 18
2.4 Simulações Numéricas	p. 19
2.4.1 Modelo de circulação global - HYCOM	p. 19
3 Análise e Interpretação das Observações	p. 21
3.1 Preâmbulo	p. 21

3.2	Métodos de análise dos dados observacionais	p. 21
3.2.1	Pré-processamento	p. 21
3.2.2	Estimativas geostróficas	p. 24
3.2.3	Mapeamento Objetivo	p. 25
3.2.4	Análise Morfométrica	p. 26
3.2.5	Validação do Método geostrófico	p. 27
3.3	Mapeamento objetivo dos vórtices da CCP utilizando ADCP de casco .	p. 28
3.4	Validação do Método Geostrófico	p. 30
3.5	Cruzeiros MARSEAL: A circulação profunda entre 10 e 14°S	p. 32
3.5.1	Correntes Geostórficas	p. 33
3.5.2	Vorticidade Relativa e Número de Rossby	p. 36
3.6	Cruzeiros Oceano Leste: Circulação profunda entre 10° e 17°S	p. 39
3.7	Análise do fundeio correntográfico K4	p. 42
4	Análise das simulações globais	p. 45
4.1	Preâmbulo	p. 45
4.2	Validação do Experimento Assimilativo 19.1	p. 45
4.3	Campos médios	p. 49
4.4	A Translação e Destruição dos anticiclones da CCP ao sul de 11°S . . .	p. 50
4.4.1	Diagramas Hovmöller	p. 51
4.4.2	Cálculo da velocidade de translação	p. 55
4.5	Fundeios Sintéticos	p. 57
5	Sumário e Conclusões	p. 60
5.1	Recomendações para trabalhos futuros	p. 62
	Referências Bibliográficas	p. 63

Lista de Figuras

1.1	Representação esquemática do modelo de circulação profunda postulado por Stommel e Arons (1960b)	p. 2
1.2	Representação esquemática da circulação de revolvimento global segundo Lumpkin e Speer (2007).	p. 3
1.3	Representação esquemática da circulação promediada no domínio da APAN para o Alântico Sul (STRAMMA; ENGLAND, 1999). FAZER FIGURA PRÓPRIA PARA REPRESENTAR O ATLÂNTICO TODO.	p. 5
1.4	Seção de salinidade média para 9 comissões de CTD ao longo de 5 °S. As isopícnas estão sobrepostas separando as camadas de fluxo (SCHOTT <i>et al.</i> , 2005)	p. 6
1.5	Média do registro de velocidades da CCP a a partir de radial correntográfica ao longo do paralelo de 44°W. As posições dos fundeios são mostradas no topo da figura e as posições dos instrumentos são marcadas pelos pontos pretos acompanhadas da média da corrente. A média do transporte da CCP foi definida a partir da isotaca de 0 cm s ⁻¹ (FISCHER; SCHOTT, 1997).	p. 7
1.6	Seção vertical de velocidades médias observadas em 5°S (média de 9 seções) segundo Schott <i>et al.</i> (2005). Valores positivos para o norte.	p. 8
1.7	Seção vertical de velocidades médias observadas 11°S (média de 5 seções), segundo Schott <i>et al.</i> (2005). Valores positivos para o norte.	p. 9
1.8	(a) Instantâneos de velocidade paralela a costa medida por LADCP durante março de 2000. diamantes indicam as posições dos perfis. Os diamantes indicam as posições dos perfis.(b) Distribuição de velocidade paralela a costa obtida pelo modelo para os dados de fundeio. Os círculos pequenos indicam as series de tempo de velocidade utilizados. Adaptado de Dengler <i>et al.</i> (2004)	p. 10

1.9	Resultado do modelo FLAME. Instantâneo dos vetores de velocidade e distribuição de temperatura na profundidade de 1900 m durante o inverno no Hemisfério Sul resultante do modelo FLAME, forçado com climatologia (DENGGLER <i>et al.</i> , 2004).	p. 11
1.10	Representação dos dois ramos predominantes do fluxo da CCP na costa leste brasileira. Destacado em vermelho está o fluxo em direção ao sul bordejando o contorno oeste. Os azuis indicam o escoamento para leste originado próximo a CVT. Ao fundo o campo de velocidade em 2000 m, derivado das dados Argo (GARZOLI <i>et al.</i> , 2015).	p. 13
2.1	Malha amostral dos cruzeiros oceanográficos MARSEAL. Os pontos brancos demarcam as posições das estações oceanográficas. O percurso de perfilagem do ADCP de casco 38 kHz estão apresentados pelas linhas amarelas.	p. 16
2.2	Malha amostral do cruzeiro oceanográfico OLI. Os pontos demarcam as posições das estações hidrográficas.	p. 17
2.3	Malha amostral do cruzeiro oceanográfico OLII. Os pontos demarcam as posições das estações hidrográficas.	p. 17
2.4	Mapa de localização da linha de fundeios K da universidade de Kiel (DENGGLER <i>et al.</i> , 2004; SCHOTT <i>et al.</i> , 2005). O fundeio K4 está destacado em vermelho.	p. 18
2.5	Instantâneo de velocidade para a profundidade de 2000 m, oriundo da simulação global do modelo HYCOM. Magnitude de corrente representada em tons de verde sob os vetores de velocidade. Instantâneo representando o dia 20/12/2012.	p. 20
3.1	Resultado do pré-processamento de dados hidrográficos, exemplificado pela Estação 49 do cruzeiro MARSEAL I. (A) Perfis verticais de Temperatura Potencial (T); dados brutos (curva vermelha) e dados processados (curva azul). (B) Perfil vertical de Salinidade Prática (S); dados brutos (curva magenta) e pré-processados (curva ciano). (C) Diagrama de estado dos dados T e S pré-processados. Para exemplificar melhor a divergência entre os dados brutos e pré-processados apresentamos os perfis de propriedades (A) e (B) apenas entre 50 e 300 m.	p. 23

3.2	Distribuição horizontal dos vetores de velocidade (m s^{-1}) perfilados por ADCP de casco de 38 kHz processados pelo <i>software</i> CODAS para os cruzeiros (A) MARSEAL I (abril de 2014) e (B) MARSEAL II (novembro de 2014).	p. 23
3.3	Mapeamento objetivo de função de corrente observada para o cruzeiro MARSEAL I, nível de 700m. Os pontos brancos representam as os pontos de ADCP de casco utilizados para o mapeamento.	p. 28
3.4	Mapeamento objetivo de função de corrente observada para o cruzeiro MARSEAL II, nível de 700m. Os pontos brancos representam as os pontos de ADCP de casco utilizados para o mapeamento..	p. 30
3.5	Comparação entre o mapeamento de função corrente e velocidades não divergentes realizado usando os dados de ADCP de casco (A) e o campo termohalino (B), para o nível de 700 m.Os pontos em branco representam os pontos de perfilagem de CTD que por consequência serviram de referência para a seleção dos dados de ADCP próximos a estes. Comparação realizada com o cruzeiro MARSEAL I (abril de 2014.)	p. 31
3.6	Mapeamento objetivo de função de corrente geostrófica para o cruzeiro MARSEAL I, nível de 1800 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.	p. 33
3.7	Seção vertical de velocidade geostrófica da terceira radial do cruzeiro MARSEAL I.Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização da radial sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.6.	p. 34
3.8	Mapeamento objetivo de função de corrente geostrófica para o cruzeiro MARSEAL II, nível de 1800 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.	p. 35
3.9	Seções verticais de velocidade geostrófica da terceira radial do cruzeiro MARSEAL II. Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização da radial sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.8. A linha preta tracejada indica a profundidade em que o mapa de ψ foi apresentado .	p. 36
3.10	Mapeamento objetivo a partir das velocidades medidas por ADCP de casco em 700 m para vorticidade relativa (4.2a) e número de Rossby correspondente (4.2b). Observações são referentes ao Cruzeiro MARSEAL I.	p. 38

3.11	Mapeamento objetivo a partir das velocidades geostróficas em 1800 m para vorticidade relativa (4.2a). Observações são referentes ao Cruzeiro MARSEAL I.	p. 39
3.12	Mapa de distribuição de função de corrente geostrófica para a operação Leste I, nível de 2000 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas. .	p. 40
3.13	Mapa de distribuição de função de corrente geostrófica para a operação Leste II, nível de 2000 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas. .	p. 41
3.14	Seção vertical de velocidade geostrófica da radial 1 do cruzeiro OL2. Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização do transecto sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.13. A linha preta tracejada indica a profundidade em que foi plotado o mapa de ψ	p. 42
3.15	Série temporal de velocidade paralela às isóbatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004. Os eventos que ultrapassaram o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere a velocidades nulas ($v=0$). O sombreado em amarelo desta a faixa temporal em que segundo Dengler <i>et al.</i> (2004) considera uma maior intensidade na CCP.	p. 43
4.1	Mapeamento objetivo do campo de função de corrente a partir das velocidades do dia 19 de abril de 2004 do E19.1 no nível de 2000 m.	p. 47
4.2	Mapeamento objetivo a partir das velocidades do dia 19 de abril de 2004 do E19.1 no nível de 2000 m da vorticidade relativa (4.2a) e número de Rossby correspondente (4.2b).	p. 48
4.3	Seção vertical de velocidades em 12,5°S do dia 19 de abril de 2004 do E19.1. A linha tracejada corta o nível de 2000 m.	p. 48
4.4	Circulação média obtida utilizando o E19.1 das rodadas assimilativas do modelo HYCOM. Magnitude de corrente representada em tons de verde sob os vetores de velocidade. A média foi calculada entre o dia 01/08/1995 a 31/12/2012.	p. 49

- 4.5 Diagrama de Hovmöller de anomalia da altura da superfície do mar. A origem (0 km) é localizada nas Antilhas e o Canal de Yucatan(CY) é localizado em 3500 km. A localização do canal de Yucatan e da elevação da Nicarágua são indicados na porção superior. Os asteriscos localizados no YC marcam a data de emissão dos vórtices. p. 51
- 4.6 Trajetória usada para montar diagrama de Hovmöller à seguir sob o mapa médio de vorticidade relativa e vetores de velocidade resultantes do experimento 19.1 do modelo global HYCOM em um nível de 2000 m. As regiões geográficas são o Banco de Abrolhos (BA) e Cadeia Vitoria Trindade (CVT). p. 53
- 4.7 Diagrama de Hovmöller de vorticidade relativa. A origem é localizada por volta de 10°S, o extremo leste do Banco Royal Charlotte na distância de 1200 km, o Canal Banco de Abrolhos-Hot Spur em 1600 km e a Cadeia Vitória-Trindade em aproximadamente 2100 km, como indicado pelas estrelas vermelhas na Figura 4.6. As linhas tracejadas negras demarcam a posição das bandas de $\zeta < 0$, que indica a descontinuidade da translação das estruturas anticiclônicas. p. 54
- 4.8 (a) Transformada de Radon normalizada do diagrama de Hovmöller apresentado na Figura 4.7; e (b) o desvio-padrão da transformada de Radon em função do ângulo do espaço de Radon. p. 56
- 4.9 Mapa de localização dos fundeios sintéticos extraídos do E19.1, destacado pelas estrelas azuis e com a posição geográfica do fundeio K4 marcada com uma estrela vermelha. p. 57
- 4.10 Série temporal de velocidade paralela às isobatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004 oriundo do modelo HYCOM global em um nível de 2000 m. Os eventos que ultrapassam o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere as velocidades nulas ($v=0$). O sombreado em amarela desta a faixa temporal em que segundo Dengler *et al.* (2004) considera uma maior intensidade na CCP. p. 58

- 4.11 Série temporal de velocidade paralela às isobatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004 oriundo do modelo HYCOM global em un nível de 2000 m. Os eventos que ultrapassam o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere as velocidades nulas ($v=0$). p.59

Lista de Tabelas

- 3.1 Figuras de mérito estatísticas para comparação entre as estruturas utilizadas na figura 3.5, para validação do método geostrófico. p.32

1 Introdução

1.1 Contextualização teórica

A circulação geral dos oceanos é dividida em duas partes. A circulação dos primeiros 1000 m é forçada predominantemente pelo padrão de ventos soprando sobre a superfície do oceano. Já a circulação profunda é regida por fluxos de densidade. A circulação dos primeiros 1000 m tem sido observada através do tempo e é, de certa forma, mais conhecida por sua relativa acessibilidade e impacto direto em importantes atividades como navegação e dispersão de poluentes (WUNSCH, 2002).

Um dos principais fatores que causa o movimento nos oceanos é o fornecimento de energia pela radiação solar. As variações meridionais na energia fornecida levam a diferenças regionais na estrutura termohalina dos oceanos. A circulação oceânica, portanto, modifica a distribuição de temperatura e salinidade, que são estritamente relacionadas com o clima, afetando também a distribuição de gases dissolvidos nos oceanos, assim, influenciando a distribuição da vida marinha e do clima (DEFANT, 1961).

Assim, águas gelidas e mais salgadas afundam nas regiões polares e ocupam porções abaixo da pycnoclina permanente. Seus movimentos, em termos de circulação de grande escala, precisam ser compensados pelo movimento em direção oposta a níveis mais rasos. Esses movimentos, de orientação dominante norte-sul são atualmente referidos como Circulação de Revolvimento Meridional (MOC - Meridional Overturning Circulation) (SCHMITZ, 1995).

A dinâmica oceânica profunda foi originalmente explicada utilizando os conceitos de conservação de vorticidade potencial (STOMMEL, 1959; STOMMEL; ARONS, 1960a; STOMMEL; ARONS, 1960b). No seu modelo idealizado do padrão de circulação em bacias oceânicas, Stommel e Arons (1960b) consideram a existência de duas regiões de formação de massas de água abissais, uma no Atlântico Norte e outra no mar de Weddel. É considerada também uma distribuição uniforme da ascensão de água das zonas abissais

às camadas superiores como parte de um mecanismo geral para a circulação termohalina.

A existência de um escoamento profundo em direção sul ao longo da margem oeste da bacia do Atlântico Norte foi proposta primeiramente por Stommel *et al.* (1958). As fontes de formação de água profunda foram definidas como no mar da Groenlândia (Figura 1.1). Essas massas de água preenchem a camada inferior do oceano, podendo causar o soerguimento da interface entre esta camada e a camada superior se não houver difusão turbulenta descendente. Este soerguimento causa o estiramento das colunas de água no oceano profundo que requer um deslocamento das colunas de água em direção aos polos para conservar a vorticidade potencial. O escoamento na camada inferior do oceano portanto, é contra intuitivo, uma vez que o transporte das massas de água profundas seria em direção das regiões de formação das mesmas (TALLEY *et al.*, 2011).

Figura 1.1: Representação esquemática do modelo de circulação profunda postulado por Stommel e Arons (1960b)

Um conceito didático para descrever a circulação dos oceanos forçada pelos fluxos de densidade foi introduzido por (BROECKER, 1987), que considera a importância dos dois sítios de formação propostos no modelo de Stommel. Refere-se ao “*The great ocean conveyor belt*”, que trata da circulação oceânica de uma forma global e destaca como a feição mais importante dessa circulação a produção de águas profundas do Atlântico Norte. Foi justamente da ideia da grande esteira de revolvimento meridional que a literatura passou a reconhecer como MOC.

Esse conceito apresentado é importante para entender a circulação oceânica de uma forma integrada aos fenômenos atmosféricos, que são de importante entendimento para a conjuntura climática atual. Broecker *et al.* (1991) propõe que as mudanças na circulação termohalina são responsáveis por fortes e abruptas mudanças climáticas experimentadas pela bacia do Atlântico Norte durante a última era glacial.

Diversos autores modernos adicionaram complexidade às células de revolvimento dominantes em cada oceano e poliram o conceito da MOC (SCHMITZ, 1995; RAHMSTORF, 2002; LUMPKIN; SPEER, 2007; KUHNBRODT *et al.*, 2007, e.g.). Dessas podemos destacar a MOC do Atlântico que contém a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) a qual tem sua formação no Atlântico Norte e no Oceano Austral, especificamente na divergência Antártica (TALLEY *et al.*, 2011). Uma segunda circulação associada a Água Antártica de Fundo (AFA) formada no sul se orienta para norte adjacente ao assoalho oceânico (Figura 1.2). Entretanto, o volume perdido de APAN pela advecção associada a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) não é inteiramente compensado pelo escoamento da AFA para o norte. É necessário que águas de superfície, piconclina e intermediária adentrem o Atlântico do Índico via sul da África (LUMPKIN; SPEER, 2007).

Figura 1.2: Representação esquemática da circulação de revolvimento global segundo Lumpkin e Speer (2007).

1.2 Gênese da Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico

A Corrente de Contorno Oeste profunda do Atlântico (CCP) é o jato que transporta APAN interhemisfericamente. Portanto, é responsável por conectar as fontes de água profunda do Atlântico Norte à CCA. A CCP foi observada primeiramente por Swallow e Worthington (1961). Uma estimativa precisa do transporte da CCP é importante para o estudo de balanço de calor nos oceanos (LAI, 1984).

Mais detalhadamente, as águas profundas do Atlântico Norte são formadas nas regiões subpolares, Mar da Groenlândia e Mar do Labrador. A CCP transporta essas massas de água em direção ao equador atravessando os subtrópicos e trópicos e é advectada para outras bacias oceânicas, como já relatado. O fluxo na porção profunda do Atlântico em direção ao sul é compensado por um fluxo mais superficial em direção ao norte e juntos integram a MOC do Atlântico (MOLINARI *et al.*, 1998). A Figura 1.3, representa esquematicamente a circulação promediada no domínio da APAN para o Atlântico Sul. A taxa de formação de APAN foi estimada utilizando datação de radiocarbono por Broecker (1979) com valores superiores a 20 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Os dois sítios de formação do Atlântico Norte são responsáveis por mais de 90% do volume de APAN (GORDON, 1986).

Richardson (1977) estimou um transporte para a CCP de 24 Sv nas proximidades do cabo Hatteras entre 1200 e 2400 m de profundidade. A CCP flui em direção ao equador bordejando a plataforma continental oeste em profundidades que chegam a ser mais rasas que 700 m e se estendendo até 4000 m. Alguns autores consideram que a CCP se estende de 700 a 4000 m, enquanto outros consideram apenas o seu fluxo mais profundo (PICKART, 1992).

Figura 1.3: Representação esquemática da circulação promediada no domínio da APAN para o Alântico Sul (STRAMMA; ENGLAND, 1999). FAZER FIGURA PROPRIA PARA REPRESENTAR O ATLANTICO TODO.

1.3 A CCP na região equatorial

A APAN é comumente separada em três camadas: APAN superior (APANs), média (APANm) e inferior (APANi). Estas são definidas por um máximo de salinidade para a APANs e dois máximos de oxigênio para a APANm e APANi (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Medições com traçadores hidroquímicos e análises históricas de hidrografia mostram que parte da APANs, ao cruzar o equador, flui para leste ao longo do mesmo, enquanto a APANm e APANi seguem em direção sul ao longo do contorno oeste topográfico (SCHOTT *et al.*, 1993; REID, 1989). A distribuição vertical dos subtipos da APAN ao longo do contorno oeste em 5 °S é exibida na Figura 1.4.

Schott *et al.* (1993), utilizando dados de fundeio, encontraram um transporte médio para a CCP de 17 Sv, ao cruzar o equador, em 44°W. Fischer e Schott (1997), utilizando a mesma série de fundeios observaram velocidades de 21,2 cm s⁻¹ no núcleo da CCP (1500 – 2100 m). A sequência de fundeios indica que nessa latitude a corrente encontra-se bem concentrada junto à topografia, apresentando uma redução de velocidade em sentido offshore (Figura 1.5). Com o conjunto de correntômetros dos fundeios, foi estimado que a CCP possui uma largura de aproximadamente 90 km, que corrobora as estimativas realizadas por Richardson e Schmitz (1993), a partir de dados de flutuadores isopícnais.

Figura 1.4: Seção de salinidade média para 9 comissões de CTD ao longo de 5 °S. As isopícnais estão sobrepostas separando as camadas de fluxo (SCHOTT *et al.*, 2005)

Ainda no estudo de Schott *et al.* (1993) foi identificado que a variabilidade da CCP está associada às modificações na magnitude do jato. Assim, a CCP, em razão de seu meandramento, apresenta picos de variabilidade com períodos de 60 dias e 20-30 dias.

Fischer e Schott (1997) utilizando o mesmo conjunto de observações fizeram análise de funções ortogonais empíricas (FOE) e observaram que o primeiro modo explica 91% do total da variância e é associado à variação da magnitude da corrente. A análise da série temporal do FOE dominante revelam um ciclo de menos de 7 Sv em setembro-janeiro a 25 Sv em janeiro-fevereiro, definindo assim um ciclo sazonal da CCP.

Fischer e Schott (1997) comparando o escoamento paralelo à costa e perpendicular à costa para o fundeio mais próximo a topografia (K359), encontraram uma variância 35 vezes maior para o escoamento paralelo à costa do que o perpendicular à mesma. Porém, dividindo os registros em períodos de alta e baixa intensidade, foi encontrada uma variância 21(10) vezes maior para a velocidade paralela à costa em períodos de maior (menor) intensidade da CCP. Esse comportamento indica que ocorre uma variabilidade na intensidade da CCP na região equatorial em aproximadamente 44°W bem como que em períodos de escoamento mais fraco ocorre maior meandramento da corrente.

Figura 1.5: Média do registro de velocidades da CCP a a partir de radial correntográfica ao longo do paralelo de 44°W. As posições dos fundeios são mostradas no topo da figura e as posições dos instrumentos são marcadas pelos pontos pretos acompanhadas da média da corrente. A média do transporte da CCP foi definida a partir da isotaca de 0 cm s^{-1} (FISCHER; SCHOTT, 1997).

Em 5°S, a CCP transporta em termos médios temporalmente cerca de 20 Sv de APAN em direção sul (DENGLER *et al.*, 2004). Schott *et al.* (2005) descreveram a circulação média em 5° e 11°S por medições diretas de velocidade. Em 5°S, todas as seções mostram um escoamento em direção sul com máximos de velocidades na porção mais superficial da APAN e um transporte de 12-39 Sv a oeste de 33,5°W. O transporte médio para sul da CCP, entre $\sigma_1=32,15 \text{ kg m}^{-3}$ e $\sigma_4=45,90 \text{ kg m}^{-3}$ é de $25,5 \pm 8,3 \text{ Sv}$ (Figura 1.6). Em 11°S as seções de velocidade mostram um escoamento bem similar ao encontrado em 5°S, porém é observado um escoamento no sentido norte com velocidades próximas a 10 cm s^{-1} na faixa de profundidade da APANs.

Figura 1.6: Seção vertical de velocidades médias observadas em 5°S (média de 9 seções) segundo Schott *et al.* (2005). Valores positivos para o norte.

1.4 Vórtices da CCP ao sul de 8°S

Analisando séries temporais de fundeio equipados com perfiladores acústicos de corrente por efeito Doppler (ADCP) em 11°S, Dengler *et al.* (2004) também observaram um sinal de flutuações intrasazonais com períodos de 60 e 70 dias. Essas flutuações se destacam entre as profundidades de 1000 e 3000 m, com um máximo de energia cinética turbulenta em aproximadamente 2000 m, coincidindo com o núcleo da CCP em 5°S. Assim como Fischer e Schott (1997), Dengler *et al.* (2004) encontraram flutuações na magnitude da corrente que podem ultrapassar 20 cm s^{-1} .

Dengler *et al.* (2004), mostraram, que o transporte da CCP a sul de 5°S se dá por meio da propagação de vórtices anticiclônicos, com núcleo em 2000 m e máximo de velocidade em sua porção mais costeira e velocidades menores na sua porção oceânica, onde as velocidades podem chegar a 10 cm s^{-1} (Figura 1.7). Dengler *et al.* (2004), sugerem que exista uma sazonalidade na formação dos vórtices da CCP. Esta sazonalidade estaria associada à variações da intensidade da CCP entre 4 e 8°S.

As seções de 11°S revelam um padrão que permite a inferência da estrutura dos anticiclones da CCP. Observemos na Figura 1.7 que existem dois lobos que se estende de 500 m a 3500 m com sentidos inversos de circulação. Como descrito no parágrafo anterior o

lobo costeiro é mais intenso que o lobo oceânico.

O transporte para sul estimado para as três camadas de APAN é de $35,5 \pm 14,7$ Sv, com uma recirculação na porção mais oceânica de $10,9 \pm 16,0$ Sv. Como mostrado por Dengler *et al.* (2004), a estimativa de transporte em direção sul para essa seção é dificultada devido a migração dos vórtices anticiclônicos na região, uma vez que uma média mais próxima ao talude iria sugerir um transporte médio para sul não realístico (Figura 1.7).

Figura 1.7: Seção vertical de velocidades médias observadas 11°S (média de 5 seções), segundo Schott *et al.* (2005). Valores positivos para o norte.

As séries temporais de transporte da APAN em 11°S mostram um escoamento que pode variar de 60 Sv em direção sul a 20 Sv em direção norte, com desvio padrão de ± 14 Sv. Nesta latitude, a maior variabilidade observada ocorreu na faixa de profundidade da APAN, com flutuações de período entre 60 a 70 dias. Em média, o núcleo da CCP situa-se em 2000 m de profundidade e a velocidade referente ao lobo oceânico em direção norte é de $3\text{-}4 \text{ cm s}^{-1}$ (SCHOTT *et al.*, 2005).

Para quantificar a estrutura média e translação dos vórtices da CCP, Dengler *et al.* (2004) ajustaram um modelo de feição aos registros de correntômetros abaixo de 500 m de profundidade. Os parâmetros dos vórtices modelados foram obtidos para nove dos onze eventos capturados pelos fundeios no período compreendido entre março de 2000 e

fevereiro de 2002 (vide Figura 1.8). As escalas médias dos vórtices e os desvios padrão determinados do ajuste resultaram em uma amplitude gaussiana de $51 \pm 10 \text{ cm s}^{-1}$, um núcleo centrado em $2.110 \pm 190 \text{ m}$ e uma extensão vertical de $1.070 \pm 200 \text{ m}$.

A estrutura média dos vórtices obtida por Dengler *et al.* (2004) (Figura 1.8b) é similar à seção de velocidade observada em março de 2000 pelos mesmos autores (Figura 1.8a). Todos os vórtices observados possuem sentido anticiclônico e velocidades de translação em direção sul de $3,8 \pm 0,9 \text{ cm s}^{-1}$. O transporte dos vórtices em direção sul foi calculado com base nas velocidades em sentido sul maiores ou iguais que 1 cm s^{-1} (Figura 1.8b), excluindo a velocidade de translação dos mesmos. Em média, durante dois anos de registro, os vórtices transportaram 25 Sv em direção ao sul, dos quais 19 Sv estavam dentro dos limites da APAN, considerados entre 1200 e 3800 m. O transporte de APAN carregado pelos vórtices da CCP calculado por Dengler *et al.* (2004) em 11°S é similar ao transporte calculado para a CCP por Schott *et al.* (2002) em 5°S .

Figura 1.8: (a) Instantâneos de velocidade paralela a costa medida por LADCP durante março de 2000. diamantes indicam as posições dos perfis. Os diamantes indicam as posições dos perfis.(b) Distribuição de velocidade paralela a costa obtida pelo modelo para os dados de fundeio. Os círculos pequenos indicam as series de tempo de velocidade utilizados. Adaptado de Dengler *et al.* (2004)

Dengler *et al.* (2004) estudaram a circulação na região também através de modelagem numérica, utilizando o modelo FLAME (*Family of Linked Atlantic Model Experiments*). O resultado do modelo mostra que a CCP se quebra em vórtices anticiclônicos marcados por anomalias positivas de temperatura em seu interior (Figura 1.9) e com propagação para sul com velocidade média de 5 cm s^{-1} . Os termos de conversão de energia sugerem que instabilidades mistas (baroclínica e barotrópica juntas) são responsáveis pela formação dos vórtices da CCP. Estes autores corroboraram seus resultados com os de uma versão do HYCOM com resolução horizontal similar, que também mostrou a formação dos vórtices em 8°S (DENGLER *et al.*, 2004).

Figura 1.9: Resultado do modelo FLAME. Instantâneo dos vetores de velocidade e distribuição de temperatura na profundidade de 1900 m durante o inverno no Hemisfério Sul resultante do modelo FLAME, forçado com climatologia (DENGLER *et al.*, 2004).

Dengler *et al.* (2004) sugerem que a sazonalidade da geração dos vórtices é causada por variações sazonais na intensidade da CCP entre 4° e 8°S. Entre abril e setembro uma CCP mais intensa leva a uma maior geração de vórtices; Já entre outubro e março uma CCP mais fraca continua sua trajetória em sentido sul como um escoamento aproximadamente laminar ao sul de 8°S. Os mesmos autores especulam que variações de longo período na MOC podem estar relacionadas com fases de uma CCP mais estável ou com intensa geração de vórtices. Chamamos atenção que, no entanto, talvez por falta de comprovação com observações, os resultados do FLAME são apenas discutidas até 15°S. Ou seja, o destino dos vórtices da CCP ao enfrentar topografias mais complexas ao sul de 16°S não foi abordado.

Historicamente, Reid (1989) a partir de mapeamento da anomalia de geopotencial em 3000 dbar em relação ao nível de 3500 dbar constataram que parte da CCP flui para o interior da bacia oceânica nas proximidades de 25°S, gerando uma frente de alta salinidade e oxigênio que se estende até próximo à cordilheira meso oceânica. Hogg e Owens (1999) a partir de flutuadores lagrangeanos, concluíram que uma linha de montes submarinos de orientação leste-oeste e mais rasos que 2000 m (conhecida como Cadeia Vitória-Trindade, CVT), interrompe o fluxo da CCP em direção sul. Com este obstáculo, especulamos que os vórtices não se propagariam para sul e sim para leste. As trajetórias dos derivadores analisadas pelos mesmos autores, em sua maioria, indicaram que não há continuação do fluxo da CCP ou de seus vórtices junto à costa ao sul de 20°S .

Garzoli *et al.* (2015), utilizando-se da climatologia de flutuadores Argo evidenciaram que existem dois ramos predominantes no fluxo da CCP após a CVT: um ramo dominante em direção sul ao largo da costa brasileira, e outro em direção ao interior da bacia (GARZOLI *et al.*, 2015). O primeiro padrão de escoamento, (Figura 1.10, destacado em vermelho) separa-se da topografia em 38°S, região da confluência Brasil-Malvinas, e continua em direção sul até 45°S. O escoamento para leste (Figura 1.10, destacado em azul) pode ser dividido em dois padrões de escoamento, ambos entre as latitudes de 18° e 25°S. Destes, o mais intenso está localizado entre 18° e 20°S, na região da CVT (GARZOLI *et al.*, 2015). No entanto, nenhum detalhe é fornecido acerca de se a corrente mapeada pela climatologia consiste nos anticiclones promediados ou onde e se a CCP se reintegra.

Figura 1.10: Representação dos dois ramos predominantes do fluxo da CCP na costa leste brasileira. Destacado em vermelho está o fluxo em direção ao sul bordejando o contorno oeste. Os azuis indicam o escoamento para leste originado próximo a CVT. Ao fundo o campo de velocidade em 2000 m, derivado das dados Argo (GARZOLI *et al.*, 2015).

1.5 Questões Científicas e Hipóteses

A revisão apresentada ao longo desta seção mostra que a informação acerca da estrutura e variabilidade espaço temporal do escoamento da CCP bordejando a costa leste brasileira é bastante limitada. As feições de mesoescala associadas a esse escoamento são descritas em poucas referências citadas na revisão bibliográfica acima. É inexistente a utilização de dados sinóticos obtidos por grupos de estudo nacionais e informações sobre a trajetória dessas estruturas descritas como propagantes (ou seja, os anticiclones) e também a descrição tridimensional dos anticiclones a partir de observações de LADCP e/ou dados hidrográficos. A ausência de trabalhos descritivos que preencham a lacuna entre 10-20°S motiva-nos a formular as seguintes questões:

1. Quais as dimensões horizontais dos anticiclones da CCP e seu transporte?
2. Qual a frequência de passagem dos vórtices pela latitude de 11°S?
3. Qual o destino dos vórtices da CCP ao sul de 15°S?

Portanto, face às questões levantadas, as a serem testadas neste trabalho são:

- As características morfométricas dos vórtices da CCP estimadas geostroficamente por dados hidrográficos confirmam os achados de Dengler *et al.* (2004).
- A formação dos anticiclones da CCP apresentam modulação sazonal.
- Os vórtices da CCP seguem a margem continental leste até cerca de 17°S quando migram para o interior da Bacia do Atlântico Sul.

1.5.1 Objetivos

O objetivo central da dissertação é a descrição da circulação profunda, mais especificamente no nível de núcleo da CCP, ao largo da costa leste brasileira, com enfoque na formação e propagação dos vórtices anticiclônicos da CCP e o efeito dos montes submarinos em sua translação. Para tal, serão utilizados conjuntos de dados sinóticos e de resultados de simulação numérica global. Para atender a este objetivo geral, formulamos os seguintes objetivos específicos:

1. Descrever morfometricamente os vórtices da CCP utilizando dados observacionais hidrográficos através de cálculo geostrófico.
2. Avaliar o efeito dos montes submarinos nos vórtices da CCP a partir de saídas de modelo global validado por observações.
3. Estimar a frequência de passagem, inferir eventual modulação sazonal a partir dos dados correntográficos da série completa. dos fundeios à 11°S da Universidade de Kiel (SCHOTT *et al.*, 2005; DENGLER *et al.*, 2004)
4. Estimar a velocidade de propagação dos vórtices da CCP a partir de saídas de modelo global validado pelas observações.

2 *Conjunto de dados*

2.1 Preâmbulo

Para atingir os objetivos do presente trabalho, utilizamos dados observacionais (hidrográficos e correntográficos) e resultados de simulação de modelo numérico global. Entre os dados observacionais, temos o projeto de caracterização física da bacia Sergipe-Alagoas (MARSEAL), financiado e cedido pela PETRÓLEO BRASILEIRO S.A (PETROBRAS), assim como dados fornecidos pela Marinha do Brasil (MB), pertencentes às operações Oceano Leste I e II (OLI / OLII). Examinamos também alguns aspectos da circulação profunda utilizando resultados de saída da simulação global assimilativa do Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM).

2.2 Dados Observacionais

2.2.1 Os cruzeiros MARSEAL

Os cruzeiros MARSEAL foram realizados como parte do projeto Caracterização da Oceanografia Física da Bacia de Sergipe e Alagoas. A região de estudo compreende a área da plataforma, talude continental e bacia oceânica entre aproximadamente 10 e 14°S e entre 33 e 38°W. Em cada etapa foram realizadas 57 perfilagens com CTD *Seabird* com frequência amostral de 15 Hz (Figura 2.1). Para descrição dos padrões verticais e horizontais de corrente, utilizamos os dados de ADCP de casco de 38 kHz com alcance máximo de 1200 m de profundidade, dependendo das condições de navegabilidade e transparência da água. Os cruzeiros foram realizados em abril (MARSEAL I) e novembro (MARSEAL II) de 2014.

Figura 2.1: Malha amostral dos cruzeiros oceanográficos MARSEAL. Os pontos brancos demarcam as posições das estações oceanográficas. O percurso de perfilagem do ADCP de casco 38 kHz estão apresentados pelas linhas amarelas.

2.2.2 Comissões Oceano Leste I/II

A comissão Oceano Leste contém, até o presente, duas campanhas oceanográficas de coleta de dados, a Oceano Leste I e Leste II (OL I/OL II), entre as latitudes de, 10 e 20°S e as longitudes 33 e 40°W. As comissões foram realizadas no escopo do Plano de Coleta de Dados da Marinha do Brasil, voltado ao aprofundamento do conhecimento ambiental em áreas importantes ao comércio marítimo, à economia e à segurança nacional.

A Comissão Oceano Leste I foi realizada em novembro de 2001, possuindo apenas dados hidrográficos, totalizando 113 estações de CTD, estações estas dispostas em 13 radiais (Figura 2.2). A Comissão Oceano Leste II foi conduzida a bordo do N.Oc. Antares durante o verão de 2005 e ocorreu ao longo da costa do ES à AL, totalizando 112 estações de CTD, distribuída em 12 radiais (Figura 2.3). As perfilagens verticais nas estações foram efetuadas por meio do CTD *SeaBird SBE 9Plus*, com frequência amostral de 24 Hz. Para este estudo não foram utilizados todas as radiais das comissões, portanto nos concentramos em mostrar os resultados entre as latitudes de 10 e 17°S.

Figura 2.2: Malha amostral do cruzeiro oceanográfico OLI. Os pontos demarcam as posições das estações hidrográficas.

Figura 2.3: Malha amostral do cruzeiro oceanográfico OLII. Os pontos demarcam as posições das estações hidrográficas.

2.3 O Fundeio correntográfico K4

Entre os dados observacionais, utilizamos um fundeio correntográfico no intento de analisar e identificar os anticiclones da CCP na planície abissal adjacente à bacia Sergipe-Alagoas e investigar a frequência de ocorrência dos eventos. Em março de 2000, uma seção com cinco fundeios, K1-K5, foi instalada em 11°S pela Universidade de Kiel em águas territoriais brasileiras. Os fundeios K1 ao K4 continuaram operantes até agosto de 2004. Nos níveis mais profundos, as correntes foram registradas por correntógrafos a rotor Aanderaa e correntógrafos acústicos. Utilizamos o correntógrafo do fundeio K4 localizado na cota de 1900 m e nas coordenadas 10°56,5'S; 34°59,5'W, sobre a isóbata de 4110 m (Figura 2.4).

Figura 2.4: Mapa de localização da linha de fundeios K da universidade de Kiel (DENGLER *et al.*, 2004; SCHOTT *et al.*, 2005). O fundeio K4 está destacado em vermelho.

Utilizamos o registro de correntes rotacionado em 35° no sentido horário (relativamente ao Norte) de forma a representar melhor a circulação local de acordo com a orientação da radial K. Esses fundeios foram originalmente utilizados por Schott *et al.* (2005), porém com uma abordagem diferente da que realizamos nesse trabalho: os autores buscaram descrever séries temporais de transporte de volume. Dessa forma, analisamos somente a série temporal de velocidade meridional no nível de 1900 m do fundeio K4, de

modo a identificar inversões de velocidades que pudessem caracterizar os vórtices. Utilizamos como referência para considerar eventos em que temos anticiclones, velocidades que ultrapassem a média somada a um desvio padrão das velocidades registradas pelo correntógrafo.

2.4 Simulações Numéricas

2.4.1 Modelo de circulação global - HYCOM

O *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) é um modelo de circulação geral do oceano que resolve equações primitivas da hidrodinâmica e é empregado de diversas formas em instituições de pesquisa. A discretização do modelo HYCOM é formada por coordenadas verticais híbridas, isto é, pode utilizar níveis de pressão, isopícnais ou sigma (i.e., estiradas) forçado com uma resolução horizontal de $1/12,5^\circ$ e configurado verticalmente para 40 camadas.

O modelo possui rodadas assimilativas e não assimilativas, isto é, as saídas do modelo podem assimilar dados de satélite e dados *in situ* como temperatura da superfície do mar (TSM), assim como perfis verticais de temperatura e salinidade a partir de XBT's, flutuadores Argo e fundeios. O sistema utilizado para a assimilação é o *Navy Coupled Ocean Data Assimilation* (NCODA) (CUMMINGS; SMEDSTAD, 2013; CUMMINGS, 2005). Nesse estudo foram utilizadas tanto as rodadas assimilativas quanto as não assimilativas, dado que para as saídas mais recentes, a partir de 2013, o modelo possui apenas rodadas não assimilativas.

Os resultados do modelo foram utilizados para visualizar melhor a formação, evolução e translação dos vórtices da CCP. Também, buscou-se expandir o domínio da área coberta pela malha de dados hidrográficos para tentativa de inferência do trajeto e comportamento dos vórtices ao sul de 15°S . Antes de ser utilizado, o resultado do modelo foi submetido a um processo de validação para garantir a boa representatividade do mesmo para a circulação na região e nos períodos do cruzeiro. A Figura 2.5 exemplifica um instantâneo resultante das simulações globais do modelo HYCOM referente à camada de 2000 m.

Figura 2.5: Instantâneo de velocidade para a profundidade de 2000 m, oriundo da simulação global do modelo HYCOM. Magnitude de corrente representada em tons de verde sob os vetores de velocidade. Instantâneo representando o dia 20/12/2012.

3 *Análise e Interpretação das Observações*

3.1 Preâmbulo

Neste capítulo, exploraremos os conjuntos de dados de modo a construir campos horizontais de velocidade horizontalmente não-divergente no nível que acreditamos apresentar o núcleo da CCP e de seus vórtices, que varia entre 1800 e 2000. Empregamos a técnica de mapeamento de função de corrente e utilizamos também estimativas geostróficas a partir do Método Dinâmico Clássico (MDC). As velocidades geostróficas são inferidas utilizando os dados termohalinos, baseado no MDC, desenvolvida por Sandström e Helland-Hansen (1902). O MDC requer que adotemos um nível de movimento nulo, comumente chamado de nível de referência (NR).

Stramma *et al.* (1995), com o intento de analisar o escoamento para a Sub Corrente Norte do Brasil (SNB) inferiram uma superfície isopical de não movimento em $\sigma_4=45,90 \text{ kg m}^{-3}$. Os testes indicaram que o NR utilizado por Stramma *et al.* (1995) reproduzem bem esses campos de velocidade e, por isso, optamos por utilizar um nível isobárico médio próximo à esse nível, no caso foi utilizado o nível de 4000 m.

3.2 Métodos de análise dos dados observacionais

3.2.1 Pré-processamento

Normalmente é realizado um pré-processamento que antecede a apresentação dos dados hidrográficos e correntográficos. Para os dados hidrográficos são aplicados alguns filtros estatísticos para a remoção de valores espúrios que são relacionados a falhas no equipamento e picos de energia, também são retirados ruídos que são erros menos abruptos ocasionados por problemas de configuração ou elétricos do aparelho.

Dado que os CTD's utilizados possuem frequência amostral de 15 Hz (MARSEAL) e 24 Hz (OL's) e que a velocidade média de perfilagem é de 1 m s^{-1} , temos várias amostras por metro de coluna d'água. Para que se estabeleça um intervalo regular dos dados, para cada metro de profundidade, foi estabelecida uma caixa com todos os valores, obtidos por média aritmética, por isso é também chamado de média em caixa.

Finalizando o tratamento básico dos dados de CTD, realizamos a etapa da filtragem por janela móvel. Essa etapa consiste em ajustar os valores dos dados termoalinos substituindo por uma média ponderada entre os mesmos e os valores adjacentes. O tamanho da janela utilizada determina a quantidade de valores adjacentes incluídos na média e o tipo da janela a distribuição do peso em relação ao valor central. Esse procedimento ameniza consideravelmente os ruídos e eventuais descontinuidades nos perfis devido à promediação em caixa dos dados de CTD. Para isso utilizamos uma janela de 5 m do tipo *hanning*, que realiza uma distribuição de pesos de caráter gaussiana, no qual é privilegiada a medida central da janela.

Esta sequência de procedimentos de pré-análise se encontra relatada em Silveira *et al.* (2004). A Figura 3.1 exibe os perfis de T,S e o diagrama de estado correspondente a uma estação de CTD para exemplificar o tratamento básico dos dados de CTD.

O processamento básico dos dados de ADCP de casco foram realizados com o uso de um conjunto de rotinas com o objetivo de armazenar, acessar e processar os dados de ADCP de casco segundo Firing (1995). Este conjunto de rotinas, chamado de CODAS (*Common Ocean Data Access System*), foi criado e é mantido e atualizado pelo *Currents Group*, vinculado ao Departamento de Oceanografia da Universidade do Havaí (UH). Exemplos do processamento CODAS para o nível de 700 m dos cruzeiros MARSEAL é apresentado na Figura 3.2.

O pré-processamento de dados de ADCP ocorre utilizando dois métodos distintos que dependem do alcance máximo e batimetria da região coletada. Dados coletados em áreas cuja profundidade local é menor do que o alcance do instrumento são calibrados utilizando o *bottom-tracking*. Esta calibração consiste basicamente em corrigir todo o perfil de velocidade de modo que a velocidade apresentada no fundo seja zero, ou seja, assume-se que a velocidade que o instrumento apresenta ao fundo é a velocidade do navio. Já os dados coletados em áreas cuja profundidade local é maior do que o alcance do instrumento são calibrados utilizando o método *water-tracking*. Este segundo método utiliza dados de navegação como GPS e agulha giroscópica do navio para determinar a componente da velocidade medida referente aos movimentos do navio.

Figura 3.1: Resultado do pré-processamento de dados hidrográficos, exemplificado pela Estação 49 do cruzeiro MARSEAL I. (A) Perfis verticais de Temperatura Potencial (T); dados brutos (curva vermelha) e dados processados (curva azul). (B) Perfil vertical de Salinidade Prática (S); dados brutos (curva magenta) e pré-processados (curva ciano). (C) Diagrama de estado dos dados T e S pré-processados. Para exemplificar melhor a divergência entre os dados brutos e pré-processados apresentamos os perfis de propriedades (A) e (B) apenas entre 50 e 300 m.

Figura 3.2: Distribuição horizontal dos vetores de velocidade (m s^{-1}) perfilados por ADCP de casco de 38 kHz processados pelo *software* CODAS para os cruzeiros (A) MARSEAL I (abril de 2014) e (B) MARSEAL II (novembro de 2014).

3.2.2 Estimativas geostróficas

O balanço geostrófico assume que o escoamento é estacionário, invíscido e as velocidades verticais são irrelevantes (aproximação hidrostática) em primeira ordem. O número de Rossby, a razão entre a aceleração advectiva e de Coriolis é muito menor que um. Estas características são típicas do oceano profundo. Com base nisso, podemos realizar estimativas de velocidade geostrófica a partir dos dados hidrográficos, de modo a relacionar cisalhamentos verticais de velocidade com gradientes horizontais de densidade, perpendiculares às superfícies isobáricas, trata-se da relação do vento térmico. Para isso, assumimos um nível de movimento nulo. Essa relação é expressa pela Equação 3.1:

$$u(p) = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial y}; \quad v(p) = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial x}, \quad (3.1)$$

onde $v(p)$ ($u(p)$) é velocidade meridional (zonal) em um nível de pressão p , f_0 é o parâmetro de coriolis e x é a coordenada ao longo da seção. Φ é a anomalia geopotencial dada por:

$$\Delta \Phi = \int_{p_0}^p \delta dp, \quad (3.2)$$

Onde δ é a anomalia do volume específico relativamente ao volume específico padrão. Esta é estimada a partir dos perfis T e S coletados pelo CTD. Dada a natureza horizontalmente não-divergente do movimento geostrófico ($\nabla_H \cdot \vec{v} = 0$) no plano f , podemos chegar em uma quantidade denominada função de corrente, cuja relação com a velocidade é dada por:

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (3.3)$$

Combinando as equações 3.1 e 3.2, obtemos:

$$\psi_{(p/p_0)} = \frac{\Delta \Phi}{f_0}. \quad (3.4)$$

Partindo dessa relação, podemos calcular a função de corrente geostrófica (ψ_{geos}) e usar a Equação 3.3 para calcular as componentes zonais e meridionais do movimento geostrófico. Para o cálculo de ψ , utilizamos o mesmo nível de referência adotado para as seções geostróficas. Após realizado o cálculo de função de corrente, esta quantidade é

interpolada para uma grade curvilinear, via a técnica de interpolação chamada de *Análise Objetiva (AO)* como em Silveira *et al.* (2004) e Soutelino *et al.* (2011).

A construção dos campos de ψ , possui algumas restrições nas proximidades da feição topográfica. Dessa forma, é necessário que se satisfaça as condições de contorno no lado costeiro do domínio. Para isso, foi implementado a condição de contorno de livre escorregamento do tipo *Dirichlet*, que considera $\psi = \text{constante}$ no contorno sólido, que satisfaz a condição de escoamento nulo normal ao contorno.

3.2.3 Mapeamento Objetivo

Análise objetiva é um procedimento estatístico comumente utilizada na Oceanografia Física para estimativas de variáveis físicas escalares e vetoriais a partir de erros mínimos quadráticos, conhecida como suavização de *Gauss-Markov*. Como a AO é usada para mapear dados espacialmente não regulares para uma grade regular, ela é muitas vezes referida como mapeamento de *Gauss-Markov*. A base para esse cálculo é o teorema de *Gauss-Markov* que foi primeiramente introduzido por Gandin e Hardin (1965) para o mapeamento de parâmetros meteorológicos, o que possibilitou minimizar o erro médio quadrático das estimativas objetivas. A síntese a seguir consiste em um resumo da técnica AO apresentada por Thomson e Emery (2014).

Um campo de dados dados subjetivos estacionário e homogêneo é a premissa básica para esse método de interpolação. Para simplificação dos cálculos, assume-se que a função de covariância, é isotrópica. O problema resume-se em calcular uma estimativa $\hat{D}(\vec{r}, t)$ de uma variável escalar $D(\vec{r}, t)$ em uma posição $\vec{r} = (x, y)$ a partir de pontos espaçados irregularmente $d(\vec{r}_n, t)$ em um limitado número de posições dos dados observados $\vec{r}_n (n = 1, 2, \dots, N)$. A implementação desse procedimento requer um conhecimento *a priori* acerca da função de covariância da variável, $C(\vec{r})$, e uma variância de erro, ε , onde $\vec{r}$ é a separação espacial entre as posições. Para processos isotrópicos, $C(\vec{r}) \rightarrow C(r)$ aonde $r = |\vec{r}|$. A função de correlação de *Gauss-Markov* é dada por:

$$C(r) = (1 - \varepsilon)e^{-r^2/l_c^2}, \quad (3.5)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial, ε^2 erro amostral aleatório e l_c é o comprimento de correlação isotrópico. Neste estudo, o comprimento de correlação e a variância do erro amostral que melhor representa a feição de interesse e portanto, foram utilizadas, são $l_c = 100$ km e $\varepsilon = 0,126$.

Considerando um problema de construção de um mapa gradeado da variável escalar $D(\vec{r}, t)$ a partir de uma série de medições escalares $d(\vec{r}, t)$ nas posições $\vec{r}$ e tempo t ,

$$d(\vec{r}, t) = D(\vec{r}, t) + \varepsilon(\vec{r}), \quad (3.6)$$

onde ε é o erro de medição não relacionado com a medição D . Dessa forma temos,

$$d(\vec{r}, t) = F[D(\vec{r}, t)] + \varepsilon(\vec{r}), \quad (3.7)$$

no qual F é um operador linear que atua na função D resultando em uma escalar (BENNETT, 1992). Por exemplo, podemos utilizar a quantidade função de corrente como a variável ($D(\vec{r}, t) = \psi(\vec{r}, t)$). Como mencionado na Subseção 3.2.2, a partir da função de corrente podemos obter as velocidades zonais e meridionais, nesse caso temos $u(x, t) = F[\psi(\vec{r}, t)]$. Considerando que temos como objetivo mapear apenas instantâneos no tempo, podemos dispensar o índice t e finalmente temos:

$$d(\vec{r}, t) = u(\vec{r}) + \varepsilon(\vec{r}) = -\frac{\partial \psi}{\partial y} + \varepsilon(\vec{r}). \quad (3.8)$$

O comprimento de correlação e a variância do erro amostral podem ser estimados de duas formas, a primeira é a utilização de uma forma matemática teórica a partir de um ajuste não-linear da função de correlação amostral dos dados utilizando a Equação 3.5 segundo Silveira *et al.* (2000). Podemos também utilizar o conhecimento prévio da estrutura que objetivamos observar e estimar tais parâmetros. Neste estudo, o comprimento de correlação e a variância do erro amostral que melhor representa a feição de interesse e portanto, foram utilizadas, são $l_c = 100$ km e $\varepsilon = 0,126$.

3.2.4 Análise Morfométrica

A análise morfométrica que fizemos se restringe basicamente a mensurar as estruturas que identificamos como anticiclones. Para isso, padronizamos a forma que medimos a dimensão destas estruturas, afim de minimizar os erros e desvios causados pela medição manual. Utilizamos uma técnica simples na qual nos baseamos no mapeamento objetivo de função de corrente descrito acima.

A metodologia consiste em utilizar a linha de função de corrente de zero para identificar os limites dimensionais do anticiclone e assim mensurar o seu diâmetro. Dessa forma,

estimamos o valor referente ao diâmetro do anticiclone sem que haja fortes distorções para cada mapeamento objetivo.

3.2.5 Validação do Método geostrófico

No geral, a obtenção de campos de velocidade observados diretamente são mais raros e difíceis de realizar do que realizar estimativas geostróficas para a descrição da circulação oceânica. Ademais, podemos lançar mão de dados históricos, onde apenas dados hidrográficos estariam disponíveis (por ex., OLI). Essa problemática é ainda maior quando se procura investigar a circulação profunda. Portanto, a componente baroclínica da circulação oceânica é comumente utilizada e possui grande contribuição para a descrição da circulação geral dos oceanos.

Neste trabalho, na região abordada pelos cruzeiros MARSEAL, temos a disponibilidade dos dois tipos de variáveis, tanto os dados hidrográficos quanto os dados de velocidade perfilados pelo ADCP de 38 kHz. No caso do mapeamento de função de corrente, utilizando a estrutura termohalina é possível estimar a função de corrente geostrófica baroclínica (ψ_{geos}). Já os dados de velocidade do ADCP de casco nos permitem obter o função de corrente observada (ψ_{obs}). No intento de testar o quão boa aproximação é a geostrófica sob o NR adotado para o domínio da CCP, realizamos um teste simples no qual comparamos o mapa de função de corrente obtido a partir das velocidades oriundas do ADCP com aquele do campo termohalino via método dinâmico.

Como os dados do ADCP de casco de 38 Khz disponíveis, são limitados a aproximadamente 1200 m, procuramos utilizar a maior profundidade em que se conferisse um percentual de dados bons, através da verificação da análise de erro do CODAS. Esta quantidade é comumente referida na literatura como "*Percent Good (PG)*" (FIRING, 1995). Geralmente essa porcentagem é maior na camada superficial do oceano e decai com a profundidade aonde bolhas ou atenuação do sinal acústico tendem a aumentar. No caso usamos um PG padrão de 50% que desconsidera dados que estão abaixo desta porcentagem. Dessa forma, optamos por utilizar o nível de 700 metros, que garante uma boa qualidade dos dados em maior profundidade. O leitor deve atentar que apesar do nível de 700 m ser ocupado pela Água Intermediária Antártica (AIA), a circulação anticiclônica observada nas imediações da bacia SEAL já é associada ao vórtice da CCP como mostrado nos estudos de Dengler *et al.* (2004) e (SCHOTT *et al.*, 2005). Foram utilizados na AO apenas os pontos de ADCP que estão mais próximos das estações em que foram realizadas as perfilagens de CTD, favorecendo assim, um melhor resultado de compara-

ção entre ambos. Assim, conforme apresentado na metodologia, foi calculado a função de corrente utilizando os dados hidrográficos e os de ADCP (Figura 3.5).

Para fazer a comparação entre os raios dos anticlones obtidos nos campos de ψ , seguimos o método descrito na Subseção 3.2.4. Em complemento a este, utilizamos a raiz de diferença de variância normalizada (γ) dada por,

$$\gamma_n = \sqrt{\frac{\langle |\gamma^2(\psi_{geos}) - \gamma^2(\psi_{obs})| \rangle}{\langle \gamma^2(\psi_{obs}) \rangle}}, \quad (3.9)$$

onde γ^2 representa a variância.

3.3 Mapeamento objetivo dos vórtices da CCP utilizando ADCP de casco

Nesta seção, apresentamos os resultados originais da distribuição da circulação em 700 m, mapeada objetivamente através da componente horizontalmente não divergente de velocidade. Utilizamos os cruzeiros MARSEAL (I/II) para esta tarefa. A Figura 3.3 exibe o campo do primeiro cruzeiro realizado em abril de 2014.

Figura 3.3: Mapeamento objetivo de função de corrente observada para o cruzeiro MARSEAL I, nível de 700m. Os pontos brancos representam as os pontos de ADCP de casco utilizados para o mapeamento.

A feição mais conspícua observada na Figura 3.3 é a do vórtice anticiclônico que ocupa pelo menos dois terços da extensão do mapa. A estrutura tem cerca de 194 km e velocidades máximas que atingem $32,3 \text{ cm s}^{-1}$. Embora não capturado em sua integridade, o vórtice se apresenta apenas ligeiramente excêntrico relativamente aos diâmetros longitudinal e latitudinal. É de apenas 3 km a diferença estimada entre o eixo maior e o eixo menor da estrutura vortical. É notado que o vórtice anticiclônico situa-se ligeiramente ao norte da área amostrada. Ao sul desta, observamos claramente circulações de sentido ciclônico. Especulamos aqui, que tais podem ser eventualmente geradas entre a passagem consecutiva de dois anticiclones pela área de estudo. Este comportamento está presente nas simulações numéricas de Dengler *et al.* (2004) (Figura 1.8).

Embora não seja objeto de estudo da presente investigação, por se tratar do nível de 700 m, observamos junto ao contorno leste, a assinatura da SNB. A extensão vertical desta corrente é até cerca de 1200 m e coincide com o limite vertical inferior do domínio da AIA. A coexistência entre a SNB e os vórtices da CCP está presente nas seções verticais dos estudos de Dengler *et al.* (2004) e Schott *et al.* (2005) (Figura 1.7). Entretanto, se as distribuições seccionais já foram descritas em trabalhos publicados há mais de uma década, acreditamos ser a Figura 3.3 a primeira distribuição horizontal da estrutura do anticiclone da CCP já registrada a partir de medidas de corrente.

Na Figura 3.4 exhibe-se o campo em 700 metros relativo ao cruzeiro MARSEAL II de novembro de 2014. Neste apenas a parte frontal do vórtice é capturada, o que sugere que este tem o núcleo localizado ao norte da área estudada. Seu diâmetro inferido pela maior distância entre as linhas de corrente de valor $0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ é de 189 km e intensidade de corrente máxima de 29 cm s^{-1} . A porção capturada também sugere que este vórtice parece ser mais elíptico do que aquele observado durante o cruzeiro MARSEAL I. Neste mapa, a circulação ciclônica, que possivelmente é formada entre a presença de dois vórtices anticiclônicos, ocupa a maior porção do domínio amostrado.

Figura 3.4: Mapeamento objetivo de função de corrente observada para o cruzeiro MARSEAL II, nível de 700m. Os pontos brancos representam as os pontos de ADCP de casco utilizados para o mapeamento..

3.4 Validação do Método Geostrófico

Como descrito na Subseção 3.2.5, fortuitamente podemos efetuar a validação do método geostrófico, comparando-o com as observações do vórtice da CCP pelo ADCP de casco dos cruzeiros MARSEAL. Em particular, utilizaremos para exemplificar o processo, o cruzeiro MARSEAL I. Vale lembrar ao leitor, que esta validação é recomendável para que possamos construir mapas horizontais de função de corrente para além dos limites verticais do ADCP, ou seja, níveis mais profundos dos que o alcance do mesmo. Adicionalmente, a validação do método nos permitirá a elaboração de seções verticais da superfície ao fundo de radiais hidrográficas não apenas dos cruzeiros MARSEAL, mas também dos cruzeiros OL.

Cabe lembrar também, que o NR utilizado no calculo dinâmico para a obtenção de ψ_{geos} e velocidades horizontais associadas é de 4000 dbar. Assim, na Figura 3.5 reapresentamos no painel superior o mapa de ψ_{obs} para o MARSEAL I. Já no painel inferior, encontra-se a distribuição horizontal de ψ_{geos} e as velocidades horizontalmente não divergentes referentes ao mesmo cruzeiro, para o nível de 700 m.

Figura 3.5: Comparação entre o mapeamento de função corrente e velocidades não divergentes realizado usando os dados de ADCP de casco (A) e o campo termohalino (B), para o nível de 700 m. Os pontos em branco representam os pontos de perfilagem de CTD que por consequência serviram de referência para a seleção dos dados de ADCP próximos a estes. Comparação realizada com o cruzeiro MARSEAL I (abril de 2014.)

A semelhança entre os campos apresentados nos painéis superior e inferior da Figura 3.5 é notável. Visualizamos que o campo é dominado por um grande vórtice anticiclônico cujos aspectos morfométricos comparativos se encontram apresentados na Tabela 3.1. O valor encontrado de $\gamma_n = 0,15$ quantifica a semelhança estatística entre os dois campos e nos encoraja a prosseguir empregando os campos geostróficos para descrever os vórtices da CCP.

Tabela 3.1: Figuras de mérito estatísticas para comparação entre as estruturas utilizadas na figura 3.5, para validação do método geostrófico.

	Ψ_{obs}	Ψ_{geos}
Diâmetro longitudinal (km)	192,6	191,32
Diâmetro latitudinal (km)	194,5	182,8
Velocidade máxima (cm s^{-1})	32,3	26
γ_n	0,15	

O resultado de γ_n indica que a variância entre os campos de função de corrente calculados por meio do ADCP de casco e a partir dos dados hidrográficos é de apenas 15%, o que indica que o método de mapeamento de função de corrente geostrófica é bem próximo ao o que seria obtido por medições diretas de velocidade.

3.5 Cruzeiros MARSEAL: A circulação profunda entre 10 e 14°S

Nessa seção serão apresentados alguns dos resultados para a circulação geostrófica profunda na região de interesse relativa aos cruzeiros MARSEAL. Os resultados apresentados nesta seção contribuem para o entendimento da circulação profunda na região oceânica da costa leste brasileira, dado que os estudos mais contundentes quanto a propagação da CCP por meio de vórtices anticiclônicos foram realizados nessa faixa de latitude, em especial nas imediações da latitude de 11°S (SCHOTT *et al.*, 2005; DENGLER *et al.*, 2004).

3.5.1 Correntes Geostroficas

Apresentamos, na Figura 3.6, um mapa de ψ_{geos} em 1800 m de profundidade para o primeiro cruzeiro sinótico das comissões MARSEAL, realizado no outono de 2014. O campo de ψ_{geos} foi interpolado usando a AO. Nesta figura, é notável a presença de um enorme anticiclone que ocupa praticamente todo o domínio, de forma semelhante àquele da Figura 3.3.

Figura 3.6: Mapeamento objetivo de função de corrente geostrofica para o cruzeiro MARSEAL I, nível de 1800 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.

Dentre as características morfométricas temos uma feição praticamente simétrica com diâmetro de aproximadamente 220 km. Identificamos para esta operação, uma intensidade de corrente máxima de 28 cm s^{-1} .

Para investigar mais detalhadamente o padrão de circulação observado no mapa de ψ_{geos} , construímos seções verticais de velocidade geostrofica para as comissões, de modo a analisar também a estrutura vertical dos anticiclones.

Figura 3.7: Seção vertical de velocidade geostrófica da terceira radial do cruzeiro MARSEAL I. Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização da radial sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.6.

Todas as quatro seções mostram a estrutura que caracteriza um vórtice anticiclônico obtido através do mapeamento objetivo. A seção apresentada na Figura 3.7 é aquela que, de acordo com a Figura 3.6 corta transversalmente o centro do anticiclone. Esta exibe um fluxo mais intenso em direção ao sul, que é esperado na camada que abrange a APAN, e uma recirculação mais distante do talude. Esses dois lobos caracterizam o vórtice anticiclônico e está mais evidente na terceira radial da comissão MARSEAL I (Figura 3.7). O transporte em direção sul encontrado para a seção em questão foi de 43,2 Sv, para a porção mais oceânica do vórtice foi estimado 20,7 Sv. Observando a seção vertical constatamos que o núcleo da corrente está centrado em 1800 m.

Schott *et al.* (2005) analisaram 5 seções de velocidade perfiladas por meio de ADCP e LADCP em repetidos cruzeiros realizados entre os anos de 2000 a 2004 na latitude de 11°S, calcularam também a estimativa de transporte para o vórtice da CCP. No trabalho citado, os autores se limitaram a calcular esse transporte apenas para o lobo mais próximo ao talude nas seções individuais da radial em 11°S (Figura 1.7). Os resultados obtidos por Schott *et al.* (2005) variaram entre 13,6 Sv a 58,5 Sv na direção sul, destacando a variação de intensidade na formação e translação dos anticiclones.

A Figura 3.8 sugere que o padrão de circulação profunda nas proximidades de 11°S, associado à migração dos anticiclones, é provavelmente de caráter intra sazonal, asso-

ciado ao processo de instabilização da CCP à montante da área investigada. Ainda é possível observar o mesmo padrão no qual ocorre uma feição semelhante ao observado no primeiro cruzeiro, porém é perceptível que a feição anticiclônica é menos vigorosa e aparentemente menos organizada do que o observado na Figura 3.6, formando no caso duas estruturas anticiclônicas que podem se fundir ao se propagar para latitudes ao sul de 11°S .

Figura 3.8: Mapeamento objetivo de função de corrente geostrófica para o cruzeiro MARSEAL II, nível de 1800 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.

Para observar melhor a estrutura vertical do cenário apresentado na Figura 3.8, apresentamos a seção de velocidade geostrófica da terceira radial deste cruzeiro, dessa forma, podemos observar a estrutura anticiclônica que se confere no mapa de distribuição de função de corrente geostrófica. As velocidades encontradas para este cenário foram similares aos encontrados na primeira comissão, atingindo um máximo de 23 cm s^{-1} . A Figura 3.8, mostra a seção vertical que atravessa o anticiclone localizado ao norte do domínio.

Figura 3.9: Seções verticais de velocidade geostrófica da terceira radial do cruzeiro MARSEAL II. Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização da radial sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.8. A linha preta tracejada indica a profundidade em que o mapa de ψ foi apresentado .

Encontramos valores de transporte para a Comissão MARSEAL II de 37,7 Sv para sul e 7,3 Sv para norte, garantindo também a configuração de um vórtice anticiclônico, porém, com sua porção mais oceânica menos intensa. As estimativas encontradas também foram próximos aos encontrados por Schott *et al.* (2005), porém, como observado no mapa de função da corrente, foi encontrado estruturas menos intensas e portanto valores menores de transporte. Encontramos novamente o núcleo da estrutura centrado em 1800 m e velocidades $23,4 \text{ cm s}^{-1}$ e uma estrutura vertical que ultrapassa os 2000 m.

3.5.2 Vorticidade Relativa e Número de Rossby

Utilizaremos agora os campos obtidos de velocidades horizontalmente não-divergentes na seção anterior para completar a caracterização dos anticiclones da CCP observados durante os Cruzeiros MARSEAL. Em particular, deteremo-nos a apresentar os cálculos de vorticidade relativa ζ e do número de Rossby Ro para o vórtice mais vigoroso e mais bem organizado entre os dois cruzeiros (MARSEAL I).

A assinatura de vorticidade relativa dos anticiclones pode ser poderoso (ζ) traçador

na identificação dos vórtices. Matematicamente, ζ é expressa por:

$$\zeta = \vec{k} \cdot (\nabla \times \vec{v}) = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (3.10)$$

No caso particular de não-divergência horizontal, podemos diretamente relacionar ζ e ψ por

$$\zeta = \nabla^2 \psi. \quad (3.11)$$

Assim, apresentamos na Figura 3.10 os mapas de ζ e Ro para os mapas de 700 m do cruzeiro MARSEAL I (Figura 3.3). Observamos no mapa de ζ que, por estar no nível intermediário (700 m) se apresenta bastante assimétrico pela provável interação com a parte profunda da SNB. O padrão de ζ apresenta dois núcleos de máximo. Caso tivesse o aspecto mais de um anel vortical isolado, esperaríamos uma única região de valores positivos. O fato é que para este nível, os maiores valores de ζ atingem valores de $0,83 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. O mapa de número de Rossby é calculado simplesmente normalizando-se o mapa de vorticidade relativa pelo módulo da vorticidade planetária no centro do vórtice (ou seja, cerca de 12°S), de acordo com

$$Ro = \frac{\zeta}{|f|}, \quad (3.12)$$

onde $f = 3,03 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. O máximo Ro obtido é de 0,31 e o médio, de 0,11. Chamamos atenção que, apesar do vórtice ser essencialmente geostrófico, as velocidades e a função de corrente apresentadas são derivadas de ADCP casco, ou seja, medições diretas. Sabemos também que o movimento geostrófico é horizontalmente não-divergente localmente, mas dado o valor encontrado, acreditamos que existam velocidades ageostróficas também de caráter não-divergente. Interessantemente, os valores máximos encontrados aqui são comparáveis ao Vórtice de Vitória em $20,5^\circ\text{S}$ (SCHMID *et al.*, 1995) e ao Vórtice de Abrolhos em 18°S (SOUTELINO *et al.*, 2011), ambos com valores na faixa de $Ro = 0,22$ - $0,3$. O vórtice de retroflexão da Corrente Norte do Brasil em 6°S tem $Ro = 0,36$ tipicamente (SILVEIRA *et al.*, 2000).

Sabemos que os núcleos dos vórtices da CCP se situam em torno de 1800-2000 m (DENGLER *et al.*, 2004), assim calculamos o sinal de vorticidade relativa do anticiclone em 1800 m a partir do mapa de ψ_{geos} da Figura 3.6. O resultado é mostrado na Figura 3.11. O que observamos é que, por estarmos no domínio da APAN, não sinal da SNB e o vórtice se apresenta bem menos excêntrico e assimétrico que a 700 m, sinal de importante baroclinicidade apesar da alta profundidade. Podemos, pela figura caracterizar o anticiclone como uma mancha de vorticidade positiva com intensificação em direção ao

Figura 3.10: Mapeamento objetivo a partir das velocidades medidas por ADCP de casco em 700 m para vorticidade relativa (4.2a) e número de Rossby correspondente (4.2b). Observações são referentes ao Cruzeiro MARSEAL I.

centro da feição. O valor máximo encontrado é de $0,98 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Já o valor médio é de $0,30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Figura 3.11: Mapeamento objetivo a partir das velocidades geostróficas em 1800 m para vorticidade relativa (4.2a). Observações são referentes ao Cruzeiro MARSEAL I.

3.6 Cruzeiros Oceano Leste: Circulação profunda entre 10° e 17°S

As Comissões Oceano Leste nos concedem uma visão mais ampla dos eventos que acontecem na costa leste brasileira, entre 10 e 17°S. Vale ressaltar que a comissão se estende até a latitude de 20°S, porém devido a interferência dos montes submarinos entre 17 e 20°S, o cálculo do MDC para essa região é prejudicado, portanto, iremos nos ater a apresentar os resultados apenas entre 10 e 17°S.

Como observado na literatura, sabemos que os vórtices da CCP são formados em torno de 8°S e propagam-se para sul. Nos resultados obtidos através dos dados sinóticos da Operação Leste I (OLI), podemos observar os anticiclones próximo ao Banco Royal Charlotte (Figura 3.12).

Figura 3.12: Mapa de distribuição de função de corrente geostrófica para a operação Leste I, nível de 2000 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.

No caso, foi observado um grande ciclone nas imediações de 11°S, o que nos sugere que amostramos o momento em que o anticiclone que até agora observamos centrado nesta latitude transladou para sul, como podemos observar na Figura 3.12. Especulamos novamente que a circulação ciclônica é resultado da indução de vorticidade entre dois vórtices sequencialmente emitidos.

Observamos a ocorrência de dois anticlones bem próximos um do outro, no qual um está centrado em aproximadamente 13°S e o outro em 15°S, o vórtice situado na porção superior é o maior porém, menos intenso. O anticiclone centrado em 13°S possui um diâmetro de aproximadamente 162 km, com intensidade de corrente máxima de 6 cm s^{-1} . O vórtice centrado em 15°S é mais intenso do que o localizado acima, porém a corrente possui ainda uma menor magnitude do que os anticlones encontrados nas Comissões MARSEAL. O mesmo possui velocidade máxima de $9,6 \text{ cm s}^{-1}$, com um diâmetro de aproximadamente 110 km. Muito provavelmente, as diferenças de velocidade devem-se à maior distância entre as radiais nas comissões OL. Ou seja, é um problema de resolução da malha hidrográfica, aparentemente.

A proximidade e a forma como os dois anticlones interagem nos leva a acreditar que ambos passam por um processo chamado *Merging* que em uma tradução literal pode

ser referido como um processo de mesclagem ou interação de dois vórtices de mesmo sentido de rotação. Em suma, esse processo trata de uma interação entre dois vórtices em co-rotação, que se misturam de modo a unificar seu núcleo de vorticidade formando um vórtice maior (RODRÍGUEZ-MARROYO *et al.*, 2011). Esse processo muito provavelmente é favorecido pelos montes submarinos.

No cenário obtido a partir da OL II também é possível visualizar os anticiclones da CCP. A porção superior do domínio possui um padrão bem similar ao encontrado nas comissões MARSEAL, nas quais temos o desenvolvimento dos anticiclones em aproximadamente 11°S . Ao obter o mapa de função de corrente geostrófica para o nível de 2000 m (Figura 3.13), podemos visualizar duas estruturas anticiclônicas, nas quais uma é cortada pela latitude de 11°S e a outra centrada em $13,5^{\circ}\text{S}$.

Figura 3.13: Mapa de distribuição de função de corrente geostrófica para a operação Leste II, nível de 2000 m. Os pontos brancos representam as estações hidrográficas.

O anticiclone centrado em 11°S possui uma forma quase simétrica com diâmetro de 162 km e intensidade de corrente máxima de $11,4 \text{ cm s}^{-1}$. O outro anticiclone localizado entre 13 e 14°S , possui uma forma mais elíptica. Na Figura 3.14, podemos analisar a estrutura vertical da primeira feição mencionada tanto como o cálculo do seu transporte.

Figura 3.14: Seção vertical de velocidade geostrófica da radial 1 do cruzeiro OL2. Em destaque no canto esquerdo inferior temos a localização do transecto sobre o mapa ψ_{geos} apresentado na Figura 3.13. A linha preta tracejada indica a profundidade em que foi plotado o mapa de ψ .

Para esta seção, estimamos um transporte de 21 Sv em direção sul para a porção mais costeira do vórtice e 7,9 Sv para a mais oceânica. Apesar da seção não haver capturado o vórtice em sua totalidade fica evidente a forma característica do anticiclone e que muito se assemelha ao padrão dos anticiclones observados nas imediações de 11°S, apresentado nas Figuras 3.7 e 3.9. Estas semelhanças nos remetem novamente à importância da latitude de 11°S para o conhecimento acerca dos vórtices da CCP já que é uma região em que muitas vezes estas estruturas estão ainda livres de interação com a complexa topografia e montes submarinos ao sul de 15°S.

3.7 Análise do fundeio correntográfico K4

Na Figura 3.15, apresentamos a série temporal de velocidade paralelas às isóbatas locais e a forma de identificação da passagem do anticiclone da CCP pelo fundeio. Enfatizamos que o Fundeio K4 está localizado na região do lobo oceânico do anticiclone sob a isóbata de 4100 m, ou seja, os eventos, quando presentes, devem ser demarcados por persistência de velocidades positivas. Este fundeio foi cuidadosamente escolhido por nós entre os cinco disponíveis, para evitar erros da identificação da passagens dos vórtices com uma eventual recoalescência da CCP. Em particular, citamos que os fundeios

K2 (2320 m) e K3 (3520 m) ocupam a porção do lobo costeiro do anticiclone em termos médios, e portanto, com velocidades do mesmo sinal que a CCP. Assumindo distribuição normal, optamos por identificar como passagem do vórtice apenas aqueles eventos que ultrapassam a média somada a um desvio padrão, ou seja, consideramos o nível de confiança de 90%. São as regiões coloridas de cinza na Figura 3.15.

Figura 3.15: Série temporal de velocidade paralela às isóbatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004. Os eventos que ultrapassaram o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere a velocidades nulas ($v=0$). O sombreado em amarelo desta a faixa temporal em que segundo Dengler *et al.* (2004) considera uma maior intensidade na CCP.

Para buscar evidências de uma eventual sazonalidade da CCP nessa faixa de latitude, destacamos os períodos, em que segundo Dengler *et al.* (2004), a CCP possui uma maior intensidade entre 4 e 8°S e teoricamente haveria mais eventos de formação de anticiclones. Dado que a estimativa de sazonalidade inferida por Dengler *et al.* (2004) foi realizada entre 4° e 8°S e o fundeio analisado se encontra em 11°S, adicionamos 70 dias aos períodos de tempo inferidos pelos autores. Esses 70 dias representariam o período que um anticiclone formado em 8°S atingiria a latitude de 11°S, trasladando-se com a velocidade de 5 cm s^{-1} estimada por Dengler *et al.* (2004). Esse período está destacado nas áreas sombreadas de amarelo na Figura 3.15.

Esta análise, sugere que existe sim uma sazonalidade na intensidade da CCP e consequentemente na formação dos vórtices em 11°S. Observamos que as áreas sombreadas

estão predominantemente associadas à formação dos anticiclones e maiores intensidade de corrente tanto positivas quanto negativas. Constatamos a ocorrência de 24 eventos em que os anticiclones atravessam o Fundeio K4, nos quais 15 ocorrem na faixa de tempo em que se tem uma maior intensidade de corrente.

No terço inicial e final da série temporal, observamos um maior número de eventos. No ano de 2000, observamos cinco passagens. No ano de 2001 e 2002, foram 6. Nos dois anos subsequentes (2003 e 2004), identificamos 10 passagens dos anticiclones pelo Fundeio K4. A duração destes é em média 20 dias. No entanto, como observado na Figura 3.15, a duração dos eventos varia bastante (o desvio padrão é de cerca 10 dias) e está claramente relacionada com a forma com que os anticiclones cruzam a linha do fundeio. A série de cinco anos do fundeio K4 sugere haver uma preponderância de formação dos anticiclones nos períodos da CCP mais intensa.

4 *Análise das simulações globais*

4.1 Preâmbulo

Nesse capítulo, serão apresentados os resultados das análises das saídas da simulação global do modelo HYCOM. Os resultados das simulações foram utilizados de forma a auxiliar o entendimento das estruturas associadas à CCP e nos permitir fazer uma análise da evolução temporal-espacial acerca destas feições. Utilizando as simulações, buscamos também inferir velocidades de translação dos vórtices e o destino destes ao largo da margem continental leste brasileira. Como já mencionado na Subseção 2.4.1, a implementação global do modelo HYCOM possui rodadas assimilativas e não assimilativas. Entre as rodadas assimilativas, escolhemos o Experimento 19.1 (E19.1) que abrange desde o dia 01 de agosto de 1995 até o dia 31 de dezembro de 2012. Este será aquele a ser utilizado em todas as análises constantes deste capítulo.

4.2 Validação do Experimento Assimilativo 19.1

No hoje clássico artigo de (PINARDI; ROBINSON, 1987), os autores sugerem três procedimentos a serem aplicados em saídas de modelo para que estas sejam utilizadas como "*proxys*" da natureza: validação, calibração e verificação. A validação seria simplesmente buscar encontrar a fenomenologia de interesse reproduzidas em termos de uma primeira caracterização das estruturas e feições oceanográficas. A segunda etapa, a de calibração, é aquela realizada pelos modelistas através de controle de parâmetros para permitir que o modelo seja satisfatoriamente validado em caso de não tê-lo sido inicialmente. A terceira é a verificação, onde aspectos da cinemática e dinâmica da fenomenologia são reproduzidos e são comparados satisfatoriamente com as observações disponíveis. Obviamente, estaremos analisando um experimento já efetuado e a etapa de calibração não nos é obviamente passível de realização. Assim, nesta seção, faremos uma **validação** simples com o intento de verificar se a CCP se quebra em vórtices e se estes anticiclones são

reproduzidos no E19.1 em termos de suas características morfométricas. No decorrer do capítulo, as análises aqui realizadas, como o leitor há de notar, conduzirão à verificação do E19.1 e, portanto, da simulação global do HYCOM com assimilação de dados oceanográficos em termos de circulação profunda ao largo do leste brasileira. Ao cumprir tal papel, responderemos às questões científicas e testaremos as hipóteses levantadas nesta dissertação referentes à translação e ao destino dos vórtices anticiclônicos ao longo da margem continental leste brasileira entre 11°S e 20°S.

Ante à análise das saídas do E19.1, observamos que o experimento reproduz a instabilização e formação de anticiclones em torno de 5°-8°S da CCP. Na Figura 4.1, apresentamos um mapa instantâneo ao nível de 2000 m para a região que engloba a área amostrada do Cruzeiro MARSEAL I. Escolhemos esta região para aqui apresentar dado o sucesso da malha amostral em capturar um anticiclone da CCP. Para efeito de uma comparação mais fidedigna em termos metodológicos com nossos campos observados quase-sinoticamente (Capítulo 3). Como a área de plotagem foi expandida, consideramos a distância típica entre as radiais e as estações dos cruzeiros nas radiais sintéticas além daquelas do MARSEAL I.

A título de exemplo, apresentamos na Figura 4.1 o mapa de função de corrente derivada dos dados sintéticos de velocidade gerados no E19.1 para uma região que engloba a área do Cruzeiro MARSEAL I. Esta exibe um anticiclone ao largo da Bacia Sergipe-Alagoas e ocupando a região do sopé e planície abissal, tal qual nossos mapas observacionais. O vórtice tem cerca de 175 km de diâmetro e velocidade azimutal máxima de $34,5 \text{ cm s}^{-1}$. Já a Figura 4.2a, exibe o mapa de vorticidade relativa ζ da mesma estrutura. Nesta, observamos que os valores de ζ chegam a atingir valores próximos de $1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. No painel inferior (Figura 4.2b), plotamos o número de Rossby pontualmente. Seu valor máximo chega a $Ro=0,41$ enquanto o valor médio é de cerca $Ro=0,18$. Valores estes, não distantes, embora mais elevados que os obtidos para o Cruzeiro MARSEAL I (Figura 3.10).

Figura 4.1: Mapeamento objetivo do campo de função de corrente a partir das velocidades do dia 19 de abril de 2004 do E19.1 no nível de 2000 m.

Um corte transversal do vórtice modelado no dia 19 de abril de 2004 é mostrado na Figura 4.3. O vórtice apresenta estrutura semelhante ao apresentado na Figura 3.7 e Figura 3.9 com núcleo em torno de 2000 m e velocidades que ultrapassam 25 cm s^{-1} . Este vórtice, em particular, parece ser mais simétrico do que os observados durante as Campanhas MARSEAL e seu transporte de volume é cerca de metade daqueles inferidos por geostrofia. Essencialmente, 14 Sv recirculam na feição. Parte da diferença entre MARSEAL e o E19.1 é a configuração topográfica do modelo, parte pode ser característica do próprio evento. No entanto, os resultados da simulação revelam o núcleo no domínio da APAN e estrutura vertical semelhantes às observadas tanto neste trabalho quanto nos artigos originais de Dengler *et al.* (2004) e Schott *et al.* (2005).

Figura 4.2: Mapeamento objetivo a partir das velocidades do dia 19 de abril de 2004 do E19.1 no nível de 2000 m da vorticidade relativa (4.2a) e número de Rossby correspondente (4.2b).

Figura 4.3: Seção vertical de velocidades em 12,5°S do dia 19 de abril de 2004 do E19.1. A linha tracejada corta o nível de 2000 m.

Finalizamos esta seção, afirmando que com base na inspeção dos eventos de formação de anticiclones da CCP e os resultados, ainda que de cunho eminentemente qualitativos apresentados acima, consideramos o E19.1 validado. A seguir, partiremos para análises mais refinadas que permitam verificar e inferir informações sobre a cinemática e dinâmica da translação dessas estruturas vorticais.

4.3 Campos médios

Discutamos aqui nesta seção o padrão de circulação, na profundidade de 2000 m, promediado durante toda a extensão temporal do E19.1. Na Figura 4.4, apresentamos um mapa da circulação média para parte do Atlântico Sul, no nível de 2000 m, utilizando as saídas do E19.1. Nesta figura, podemos observar um padrão de jato organizado seguindo aproximadamente as isobatimétricas entre 8°S até extremo sul da margem continental sudeste brasileira em 22°S. Este é o padrão médio, portanto, ao longo de toda a região adjacente à margem leste.

Figura 4.4: Circulação média obtida utilizando o E19.1 das rodadas assimilativas do modelo HYCOM. Magnitude de corrente representada em tons de verde sob os vetores de velocidade. A média foi calculada entre o dia 01/08/1995 a 31/12/2012.

Entre 8° e 17°S , observamos uma longa célula de recirculação, resultado provável da promediação dos vários anticiclones que se propagam para sul. Notemos que o ramo costeiro da célula é bem mais intenso que o oceânico, o que confirma os resultados de nossas distribuições seccionais (Figuras 3.7, 3.9 e 3.14).

Nos vórtices, essa assimetria é sempre observada, e tudo nos leva a inferir, que está é preservada no campo médio. Outra feição notável do campo médio é o grande vórtice anticiclônico centrado em 15°S . Este demarca o final da célula de recirculação. Ao sul desta estrutura, não observamos mais o contra fluxo resultado da promediação. Ou seja, interpretamos tal como a região que provavelmente demarca a destruição da maioria (ou quase-totalidade) dos anticiclones, que aparentemente não conseguem atravessar a Cadeia de Abrolhos e Monte Submarino Hot Spur em 17° - 18°S .

O resultado corrobora em parte com os resultados obtidos por Stramma e England (1999) e Hogg e Owens (1999) que identificaram um comportamento semelhante, principalmente ao norte da CVT. Os resultados obtidos nas simulações apontam que porção significativa da CCP no Atlântico Sul contorna a CVT não a cruzando diretamente. Recentemente, Garzoli *et al.* (2015) usaram climatologia de flutuadores Argo e reafirmaram a existência deste desvio. Nas próximas seções iremos investigar o destino de cada anticiclone individualmente, utilizando o modelo, e tentar rastrear seu destino ao largo da costa leste.

4.4 A Translação e Destruição dos anticiclones da CCP ao sul de 11°S

Nesta seção, buscamos levantar a regularidade e número de eventos de formação dos vórtices, estimar a velocidade de translação dos anticiclones simulados no E19.1, bem como levantar a forma com que os vórtices interagem com a topografia mais complexa em seu caminho devido às presenças dos Bancos Royal Charlotte e Abrolhos e dos montes submarinos que formam a Cadeia Abrolhos (CA) em 17°S , o Hot Spur (HS) em 18°S e a CVT em $20,5^{\circ}\text{S}$. Para tanto, utilizaremos técnicas de análise que nos permitam fornecer estimativas para alcançar essas metas.

4.4.1 Diagramas Hovmöller

Para identificarmos os eventos de forma mais quantitativa que simplesmente a inspeção individual através de "*snapshots*" da simulação, lançamos mão de um método simples para verificar a propagação e permitir a inferência da velocidade de translação: o diagrama espaço-tempo ou Hovmöller. Este diagrama é tipicamente construído com eixos de tempo por distância, com valores de um campo qualquer representado pelo preenchimento no interior do diagrama. No presente trabalho, seguimos o trabalho de Alvera-Azcárate *et al.* (2009) para a identificação de vórtices da *Loop Current* no Golfo do México. Na Figura 4.5 apresentamos um exemplo do diagrama de Hovmöller produzido por Alvera-Azcárate *et al.* (2009). Notemos que, diferentemente das aplicações tradicionais de diagrama Hovmöller que usam latitude ou longitude no eixo das abscissas, estes autores utilizam o caminho médio dos vórtices para traçar o diagrama. Isto é o que será feito para os vórtices da CCP a seguir.

Figura 4.5: Diagrama de Hovmöller de anomalia da altura da superfície do mar. A origem (0 km) é localizada nas Antilhas e o Canal de Yucatan(CY) é localizado em 3500 km. A localização do canal de Yucatan e da elevação da Nicarágua são indicados na porção superior. Os asteriscos localizados no YC marcam a data de emissão dos vórtices.

Enquanto Alvera-Azcárate *et al.* (2009) utilizaram valores de da altura superfície livre do mar para identificar os anticiclones da *Loop Current* via o sinal de anomalia positiva (são centros de alta pressão), aqui com os vórtices a 2000 m de profundidade, optamos por usar outro traçador: a vorticidade relativa. Ficou demonstrado tanto nas observações (Figura 3.10) como no exemplo dado na 4.2 que os anticiclones representam regiões de alta vorticidade relativa. O leitor, no entanto, deve estar ciente que precisarmos o que é região de alta vorticidade e singularmente associá-la à presença de um anticiclone não é possível (HALLER, 2005).

A construção do diagrama Hovmöller a partir de instantâneos da vorticidade calculada utilizando as saídas do E19.1 é feita usando um trajetória que segue aproximadamente o centro do pseudo-jato médio da Figura 4.4. Apresentamos a trajetória escolhida na Figura 4.6, assim como os triângulos vermelhos denotam a latitude do extremo leste do Banco Royal Charlotte, do Monte Submarino HS e da região ligeiramente ao norte da CVT. Podemos assim, seguir as bandas contínuas mais vermelhas que denotam o movimento em direção ao sul da anomalia de alto valor de ζ , observar a evolução dos vórtices e suas eventuais desintegrações na região de interesse. A destruição ou desaparecimento de um vórtice pode ser inferida pela interrupção na continuidade da banda propagante de alta vorticidade relativa.

O diagrama de Hovmöller (Figura 4.7) sugere uma ocorrência regular de vórtices anticiclônicos transladando para sul. Durante toda duração do E19.1, detectamos a passagem de 63 vórtices desde a origem até os limites da CVT. Isso corresponde a aproximadamente 3,7 vórtices por ano. A propagação dos anticiclones, rastreada pelas faixas diagonais de $\zeta > 0$, é observada de forma quase-ininterrupta até cerca de 80-100 km do primeiro obstáculo topográfico: a CA em 17°S. Tal distância é cerca de um (1) raio médio do anticiclone da CCP. Esta interrupção é demarcada no diagrama por uma banda de valores negativos de ζ . Grosseiramente, 57 eventos são descontinuados face à presença da CA. Entretanto, parecem haver algumas feições que ultrapassam o limite da CA e são descontinuados no canal entre o Banco de Abrolhos e o HS, estes são eventos raros que juntos somam no máximo 1/10 dos vórtices observados no diagrama.

Figura 4.6: Trajetória usada para montar diagrama de Hovmöller à seguir sob o mapa médio de vorticidade relativa e vetores de velocidade resultantes do experimento 19.1 do modelo global HYCOM em um nível de 2000 m. As regiões geográficas são o Banco de Abrolhos (BA) e Cadeia Vitoria Trindade (CVT).

Figura 4.7: Diagrama de Hovmöller de vorticidade relativa. A origem é localizada por volta de 10°S , o extremo leste do Banco Royal Charlotte na distância de 1200 km, o Canal Banco de Abrolhos-Hot Spur em 1600 km e a Cadeia Vitória-Trindade em aproximadamente 2100 km, como indicado pelas estrelas vermelhas na Figura 4.6. As linhas tracejadas negras demarcam a posição das bandas de $\zeta < 0$, que indica a descontinuidade da translação das estruturas anticiclônicas.

4.4.2 Cálculo da velocidade de translação

A Transformada de Radon (TR) (RADON, 1917) pode ser utilizada para estimar velocidades de translação de feições no campo da oceanografia, como ondas geradas por navios (MURPHY, 1986) e ondas de Rossby (POLITO; CORNILLON, 1997), por exemplo. No nosso caso, utilizamos o método para calcular a velocidade de propagação dos anticiclones da CCP para o sul ao largo da margem continental leste brasileira. A TR ($R(r, \theta)$) ao longo de um campo bidimensional $\eta(x, y)$, segundo Almar *et al.* (2014), pode ser definido por:

$$R(r, \theta) = \iint \eta(z, y) \delta(x \cos \theta + y \sin \theta - r) \partial x \partial y \quad (4.1)$$

onde δ é a função delta de Dirac, θ e r são o ângulo e a distância desde a origem da linha de integração definida por $r = x \cos \theta + y \sin \theta$, sendo a origem o centro de um campo bidimensional. A TR projeta o diagrama de Hovmöller em um sistema de coordenadas composto pelo raio de Radon(r) e ângulo (θ), esse sistema de coordenadas é denominado como espaço de Radon. O campo do diagrama de Hovmöller é projetado para cada ângulo (0 a 180°) e é realizado o somatório da projeção. Cada estrutura propagante, no caso os anticiclones, aparecem como uma linha inclinada no campo $x - t$ e está associada a um pico no espaço de Radon. O ângulo θ que está associado a este pico pode ser utilizado para a estimativa da velocidade de translação das estruturas visualizadas no diagrama de Hovmöller a partir de:

$$c = \tan(\theta) \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad (4.2)$$

onde Δx e Δy são a resolução espacial e temporal, respectivamente. Para fenômenos recorrentes com mesma velocidade de propagação, haverá vários picos no espaço de Radon, porém todos com o mesmo ângulo θ_m . Por esta razão, pode se esperar que a variância máxima de R seja em θ_m . Assim, determinamos o θ_m a partir do cálculo da variância de R ao longo do raio de integração (r). Neste caso, utilizamos esse θ_m na Equação 4.2 para estimar a velocidade de translação dos anticiclones. O ângulo que maximiza o quadrado da soma da projeção está por volta de $\frac{\pi}{2}$ como mostra a Figura 4.8. Calculando a velocidade de translação, obtemos $5,3 \pm \text{cm s}^{-1}$. O resultado aqui obtido está em concordância com o que foi calculado por Dengler *et al.* (2004), que encontraram velocidades de translação próximas à 5 cm s^{-1} .

Figura 4.8: (a) Transformada de Radon normalizada do diagrama de Hovmöller apresentado na Figura 4.7; e (b) o desvio-padrão da transformada de Radon em função do ângulo do espaço de Radon.

4.5 Fundeios Sintéticos

A utilização de fundeios correntográficos sintéticos a partir dos resultados do E19.1 tem a intenção de corroborar a seção anterior e nos permitir uma comparação com a série temporal do fundeio K4 apresentado na Seção 3.7. No entanto, aqui escolhemos não apenas um fundeio sintético que esteja na posição do real, mas também um segundo fundeio ao sul do Monte Submarino Hot Spur (Figura 4.9), para verificar por um segundo método se a maioria dos anticiclones se desfizeram ao enfrentar a interação com o CA e o HS. Após construir as séries temporais desses fundeios de corrente modeladas no E19.1, aplicamos exatamente o mesmo método utilizado na Seção 3.7. Assim, novamente, utilizamos o critério de considerar como passagem do vórtice apenas aqueles eventos que ultrapassam a média somada a um desvio padrão, como podemos observar na Figura 4.10.

Figura 4.9: Mapa de localização dos fundeios sintéticos extraídos do E19.1, destacado pelas estrelas azuis e com a posição geográfica do fundeio K4 marcada com uma estrela vermelha.

Figura 4.10: Série temporal de velocidade paralela às isobatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004 oriundo do modelo HYCOM global em um nível de 2000 m. Os eventos que ultrapassam o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere as velocidades nulas ($v=0$). O sombreado em amarelo desta a faixa temporal em que segundo Dengler *et al.* (2004) considera uma maior intensidade na CCP.

O resultado do fundeio sintético indica que o E19.1 reproduz os eventos de forma bastante similar aos observados no fundeio K4, tanto em ocorrência como em intensidade. Na análise do fundeio sintético, registramos a ocorrência de 18 eventos com duração média de aproximadamente 35 dias, nos quais 11 estão na faixa temporal que assumimos uma maior intensidade da CCP e portanto, uma maior formação de anticiclones.

Como mencionado, o outro fundeio sintético que construímos se encontra ao sul do HS. Para este fundeio foram utilizados os mesmos critérios que dos anteriores e os resultados são apresentados na Figura 4.11. A análise apresentada na Figura 4.11 mostra que possuímos nove inversões de velocidade, das quais seis delas apenas marginalmente significativas ao nível de 90%. Na maioria da extensão da série temporal, observamos, ainda que muito variável, um escoamento preferencialmente em direção ao sul. Especulamos se este seria o escoamento devido à recoalescência da CCP. Os resultados de (GARZOLI *et al.*, 2015) indicam que pouco ao norte de 20° , a maior parte de uma provavelmente recoalescida CCP guina para leste e flui paralelamente à CVT (vide Figura 1.10).

Figura 4.11: Série temporal de velocidade paralela às isobatas (v) entre maio de 2000 e junho de 2004 oriundo do modelo HYCOM global em um nível de 2000 m. Os eventos que ultrapassam o valor da média somada a um desvio padrão (linha tracejada em vermelho), aparecem sombreados em cinza. As estrelas verdes representam o início desses eventos e as vermelhas, o final. A linha preta tracejada se refere as velocidades nulas ($v=0$).

5 *Sumário e Conclusões*

A Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) transporta águas quentes e superficiais em direção aos polos e águas profundas e gélidas em direção ao equador, resultando no balanço de calor que contribui para a moderação do clima na terra. Devido a essa relação com o clima terrestre, a variabilidade da AMOC tem chamado o interesse da comunidade científica, sendo considerado como seu principal componente a Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) (GARY *et al.*, 2011).

A CCP tem sido estudada ao longo dos anos, principalmente no Atlântico Norte, e definida como um escoamento regular em direção ao equador ao largo da costa Norte Americana (SCHOTT *et al.*, 2004; SCHOTT *et al.*, 2006; WATTS, 1991). Porém, estudos numéricos e observações recentes tem mudado essa visão ao identificar um padrão de escoamento significativo no sentido do interior da bacia oceânica, em aproximadamente 35°N (BOWER *et al.*, 2009; LOZIER, 2010; LOZIER, 2012). Esse fluxo complexo mostra o desafio que é monitorar a AMOC e, portanto, a CCP. No Atlântico Sul, a escassez de observações é ainda maior e portanto, qualquer informação acerca do escoamento da CCP neste hemisfério é de certa forma valorada.

Dentre o padrão de circulação da CCP no hemisfério sul, a região oceânica adjacente à costa leste brasileira é uma das mais complexas e importantes para o entendimento da CCP e sua contribuição para a AMOC que se quebra numa sucessão de anticiclones propagantes para sul (SCHOTT *et al.*, 2005; DENGLER *et al.*, 2004). Esta relevância aliada a escassez de estudos na região nos direcionou a buscar informações acerca da circulação profunda nessa faixa de latitude. Nesse estudo, objetivamos descrever os vórtices da CCP que ocorrem nesta região, bem como estimar a sua frequência de passagem e possível modulação sazonal, a partir de dados observacionais. Também é objeto deste trabalho, avaliar o efeito dos montes submarinos na propagação dos anticiclones e estimar a sua velocidade de translação via análise de simulação global.

Para a análise das características morfométricas das estruturas, utilizamos dados observacionais, em sua grande parte de instituições nacionais. O Método Dinâmico referenciado em 4000 dbar reproduziu as feições de interesse. Nestes cruzeiros sinóticos utilizados, foi possível visualizar vórtices anticiclônicos ao largo da costa leste brasileira, entre 10° e 17° S. Os cruzeiros MARSEAL I e OL II, evidenciam estas estruturas nas imediações de 11° S. As dimensões encontradas para estes cruzeiros foram 220 km (MARASEAL I) e 162 km (OL II). Uma das nossas hipóteses é confirmada no momento em que comparamos essas características morfométricas com os parâmetros obtidos por Dengler *et al.* (2004), dado que o mesmo obteve anticiclones da ordem de 200 km em seu estudo. As estimativas de transporte confirmam o sucesso do método geostrófico em reproduzir a circulação profunda nesta região. Obtivemos estimativas de transporte que variam de 21-43 Sv em direção sul, enquanto Schott *et al.* (2005) estimou transportes que variam entre 13-59 Sv, utilizando radiais de LADCP. As distribuições horizontais obtidas por ADCP em 700 m capturadas nos Cruzeiros MARSEAL, são inéditas e revelam que os vórtices são elípticos e não circulares. Os padrões geostróficos confirmam o formato com o eixo maior na direção norte sul em todos os anticiclones mapeados.

A formação dos anticiclones da CCP é, prioritariamente, regular quanto a sua ocorrência. Porém, foi observado que existem períodos de tempo em que há predominantemente, uma maior ocorrência de vórtices anticiclônicos próximo a 11° S. Essa observação pôde ser realizada a partir do fundeio correntográfico K4 da Universidade de Kiel (Alemanha). Na análise do mesmo, testamos a modulação sazonal da formação dos anticiclones, tentando relacionar com a hipótese originalmente levantada por Dengler *et al.* (2004) de que uma maior intensidade da CCP a montante, favoreceria a formação de vórtices. Identificamos um total de 25 eventos durante o período de atividade do fundeio, vale ressaltar que analisamos 5 anos da série temporal do fundeio, enquanto Dengler *et al.* (2004) analisaram apenas 2 anos. A nossa hipótese é confirmada ao observar que grande parte das inversões de velocidade do correntógrafo ocorre durante os períodos de tempo associados com uma maior intensidade da CCP.

Utilizando os resultados de simulação global, foi possível acompanhar o movimento dos vórtices da CCP ao largo da costa leste brasileira. Os 13 anos de simulação do E19.1 nos proporciona uma ampla visão espaço temporal da circulação profunda na região de interesse. Os resultados sugerem que os anticiclones, em sua maioria, não migram para o interior do Atlântico, e sim são destruídos ao interagir com a complexa topografia ao sul de 17° S, forçando um fluxo mais unificado da CCP para o interior da Bacia do Atlântico

em cerca de 20°S . Dentre os obstáculos topográficos desta região, destacamos a Cadeia de Abrolhos, o monte Hot Spur e a Cadeia Vitória Trindade. Desta forma, a hipótese de que os vórtices da CCP seguem a margem continental leste até cerca de 17°S , quando migram para o interior da Bacia do Atlântico é rejeitada com base na análise de simulações do modelo global HYCOM.

5.1 Recomendações para trabalhos futuros

- Sugerimos um estudo que repetisse o presente trabalho ao largo da costa NE brasileira com o intuito de descrever e compreender a dinâmica de instabilização da CCP e a formação dos anticiclones.
- Investigar os mecanismos físicos de propagação dos vórtices da CCP para o sul. É devido ao atrito com o contorno oeste? É devido ao efeito imagem? É devido a baroclinicidade?
- Investigar com base em dados sinóticos de cruzeiros e simulações numéricas de grande escala o local e a dinâmica de reanexação da CCP à margem continental brasileira

Referências Bibliográficas

ALMAR, R. *et al.* On the use of the radon transform in studying nearshore wave dynamics. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 92, p. 24–30, 2014.

ALVERA-AZCÁRATE, A.; BARTH, A.; WEISBERG, R. H. The surface circulation of the caribbean sea and the gulf of mexico as inferred from satellite altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, n. 3, p. 640–657, 2009.

BENNETT, A. F. *Inverse methods in physical oceanography*. [S.l.]: Cambridge university press, 1992.

BOWER, A. S. *et al.* Interior pathways of the north atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 459, n. 7244, p. 243–247, 2009.

BROECKER, W. S. A revised estimate for the radiocarbon age of north atlantic deep water. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 84, n. C6, p. 3218–3226, 1979.

BROECKER, W. S. *The biggest chill*. [S.l.: s.n.], 1987.

BROECKER, W. S. *et al.* The great ocean conveyor. *Oceanography*, v. 4, n. 2, p. 79–89, 1991.

CUMMINGS, J. A. Operational multivariate ocean data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 131, n. 613, p. 3583–3604, 2005.

CUMMINGS, J. A.; SMEDSTAD, O. M. Variational data assimilation for the global ocean. In: *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II)*. [S.l.]: Springer, 2013. p. 303–343.

DEFANT, A. *Physical oceanography; volume 2*. Pergamon Press, 1961.

DENGLER, M. *et al.* Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. *Nature*, v. 432, p. 1018–1020, 2004.

FIRING, E. Processing adcp data with the codas software system version 3.1. *Joint Institute for Marine and Atmospheric Research, University of Hawaii & National Oceanographic Data Center*, PANGAEA, 1995.

FISCHER, J.; SCHOTT, F. Seasonal transport variability of the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 27751–27769, 1997.

GANDIN, L. S.; HARDIN, R. *Objective analysis of meteorological fields*. [S.l.]: Israel program for scientific translations Jerusalem, 1965.

GARY, S. F. *et al.* Deciphering the pathways for the deep limb of the meridional overturning circulation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Elsevier, v. 58, n. 17, p. 1781–1797, 2011.

GARZOLI, S. L. *et al.* The fate of the deep western boundary current in the south atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 103, p. 125–136, 2015.

GORDON, A. Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 5037–5046, 1986.

HALLER, G. An objective definition of a vortex. *Journal of fluid mechanics*, Cambridge Univ Press, v. 525, p. 1–26, 2005.

HOGG, N. G.; OWENS, W. B. Direct measurement of the deep circulation within the brazil basin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Elsevier, v. 46, n. 1, p. 335–353, 1999.

KUHLBRODT, T. *et al.* On the driving processes of the atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 45, n. 2, 2007.

LAI, D. Y. Mean flow and variabilities in the deep western boundary current. *Journal of physical oceanography*, v. 14, n. 9, p. 1488–1498, 1984.

LOZIER, M. S. Deconstructing the conveyor belt. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 328, n. 5985, p. 1507–1511, 2010.

LOZIER, M. S. Overturning in the north atlantic. *Annual review of marine science*, Annual Reviews, v. 4, p. 291–315, 2012.

LUMPKIN, R.; SPEER, K. Global ocean meridional overturning. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, n. 10, p. 2550–2562, 2007.

MOLINARI, R. L. *et al.* The arrival of recently formed labrador sea water in the deep western boundary current at 26.5 n. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 25, n. 13, p. 2249–2252, 1998.

MURPHY, L. M. Linear feature detection and enhancement in noisy images via the radon transform. *Pattern Recognition Letters*, Elsevier, v. 4, n. 4, p. 279–284, 1986.

PICKART, R. S. Water mass components of the north atlantic deep western boundary current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 39, n. 9, p. 1553–1572, 1992.

PINARDI, N.; ROBINSON, A. R. Dynamics of deep thermocline jets in the polymode region. *Journal of physical oceanography*, v. 17, n. 8, p. 1163–1188, 1987.

POLITO, P. S.; CORNILLON, P. Long baroclinic rossby waves detected by topex/poseidon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 102, n. C2, p. 3215–3235, 1997.

- RADON, J. Über die bestimmung von funktionen durch ihre integralwerte langs gewisser mannigfaltigkeiten, ber. verh. sächs. akad. 69 (1917), 262-277. *Radon26269Ber. Verh. Sächs. Akad.*, 1917.
- RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 419, n. 6903, p. 207–214, 2002.
- REID, J. L. On the total geostrophic circulation of the south atlantic ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, Elsevier, v. 23, n. 3, p. 149–244, 1989.
- RICHARDSON, P. L. On the crossover between the gulf stream and the western boundary undercurrent. *Deep Sea Research*, Elsevier, v. 24, n. 2, p. 139–159, 1977.
- RICHARDSON, P. L.; SCHMITZ, W. J. Deep cross-equatorial flow in the atlantic measured with sofar floats. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 98, n. C5, p. 8371–8387, 1993.
- RODRÍGUEZ-MARROYO, R.; VIÚDEZ, Á.; RUIZ, S. Vortex merger in oceanic tripoles. *Journal of Physical Oceanography*, v. 41, n. 6, p. 1239–1251, 2011.
- SANDSTRÖM, J. W.; HELLAND-HANSEN, B. über die berechnung von meeresströmungen. [Fiskeridirektoratets havforskningsinstitut], 1902.
- SCHMID, C. *et al.* The vitória eddy and its relation to the brazil current. *Journal of physical oceanography*, v. 25, n. 11, p. 2532–2546, 1995.
- SCHMITZ, W. J. On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 33, n. 2, p. 151–173, 1995.
- SCHOTT, F. *et al.* On mean and seasonal currents and transports at the western boundary of the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, n. C8, p. 14353, 1993. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/1993/93JC01287-.shtml>>.
- SCHOTT, F. A. *et al.* On the boundary flow off brazil at 5–10 s and its connection to the interior tropical atlantic. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 29, n. 17, p. 21–1, 2002.
- SCHOTT, F. a. *et al.* The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5° – 11° S. *Journal of Physical Oceanography*, v. 35, p. 2031–2053, 2005.
- SCHOTT, F. A. *et al.* Variability of the deep western boundary current east of the grand banks. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 33, n. 21, 2006.
- SCHOTT, F. A. *et al.* Circulation and deep-water export at the western exit of the subpolar north atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, n. 4, p. 817–843, 2004.
- SILVEIRA, I. C. da; BROWN, W. S.; FLIERL, G. R. Dynamics of the north brazil current retroflexion region from the western tropical atlantic experiment observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 105, n. C12, p. 28559–28583, 2000.

SILVEIRA, I. D. *et al.* On the baroclinic structure of the brazil current–intermediate western boundary current system at 22–23 s. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 31, n. 14, 2004.

SILVEIRA, I. D. *et al.* Is the meander growth in the brazil current system off southeast brazil due to baroclinic instability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, Elsevier, v. 45, n. 3, p. 187–207, 2008.

SOUTELINO, R. *et al.* Is the brazil current eddy-dominated to the north of 20 s? *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 38, n. 3, 2011.

STOMMEL, H. The abyssal circulation. *Deep Sea Research (1953)*, Elsevier, v. 5, n. 1, p. 80–82, 1959.

STOMMEL, H.; ARONS, A.; FALLER, A. Some examples of stationary planetary flow patterns in bounded basins1. *Tellus*, Wiley Online Library, v. 10, n. 2, p. 179–187, 1958.

STOMMEL, H.; ARONS, A. B. On the abyssal circulation of the world ocean - I: Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep Sea Research*, v. 6, p. 140–154, 1960.

STOMMEL, H.; ARONS, A. B. On the abyssal circulation of the world ocean—ii. an idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep Sea Research (1953)*, Elsevier, v. 6, p. 217–233, 1960.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The north brazil undercurrent. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 42, n. 5, p. 773–795, 1995.

SWALLOW, J. C.; WORTHINGTON, L. An observation of a deep countercurrent in the western north atlantic. *Deep Sea Research (1953)*, Elsevier, v. 8, n. 1, p. 1–IN3, 1961.

TALLEY, L. D. *et al.* Chapter 7 - dynamical processes for descriptive ocean circulation. In: SWIFT, L. D. T. L. P. J. E. H. (Ed.). *Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition)*. Sixth edition. Boston: Academic Press, 2011. p. 187 – 221. ISBN 978-0-7506-4552-2. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780750645522100071>>.

THOMSON, R. E.; EMERY, W. J. *Data analysis methods in physical oceanography*. [S.l.]: Newnes, 2014.

WATTS, D. R. Equatorward currents in temperatures 1.8-6.0 c on the continental slope in the mid-atlantic bight. *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier, v. 57, p. 183–196, 1991.

WUNSCH, C. What is the thermohaline circulation? *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 298, n. 5596, p. 1179–1181, 2002.