Fabiola Negreiros de Amorim

**A Dinâmica Sazonal da Plataforma Continental
Leste Brasileira entre 10°S e 16°S**

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

Orientador:

Prof. Dr. Edmo José Dias Campos

Co-orientador:

Prof. Dr. Mauro Cirano

São Paulo

2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**A Dinâmica Sazonal da Plataforma Continental Leste
Brasileira entre 10°S e 16°S**

Fabiola Negreiros de Amorim

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

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

*“... Cada um de nós compõe a sua história,
e cada ser em si carrega o dom de ser capaz...”*

Almir Sater.

*Dedico esta obra ao seu maior incentivador,
meu amigo Mauro Cirano.*

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vii
Artigos científicos vinculados à Tese	ix
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xv
Lista de Abreviações	xvi
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	5
2 Caracterização da região de estudo	6
3 Circulação sazonal da Plataforma Continental da costa central da Bahia com base em dados <i>in situ</i>	11
3.1 Circulação costeira e na Plataforma Continental adjacente à Baía de Camamu (14°S)	13
3.1.1 O Conjunto de Dados e a Metodologia Aplicada	14
3.1.2 Resultados Obtidos	17
3.1.3 Discussão integrada dos resultados	30
3.2 A influência da circulação de larga-escala, processos transientes e locais na circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira, 13°S .	33

3.2.1	Contextualização Regional	34
3.2.2	O conjunto de dados e a metodologia aplicada	38
3.2.3	Resultados obtidos e discussão	39
4	Modelagem numérica da circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira entre 10°S e 16°S	60
4.1	O <i>Regional Ocean Modeling System</i> - ROMS	61
4.1.1	Descrição do modelo	62
4.1.2	Equações Governantes	62
4.1.3	Sistema de Coordenadas e discretização	65
4.1.4	O esquema do gradiente de pressão	67
4.1.5	O esquema de advecção	69
4.1.6	O esquema de fechamento turbulento	69
4.2	Configuração do Experimento	70
4.3	Análise das Forçantes	74
4.3.1	Forçantes iniciais e de Contorno	74
4.3.2	Forçantes de Maré	84
4.3.3	Forçantes Atmosféricas	86
4.4	Resultados da Modelagem Numérica Regional	88
4.4.1	Avaliação preliminar dos resultados do MCR ROMS	90
4.4.2	A circulação forçada pelas marés	97
4.4.3	A sazonalidade da circulação na plataforma e talude continental	104
4.4.4	Variação espaço-temporal da circulação na plataforma continen- tal e seus mecanismos forçantes	122
5	Conclusões	147
	Bibliografia	157

Agradecimentos

- À Deus, por ter-me concedido a força necessária para alcançar mais esta conquista.
- À minha avó, D. Tarcy, pelos preciosos ensinamentos que me possibilitaram ir mais longe do que eu poderia, a princípio, supor.
- À minha família, em especial aos meus pais, irmãos e primas Ingrid e Camille, pelo apoio constante e compreensão dos meus momentos de ausência, e à "tia" Danny, pelo suporte e carinho nos momentos finais deste trabalho.
- Ao meu orientador Dr. Edmo J. D. Campos, por ter aceito a responsabilidade de sua orientação, sem a qual este trabalho não seria possível. Agradeço também o seu suporte e disponibilidade para esclarecer dúvidas sempre que se fez necessário.
- Ao meu co-orientador Dr. Mauro Cirano, por sua dedicação, paciência e, acima de tudo, grande amizade.
- Ao meu amigo Dr. Martinho Marta-Almeida, da Universidade de Aveiro, Portugal. Por sua paciência e disponibilidade para esclarecer as inúmeras dúvidas relacionadas à modelagem hidrodinâmica.
- Aos professores do IO-USP, Dr. Ilson C. A. da Silveira e Dr. Paulo Polito, por estarem sempre disponíveis para esclarecer as dúvidas que surgiram durante o período do doutorado.
- Ao Dr. Ivan D. Soares, por seus conselhos e suporte, e por estar sempre disponível para esclarecimento de dúvidas.
- Aos meus amigos de Sampa e do IO-USP, em especial à Ana Amelia, Raquel, Adriana, Fabricio, Rafael Soutelino, Luiz Felipe, Márcio e Carlos França. Obrigado pelo suporte e agradáveis momentos que compartilhamos.

- Às queridas Ana Paula e Silvana, da secretaria da Pós-graduação. Muito obrigado pela paciência e disponibilidade a mim oferecidas sempre que necessário.
- Aos amigos da UFBA, Saulo, Janini, Guilherme, Carlos Teixeira, Rogério, Lavínio, Juliana, Clemente e Carlos Lentini, por todo apoio fornecido sempre que precisei.
- Aos amigos Ana Carla e Petterson, por terem sempre um "cantinho" para me receber durante as minhas passagens por Salvador.
- À todos os amigos da Universidade de Aveiro, pelo carinho com que me receberam nesta Instituição.
- Às amigas Rosa, Ana Margarida, Aline, Tania e Betinha, por terem sido a minha "família Aveirense".
- Aos membros da minha banca, por terem aceito compô-la. Desde já agradeço as sugestões que irão contribuir para tornar este trabalho mais consistente.
- À Companhia ElPaso Óleo e Gás do Brasil, por ter disponibilizado os dados usados para a caracterização oceanográfica da Plataforma Continental adjacente à Baía de Camamu.
- À PETROBRAS, pelo financiamento do "Programa de levantamento de dados oceanográficos do BCAM-40", contrato n. 4600216176, e por terem concedido a utilização de todo o conjunto de dados para publicação científica.
- À CAPES, pela concessão da bolsa de doutorado nos primeiros dois anos de realização deste trabalho.
- À Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica - REMO, pela concessão de uma bolsa de pesquisa durante os últimos anos de realização deste trabalho. Agradeço também à Rede REMO e a todos os seus integrantes, pelo suporte técnico, computacional e logístico que tornaram possível a etapa de modelagem hidrodinâmica deste trabalho.

Resumo

A circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira (PCLB) entre 10°S e 16°S é investigada com base em um inédito conjunto de dados *in situ* e em modelagem hidrodinâmica. Os dados observados possibilitaram a compreensão da dinâmica da circulação em partes específicas da região de estudo e a sua interação com os diversos mecanismos forçantes, ilustrando a forte influência da circulação atmosférica e oceânica de meso/larga escalas, de processos transientes e da topografia local, na circulação regional, apresentando cenários distintos entre as estações do ano. Os resultados da modelagem hidrodinâmica não só complementaram os estudos observacionais, como também permitiram uma maior compreensão da variabilidade sazonal e espaço-temporal da circulação na PCLB, assim como a sua interação com os diversos mecanismos forçantes, para uma região mais ampla (10°S-16°S).

A PCLB é fortemente afetada pela sazonalidade de larga escala do regime dos ventos alísios e da latitude da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Seguindo esta dinâmica, durante as estações de primavera/verão, as correntes na Plataforma Continental (PC) ao sul de 12°S ficam sujeitas a ventos preferenciais de E-NE e, no oceano, a bifurcação da Corrente Sul Equatorial (bSEC) atinge a sua posição mais ao norte (~13°S em novembro). Nas regiões da quebra da PC e do talude continental, as correntes são também influenciadas pelas Correntes de Contorno Oeste (CCO). No domínio norte (10°S), a circulação na PC interna é para sul, seguindo o campo de ventos preferencial, enquanto a circulação na PC média e na quebra da PC é mais influenciada pelas correntes na região do talude continental, que são claramente dominadas pela dinâmica da Corrente Norte do Brasil/Sub-Corrente Norte do Brasil (CNB/SCNB). No domínio central (14°S), embora a circulação seja de certa forma similar à observada para o domínio norte, a circulação no talude continental apresenta uma maior variabilidade como resposta à presença dos fluxos contrários da Corrente do Brasil (CB) e da SCNB. A circulação no domínio sul (16°S) possui uma clara divisão ao longo da PC/talude continental, apresentando um intenso e organizado fluxo direcionado para

sul na PC interna e média, como resposta à forçante remota do vento, e uma circulação polarizada na direção perpendicular à costa nas regiões da quebra da PC/talude continental, sugerindo uma associação com a CCO e com a topografia local do Banco Royal Charlotte.

Durante as estações de outono/inverno, seguindo o regime sazonal dos ventos alísios e da latitude da ZCIT, a PC ao norte de $\sim 20^{\circ}\text{S}$ fica sujeita a ventos preferenciais de E-SE e as correntes sofrem uma reversão do fluxo médio, e a bCSE atinge seu limite sul ($\sim 17^{\circ}\text{S}$ em julho). A circulação na PC interna e média no domínio norte durante estas estações, apresenta um fraco fluxo para norte com uma alta variabilidade. Enquanto na PC interna esta variabilidade está relacionada à entrada mais frequente de frentes frias, na PC média está relacionada com a circulação na região do talude continental. A circulação nesta região possui uma alta correlação com aquela na região da quebra da PC e ambas apresentam um fluxo médio para norte mais intenso e menos variável, que pode estar relacionado com o fluxo da CNB/SCNB, que ocupa toda a região do talude continental durante estas estações do ano. O fluxo médio para norte no domínio central, apresenta uma fraca intensidade e alta variabilidade nas regiões da PC interna e média e na quebra da PC, que pode estar relacionada com o aumento da frequência de sistemas frontais, ao fato desta região ser influenciada pela bifurcação do fluxo médio em superfície e, para a região da quebra da PC, à variabilidade da SCNB, que apresenta maiores episódios em que ocupa esta região. A CNB/SCNB exerce uma clara influência na circulação da região do talude continental. A circulação no domínio sul é principalmente gerada pelo vento remoto nas regiões da PC interna e média, enquanto nas regiões da quebra da PC e talude continental apresenta uma significativa influência da CCO.

Palavras-chave: Circulação na Plataforma Continental, Circulação gerada pelo vento, Correntes de Contorno Oeste, Corrente Sul Equatorial, Sazonalidade, Modelagem Hidrodinâmica.

Abstract

The seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf (EBS) between 10°S and 16°S is investigated based on original in situ data sets and hydrodynamic modeling. The observational data provided an understanding of the circulation dynamics within specific parts of the study region and its interaction with the various forcing mechanisms, illustrating the strong influence of the large/meso scales atmospheric and oceanic circulation, transient processes and local topography on the regional circulation, presenting very distinct scenarios between seasons. The hydrodynamic modeling results not only complemented the observational studies but also allowed for a broader understanding of the seasonality and time-space variability of the EBS circulation, as well as its interaction with the various forcing mechanisms, in a wider region (10°S-16°S).

The EBS is highly affected by large-scale seasonality in the trade wind regime and the latitude of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Following this dynamics, during the spring/summer seasons, the currents within the continental shelf south of 12°S are influenced by preferential E-NE winds and, in the ocean, the bifurcation of the South Equatorial Current (bSEC) reaches its northernmost position ($\sim 13^\circ\text{S}$ in November). At the shelf break and slope region, the currents are also influenced by the Western Boundary Currents (WBC). At the northern domain (10°S) the inner shelf circulation is to the south following the preferential winds, while the circulation at the mid shelf and shelf break is more influence by the currents at the slope, which are clearly dominated by the North Brazil Current/North Brazil Undercurrent (NBC/NBUC) dynamics. At the central region (14°S), although the circulation is somehow similar to that observed for the northern domain, the slope circulation presents a greater variability in response to the presence of the opposing Brazil Current (BC) and NBUC flow. At the southern domain (16°S) the circulation has a clear division along the continental shelf/slope regions, presenting an intense and organized southward flow at the inner and mid shelves, as a response to the remote wind forcing, and a polarized cross-shelf circulation at the shelf break/slope region, suggesting an association with the WBC

and the local topography of the Royal Charlotte Bank.

During the autumn/winter seasons, following the seasonal regime of the trade winds and the latitude of the ITCZ, the continental shelf north of $\sim 20^{\circ}\text{S}$ are influenced by preferential E-SE winds and the currents experience a reversal of the mean flow, and the bSEC reaches its southernmost position ($\sim 17^{\circ}\text{S}$ in July). The circulation during these seasons at the northern domain inner and mid shelves presents a weak northward flow with a strong variability. While at the inner shelf this variability is related to the more frequent cold front passages at the mid shelf it is related to the slope region circulation. The circulation at this region has a high correlation with the circulation at the shelf break and both present a less variable and more intense northward net flow which could be related to the NBC/NBUC flow, that occupies the entire slope region during these seasons. The northward net flow at the central domain presents a weak intensity and high variability at the inner/mid shelves and shelf break regions, which could be related to the increase in the cold fronts frequency, to the fact that this region is under the influence of the bifurcation of the surface net flow and, for the shelf break region, to the NBUC variability which presents more episodes that occupies this region. At the slope region the NBC/NBUC exerts a clear influence in the circulation. The circulation at the southern domain is mainly driven by the remote wind forcing at the inner and mid shelves, while at the shelf break/slope regions presents a significant WBC influence.

Keywords: Shelf Currents, Wind-driven Circulation, Western Boundary Currents, South Equatorial Current, Seasonal Variations, Hydrodynamic Modeling.

Artigos científicos vinculados à Tese

Os resultados apresentados na Seção 3.1 foram publicados na revista *Continental Shelf Research* e podem ser acessados pela seguinte referência:

Amorim, F. N., M. Cirano, I. D. Soares, & C. A. D. Lentini, 2011: Coastal and shelf circulation in the vicinity of Camamu Bay (14°S), Eastern Brazilian Shelf. *Cont. Shelf. Res.*, 31(108-119). doi:10.1016/j.csr.2010.11.011.

Os resultados apresentados na Seção 3.2 foram submetidos para publicação na revista *Continental Shelf Research*, sendo que o manuscrito está em processo final de revisão e as sugestões dos revisores foram devidamente incorporadas nesta seção. A referência para este artigo é:

Amorim, F. N., M. Cirano, I. D. Soares, E. J. D. Campos & J. F. Middleton, 2011.: The influence of large-scale circulation, transient and local processes on the seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf, 13°S.

Lista de Figuras

2.1	Esquema da variação sazonal da bifurcação da Corrente Sul Equatorial ao longo da PCLB entre 8°S e 19°S	7
2.2	Climatologia das Rosas dos Ventos (1976-2006) para um ponto localizado na PCLB (14°S)	9
3.1	Mapa de localização das regiões de estudo localizadas na PCLB	12
3.2	Mapa de localização dos pontos de monitoramento na PC adjacente à BCM	15
3.3	Série temporal dos dados observados na PC adjacente à BCM	18
3.4	Série temporal sub-inercial das correntes superficiais na conexão plataforma/estuário	20
3.5	Coerência e fase entre o vento e a corrente superficial na conexão entre a PC e o canal estuarino durante o verão	21
3.6	Série temporal sub-inercial do vento e das correntes na PC interna e média	22
3.7	Velocidade geostrófica absoluta derivada do AVISO	22
3.8	Relação entre a correlação cruzada e a defasagem entre o vento e as correntes na PC interna e média	24
3.9	Coerência e fase entre o vento e as correntes na PC média	25
3.10	Elipses de maré superficiais para os componentes M_2 e S_2 de maré semi-diurna	27
3.11	Espectro de energia para as correntes e vento na banda supra-inercial . .	28
3.12	Mapa de localização da região de estudo em torno de 13°S	35
3.13	Profundidade da camada de mistura sazonal em torno de 13°S	37
3.14	Padrão de ventos durante os cruzeiros no BCAM-40	41

3.15	Mapas de velocidade geostrófica e topografia dinâmica absoluta derivados do AVISO para a região do BCAM-40	43
3.16	Correntes barotrópicas derivadas dos dados de ADCP durante os cruzeiros no BCAM-40	44
3.17	Correntes perpendiculares à costa derivadas dos dados de ADCP na radial R2 do BCAM-40 durante a primavera e o verão	45
3.18	Correntes paralelas à costa derivadas dos dados de ADCP na radial R1 do BCAM-40 durante a primavera e o verão	46
3.19	Correntes paralelas à costa derivadas dos dados de ADCP nas radiais R1 e R2 do BCAM-40 durante o outono	47
3.20	Correntes perpendiculares à costa derivadas dos dados de ADCP na radial R2 do BCAM-40 durante o outono e o inverno	48
3.21	Perfis verticais médios de σ_θ , temperatura e salinidade para a região da plataforma externa e talude continental do BCAM-40	49
3.22	Seções verticais de temperatura durante as estações primavera, verão, outono e inverno para as radiais do BCAM-40	51
3.23	Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de temperatura e salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de primavera no BCAM-40	53
3.24	Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de temperatura e salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de verão no BCAM-40	55
3.25	Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de temperatura e salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de outono no BCAM-40	57
3.26	Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de temperatura e salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de inverno no BCAM-40	59
4.1	Batimetria da região de estudo.	71
4.2	Médias mensais (2004-2009) das correntes horizontais superficiais derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA	76

4.3	Médias mensais (2004-2009) das correntes horizontais em 100 m derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA	77
4.4	Médias anuais (2004-2009) das correntes horizontais em 300 m e 800 m derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA	78
4.5	Média anual (2004-2009) das correntes horizontais em 50 m derivada das análises globais do HYCOM/NCODA	79
4.6	Seções verticais médias (2004-2009) de velocidade meridional derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA	80
4.7	Campos horizontais médios (2004-2009) de TSM derivados das análises globais do HYCOM/NCODA e das análises da REMO.	82
4.8	Campos horizontais médios (2004-2009) de SSH derivados das análises globais do HYCOM/NCODA e do AVISO	83
4.9	Distribuição horizontal das amplitudes e Fases dos principais componentes de maré semi-diurna M_2 e S_2 e diurna O_1 e K_1 fornecidas pelo modelo global de marés TPXO.	85
4.10	Campos médios mensais (2004-2009) de ventos a 10 m da superfície do mar derivados das Reanálises-II do NCEP e do QuickSCAT.	87
4.11	Domínio da grade do MCR ROMS para as análises dos resultados obtidos entre os anos de 2006 a 2009	89
4.12	Evolução da energia cinética do MCR ROMS.	91
4.13	Transporte integrado nas fronteiras norte, sul e leste do MCR e do MCG	93
4.14	Série temporal de elevação do nível do mar do GLOSS e do MCR ROMS para a estação em Salvador	95
4.15	Campos horizontais médios (2006-2009) de SSH derivados do MCR ROMS e das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011)	96
4.16	Distribuição das Amplitudes (cm) e Fases ($^{\circ}$ G) dos principais componentes de maré semi-diurna M_2 e S_2 e diurna O_1 e K_1 para o MCR ROMS.	100
4.17	Distribuição das Elipses de maré barotrópicas dos componentes semi-diurnos M_2 e S_2 e diurnos O_1 e K_1 para o MCR ROMS.	102
4.18	Médias mensais (2006-2009) das correntes horizontais superficiais derivadas do MCR ROMS	105

4.19 Séries temporais (2006-2009) das correntes nas PC média e interna derivadas do MCR ROMS	107
4.20 Médias mensais (2006-2009) das correntes horizontais em 100 m derivadas do MCR ROMS	109
4.21 Médias anuais (2006-2009) das correntes horizontais em 300 m e 800 m derivadas do MCR ROMS	110
4.22 Seções verticais médias (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa ao longo da Radial em 10°S.	112
4.23 Seções verticais médias (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa ao longo da Radial em 14°S.	114
4.24 Seções verticais médias (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa ao longo da Radial em 16°S.	116
4.25 Ciclo anual de transporte médio mensal (2006-2009) ao longo das radiais em 10°S, 14°S e 16°S para as massas de água AT e ACAS.	118
4.26 Seções verticais médias (2006-2009) de temperatura para as Radiais em 10°S, 14°S e 16°S.	120
4.27 Seção vertical média (2006-2009) de temperatura para profundidades inferiores a 100 m nas Radiais em 10°S, 14°S e 16°S e para os meses de janeiro e outubro.	121
4.28 Médias sazonais (2006-2009) das correntes horizontais superficiais derivadas do MCR ROMS	125
4.29 Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água para as estações localizadas na Radial em 10°S.	126
4.30 Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) das correntes paralelas à costa para as estações localizadas na Radial em 10°S.	128
4.31 Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica com aquelas na região da PC/Talude continental, para a Radial em 10°S.	129
4.32 Correlação cruzada entre o vento paralelo à costa e as correntes na banda sub-inercial para a Radial em 10°S.	130

4.33	Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água para as estações localizadas na Radial em 14°S.	134
4.34	Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) das correntes paralelas à costa para as estações localizadas na Radial em 14°S.	136
4.35	Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica com aquelas na região da PC/Talude continental, para a Radial em 14°S.	137
4.36	Correlação cruzada entre o vento paralelo à costa e as correntes na banda sub-inercial para a Radial em 14°S.	139
4.37	Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água para as estações localizadas na Radial em 16°S.	141
4.38	Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica com aquelas na região da PC/Talude continental, para a Radial em 16°S.	143
4.39	Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) das correntes paralelas à costa para as estações localizadas na Radial em 16°S.	144
4.40	Correlação cruzada entre o vento paralelo à costa e as correntes na banda sub-inercial para a Radial em 16°S.	145

Lista de Tabelas

3.1	Descarga fluvial média na BCM durante as estações seca e chuvosa . . .	14
3.2	Período de medição de dados na PC adjacente à BCM	16
3.3	Estatística básica dos dados coletados na PC adjacente à BCM	19
3.4	Variabilidade das correntes sub-inerciais paralelas à costa na PC média .	26
3.5	Variabilidade das correntes supra-inerciais paralelas à costa na PC média	30
4.1	Principais parâmetros de configuração do MCR ROMS	72
4.2	amplitudes e fases disponibilizadas pela FEMAR e pelo MCR ROMS. . .	98
4.3	Localização das estações para análise da variação espaço-temporal das correntes nas Radiais R10, R14 e R16.	123
4.4	Estatística básica das correntes integradas na coluna de água na Radial em 10°S.	127
4.5	Estatística básica das correntes integradas na coluna de água na Radial em 14°S.	135
4.6	Estatística básica das correntes integradas na coluna de água na Radial em 16°S.	142

Lista de Abreviações

ACAS: Água Central do Atlântico Sul

ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler

AIA: Água Intermediária Antártica

AT: Água Tropical

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer

AVISO: Archiving, Validation and Interpretation of Sattelites Oceanographic

BAb: Banco de Abrolhos

bCSE: bifurcação da Corrente Sul Equatorial

BCM: Baía de Camamu

BRC: Banco Royal Charlotte

BTS: Baía de Todos os Santos

CB: Corrente do Brasil

CC: Condição de Contorno

CCI: Corrente de Contorno Intermediária

CCO: Corrente de Contorno Oeste

CNB: Corrente Norte do Brasil

CPTEC: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CS: Cânion de Salvador

CSE: Corrente Sul Equatorial

CTD: Conductivity, Temperature and Depth

CVT: Cadeia Vitória-Trindade

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EOF: Funções Empíricas Ortogonais

HYCOM: HYbrid Coordinate Ocean Model

INPE: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MCG: Modelo de Circulação Global

MCR: Modelo de Circulação Regional

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NCODA: National CONSortium for Data Assimilative modeling

PC: Plataforma Continental

PCD: Plataforma de Coleta de Dados
PCLB: Plataforma Continental Leste Brasileira
PCM: Profundidade da Camada de Mistura
PSD: Densidade Espectral de Potência
ROMS: Regional Ocean Modeling System
SCNB: Sub-Corrente Norte do Brasil
SSH: Elevação da Superfície do Mar
TV: Transporte de Volume
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

Capítulo 1

Introdução

*“... Deus ao mar o perigo e o abismo deu,
mas nele é que espelhou o céu.”*

Fernando Pessoa.

As Plataformas Continentais (PC) distribuídas ao longo do mundo representam apenas 7,5% da área total dos oceanos (Eisma, 1998). No entanto, apesar de ocuparem uma pequena parcela dos oceanos, as PCs possuem uma enorme importância econômica e ecológica. Além de abrigarem uma considerável parcela das reservas de óleo e gás oceânicas (Hall, 2002), é nesta região que está concentrada 90% da pesca mundial (Sharp, 1998). Em termos ambientais, a proximidade da PC em relação à zona costeira, torna este sistema bastante vulnerável, principalmente quando consideramos que 37% da população mundial vive em regiões costeiras, distantes de no máximo 100 km da costa (Cohen *et al.*, 1997). Dentre as atividades antrópicas que afetam diretamente a PC, podemos citar os descartes de resíduos domésticos e industriais e os impactos relacionados às atividades exploratórias de óleo e gás.

A circulação na PC é um importante fator no controle deste sistema, uma vez que: i) em termos de produtividade biológica, ela influencia nos processos biológicos (e.g. Postma & Zijlstra, 1998; Mann & Lazier, 2006) e ii) no caso de poluentes/efluentes é determinante e contribui para a sua dispersão e depuração. Por esta razão, a PC e sua interface com os sistemas adjacentes (e.g. baías, estuários, talude continental), assim como a dinâmica que controla a interação entre eles, tem sido o tópico de diversos estu-

dos nas últimas décadas (e.g. *Lee et al.*, 1984; *Lentz & Winant*, 1986; *Garvine*, 1991; *Wong*, 1999; *Soares & Moller*, 2001). Dependendo de sua localização, a PC pode estar sobre a influência do efeito combinado de diversos mecanismos forçantes (e.g. ventos, marés, correntes de densidade, atividades de meso-escala), com escalas de variabilidade temporal que variam de poucas horas (e.g. banda supra-inercial) a vários dias (e.g. banda sub-inercial). Além disso, de acordo com a topografia e largura da PC, os mecanismos forçantes podem exercer influências distintas na sua dinâmica.

Em um estudo pioneiro, *Allen et al.* (1983) delinearam as principais características de diversas PCs sob a influência de diferentes mecanismos forçantes. Por exemplo, *Lee et al.* (1984) descreveram a circulação da *South Atlantic Bight*, que possui uma PC larga, como tendo três regiões distintas, de acordo com as forçantes envolvidas. Na PC interna (0-20 m) a circulação é dominada por correntes de densidade, como resposta à um fluxo baroclínico direcionado para sul, em função da descarga fluvial local. Para a PC média (21-40 m) as correntes apresentaram uma forte relação com o vento local e as oscilações do nível do mar, e observou-se variações sazonais na estratificação. Durante períodos de intensificação da mistura superficial (estações de outono/inverno), observou-se uma grande homogeneidade vertical, enquanto que em períodos de aumento da descarga fluvial e diminuição da mistura vertical (estações de primavera/verão) desenvolveu-se uma forte estratificação vertical. Nesta região, as variabilidades de baixa-frequência das correntes mostraram forte dependência do vento local nos períodos de dois dias a duas semanas, em função da passagem de sistemas frontais, apresentando baixa correlação com as correntes na PC externa (45-75 m), onde as variabilidades de baixa-frequência são dominadas por meandros e vórtices relacionados à Corrente do Golfo.

Para a *Southern Brazilian Shelf*, que é muito similar à *South Atlantic Bight* em termos da topografia e dos mecanismos forçantes, *Soares & Moller* (2001) mostram que a circulação na PC interna é dirigida por correntes de densidade, enquanto que o efeito combinado do vento e Correntes de Contorno Oeste (CCO) é observado na PC média e externa. *Dottori & Castro* (2009), com base em análises de Funções Empíricas Ortogonais (EOF), mostram que o modo de variabilidade barotrópico é responsável por mais de 80% da variabilidade das correntes nas PC interna e média de São Paulo, e 95%

da variabilidade das correntes na PC externa. No entanto, as correntes na PC externa apresentaram uma fraca resposta à forçante do vento em relação às outras regiões da PC, o que os autores atribuíram ao fluxo da Corrente do Brasil (CB) na região do talude continental, que eventualmente ocupa parte da PC externa. O bombeamento de águas do talude continental em direção à PC de Santos, associado com meandros ciclônicos da CB, é um fenômeno conhecido (*Campos et al.*, 2000).

Para a estreita *Southern California Shelf*, *Lentz & Winant* (1986) não encontraram uma resposta clara das correntes à dinâmica de Ekman, o que os autores atribuíram à largura da PC e à fraca intensidade do vento local. Além disso, a maior parte da variabilidade das correntes não esteve associada ao vento. *Lentz* (1994) aponta que em PC estreitas a variabilidade das correntes paralelas à costa tende a decrescer em direção à costa, o que pode ser atribuído a ação combinada de pelo menos três fatores: o cisalhamento da tensão do vento, a diminuição da profundidade, resultando em uma diminuição da forçante associada ao gradiente de pressão paralelo à costa, e ao aumento do atrito sobre a PC interna.

A PC mais estreita ao longo da costa brasileira está localizada na Plataforma Continental Leste Brasileira (PCLB), definida entre as latitudes de 8°S-15°S, de acordo com suas características dinâmicas (*Castro & Miranda*, 1998), e entre as latitudes de 13°S-22°S, de acordo com suas características geográficas e hidrológicas (*Knoppers et al.*, 1999). Excluindo o Banco de Abrolhos (BAb) em sua porção mais ao sul, a PCLB apresenta largura típica de 15 km, embora em certas partes possua largura de apenas 10 km (*Castro & Miranda*, 1998). A sua pequena largura torna a PCLB uma região única, uma vez que esta não é uma característica comum em margens oeste. No tocante à sua dinâmica, a PCLB apresenta condições típicas de margem tropical dominada por CCOs, uma vez que abriga a bifurcação da Corrente Sul Equatorial (bCSE) em duas CCOs em sua quebra de plataforma/talude continental, quais sejam: a CB, com fluxo em direção ao pólo, e a corrente Norte do Brasil/Sub-corrente Norte do Brasil (CNB/SCNB), com fluxo em direção ao equador. Em uma média anual, a bCSE ocorre entre 14°S-16°S nos primeiros 100 m de coluna d'água (*Stramma & England*, 1999; *Rodrigues et al.*, 2007), o que engloba grande parte da porção central da PCLB. Em função de sua largura, *Castro & Miranda* (1998) apoiam firmemente que a circulação na plata-

forma possa vir a ser afetada pelos fenômenos de meso-escala relacionados ao fluxo das CCOs.

Adicionalmente, a PCLB abriga importantes ecossistemas, como a Baía de Todos os Santos (BTS), a Baía de Camamu (BCM) e o Banco de Abrolhos (BAb), representando uma zona de grande importância social, econômica e ambiental e um importante nicho para a pesca e turismo local (*Lessa et al.*, 2001; *Leão*, 2002; *Amorim*, 2005; *Hatje et al.*, 2008). No entanto, seu padrão de circulação regional e sua possível conectividade com os diversos sub-sistemas, não são ainda completamente entendidos. Com o intuito de preencher esta lacuna, alguns esforços foram empreendidos visando conhecer sua hidrodinâmica e os processos físicos associados (e.g. *Amorim*, 2005; *Teixeira*, 2006; *Cirano & Lessa*, 2007; *Lima*, 2008). No entanto, estes estudos foram conduzidos em regiões específicas e em diferentes estações do ano, não sendo suficientes para descrever suas principais características sob o ponto de vista sazonal e intra-sazonal.

De acordo com *Lima* (2008), a passagem de sistemas frontais é capaz de causar uma reversão completa do fluxo médio ao longo da PCLB e, em função de sua proximidade com os sistemas estuarinos, as regiões das plataformas interna e média sofrem influência das correntes de maré (*Amorim*, 2005). Em função de sua pequena largura, é esperado que a circulação na PCLB sofra influência da circulação de larga-escala, uma vez que a bCSE nos primeiros 400 m de coluna d'água, varia sazonalmente ao longo de sua extensão (entre 13°S e 17°S) (*Rodrigues et al.*, 2007). Em um estudo recente, baseado em dados sinóticos coletados durante as estações de outono e verão, *Soutelino et al.* (2011) reforçam a idéia de que a região da quebra de talude é fortemente dominada pelas atividades de meso-escala relacionadas às CCOs, podendo vir a afetar a circulação da PCLB como um todo ao longo do ano.

Com base nas evidências e idéias expostas acima, ou seja, de que a PCLB é uma região particular dominada por forçantes em diversas escalas e ainda não totalmente entendida, este estudo pretende descrever a circulação sazonal da PCLB na região entre 10°S e 16°S, englobando o domínio onde ocorre a bifurcação da CSE. Para atingirmos este objetivo este trabalho encontra-se organizado da seguinte forma: o Capítulo 2 descreve as principais características da região de estudo, no Capítulo 3 descreve-se as principais forçantes envolvidas na geração da circulação da região de estudo com

base em um original conjunto de dados coletados *in situ*. O modelo numérico adotado neste estudo e seus resultados são descritos no Capítulo 4, ao qual segue-se o Capítulo 5, onde os principais resultados são discutidos de maneira integrada.

1.1 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é **descrever a dinâmica Sazonal da PCLB, com foco na região entre 10°S e 16°S**, com base em dados coletados *in situ* e modelagem numérica. Para atingirmos este propósito, os seguintes objetivos específicos devem ser atingidos:

- Determinar, com base nos dados observados existentes, os mecanismos forçantes que governam a circulação da PCLB e de sua conexão com os sistemas adjacentes;
- Descrever, com base nos resultados da modelagem numérica, a variação sazonal da circulação na PCLB;
- Investigar, com base nos resultados da modelagem numérica, a contribuição de cada forçante envolvida na geração da circulação da região de estudo, possibilitando uma maior compreensão espaço-temporal da física envolvida.

Capítulo 2

Caracterização da região de estudo

A região de estudo está localizada na porção centro-sul do litoral NE brasileiro, entre as latitudes de 8°S e 19°S (Figura 2.1), abrangendo grande parte da PCLB. Com exceção do Banco de Abrolhos, localizado em sua porção sul, a PCLB é a PC mais estreita ao longo da margem brasileira (17 km em média), atingindo uma largura mínima de ~10 km na região de estudo, com quebra da plataforma entre as isóbatas de 60 m-70 m. No contexto mundial, esta característica torna a PCLB uma região peculiar, uma vez que PC curtas não são características comuns em margens continentais passivas.

Ao longo de sua extensão, a PCLB abriga importantes ecossistemas e uma grande diversidade de fauna coralínea na região das plataformas média e externa (*Olavo et al.*, 2011). A BTS, localizada no seu domínio norte, é afetada pela pressão de intensa atividade industrial, comercial e pesqueira (*Lessa et al.*, 2001). Na sua porção central, a BCM é considerada um ecossistema ainda intocado e um importante nicho para a pesca e turismo local. No entanto, nos últimos anos a PC adjacente à BCM tem sido alvo das atividades da indústria de óleo e gás (*Amorim*, 2005; *Hatje et al.*, 2008), o que pode pôr em risco o seu sistema como um todo. O BAb, localizado em sua porção mais meridional, abriga o mais extenso (~6000 km²) complexo recifal do Atlântico Sul (*Leão*, 2002).

As características oceanográficas da PCLB são altamente influenciadas pela CSE, que é parte do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Quando o ramo mais ao sul da CSE atinge a costa brasileira, esta bifurca-se em duas importantes CCOs, a CNB/SCNB, com fluxo em direção ao equador, e a CB, com fluxo direcionado para sul (Figura 2.1).

Próximo à sua origem, a CB é considerada uma corrente fraca e rasa, caracterizada pelo fluxo de Água Tropical (AT, $T > 20^{\circ}\text{C}$ e $S > 36$) (Emilsson, 1961). Ao atingir latitudes subtropicais, a CB torna-se mais profunda e gradualmente incorpora o fluxo da Água Central do Atlântico Sul (ACAS, $6^{\circ}\text{C} < T < 20^{\circ}\text{C}$ e $34,6 < S < 36$) (Miranda, 1985). O fluxo da ACAS em direção ao sul é observado em latitudes ao sul de 20°S (Reid, 1989). Por outro lado, a CNB é caracterizada como uma intensa CCO e o padrão de circulação superficial dominante na porção oeste do Oceano Atlântico tropical (Silveira *et al.*, 1994).

Figura 2.1: Esquema da variação sazonal da bifurcação da Corrente Sul Equatorial ao longo da PCLB entre 8°S e 19°S , em relação a sua posição mais ao sul (17°S em julho, linha cinza) e mais ao norte (13°S em novembro, linha preta), de acordo com Rodrigues *et al.* (2007).

Os maiores esforços empreendidos para o entendimento da circulação de larga-escala adjacente à PCLB foram aqueles conduzidos por *Stramma et al.* (1990); *Rodrigues et al.* (2007); *Rezende et al.* (2011) e *Soutelino et al.* (2011). *Stramma et al.* (1990), com base em um conjunto histórico de dados oceanográficos, e *Rodrigues et al.* (2007), com base em resultados de modelagem numérica, posicionam a bCSE, em uma média anual e para os primeiros 100 m de coluna d'água, entre 14°S-16°S. No entanto, de acordo com *Rodrigues et al.* (2007), em um ciclo anual a bCSE sofre uma expressiva excursão latitudinal, como resposta à variabilidade anual da amplitude do rotacional da tensão do vento, em função do deslocamento anual da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT). De acordo com os autores, durante os meses de primavera/verão (outono/inverno) um rotacional positivo (negativo) do vento produz uma circulação anti-ciclônica (cyclônica) anômala que move a bCSE para norte (sul). A excursão latitudinal da bCSE é mais intensa nos primeiros 400 m, atingindo a sua posição mais ao sul (~17°S) durante o mês de julho e sua posição mais ao norte (~13°S) no mês de novembro (Figura 2.1).

De acordo com *Rezende et al.* (2011) a PCLB pode ser dividida em três domínios em função da dinâmica associada à bCSE. Para a camada superficial (0-100 m) e para o domínio norte (8°S-13°S), a dinâmica da SCNB domina; para o domínio sul (16°S-20°S) a CB aparece como o fluxo dominante, enquanto a região entre 13°S-16°S apresenta uma transição sazonal entre o domínio do fluxo da SCNB (abril a setembro) e da CB (outubro a março). Em um estudo recente, *Soutelino et al.* (2011) mostram que a circulação próximo à superfície (50 m) na região da quebra de plataforma/talude continental da bCSE, é associada com estruturas vorticais. Estes autores argumentam que entre as latitudes de 15°S e 20°S, a CB pode ser interpretada como um fluxo composto pela borda oeste de três robustos anti-ciclones. Ao norte desta latitude, uma estrutura ciclônica pode estar associada com o início da CNB.

A sazonalidade de larga escala do regime dos ventos alísios, também representa um importante mecanismo forçante da hidrodinâmica local. Seguindo esta dinâmica, durante os meses de primavera/verão, a região ao sul de 12°S fica sujeita a ventos preferenciais de E-NE e, durante os meses de outono/inverno, a região ao norte de 20°S fica sujeita a ventos preferenciais de E-SE (Dominguez, 2006), apresentando cenários distintos entre as estações do ano, com uma completa reversão do fluxo médio (Lima, 2008). O padrão sazonal do campo de ventos pode ser observado nas rosas de vento climatológicas para um ponto localizado na PCLB (14°S) (Figura 2.2).

Figura 2.2: Climatologia das Rosas dos Ventos (1976-2006) para um ponto localizado na PCLB (14°S) de acordo com as Reanálises do NCEP (2011). As rosas dos ventos representam as estações de (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno. A intensidade dos ventos é $m s^{-1}$.

A circulação local também é fortemente afetada pela passagem de sistemas frontais, mais comuns no inverno, que são capazes de reverter a circulação na PC ao longo de toda a coluna d'água (*Lima, 2008*).

Em função da proximidade de sistemas estuarinos (BCM e BTS), a circulação na PC também possui uma forte influência das correntes de maré, que agem principalmente no componente perpendicular à costa das correntes (*Amorim, 2005*). No entanto, apesar da proximidade destes sistemas, a atuação de correntes de densidade na região de estudo não é expressiva, em função do pequeno aporte de descargas fluviais (*Amorim, 2005*).

Apesar de sua complexidade e importância hidrodinâmica, a circulação na PC da região de estudo e a sua interação com dinâmica das CCOs, que fluem na região do talude, não são ainda conhecidas em detalhes. Com o intuito de suprir esta carência, e como descrito na Seção 1.1, a finalidade deste trabalho é traçar uma primeira visão a respeito da sazonalidade da circulação na PC da região de estudo, e como esta é influenciada pelas diferentes forçantes envolvidas (e.g. a dinâmica da circulação oceânica e atmosférica de meso e larga escalas, as marés).

Capítulo 3

Circulação sazonal da Plataforma Continental da costa central da Bahia com base em dados *in situ*

Este capítulo tem como objetivo a investigação da sazonalidade da circulação e dos seus mecanismos forçantes, em duas regiões distintas da PCLB. Isto é realizado com base em dados coletados *in situ*, obtidos através de técnicas de amostragem distintas, envolvendo fundeio de correntógrafos e seções normais à costa, para monitoramento do campo de velocidade e das propriedades termohalinas. Em função das limitações espaço-temporais inerentes à coleta de dados, os principais processos diagnosticados neste capítulo serão investigados em maiores detalhes, e para uma região mais abrangente, através da modelagem numérica regional, que será apresentada no Capítulo 4.

As regiões escolhidas para as coletas de dados foram a PC adjacente à BCM (14°S), a qual será apresentada na Seção 3.1, e a PC adjacente ao Cânion de Salvador (13°S), localizado entre a BCM e BTS, apresentada na Seção 3.2. Na Seção 3.1 serão investigadas as principais forçantes que atuam na geração da circulação e a contribuição de cada uma delas. Na Seção 3.2 será investigado como a circulação é afetada pelo campo atmosférico, pela circulação de meso-escala e, localmente, pela presença de uma mudança abrupta da topografia. A Figura 3.1 apresenta as duas regiões de estudo supra-citadas.

Figura 3.1: Mapa de localização das regiões de estudo localizadas na PCLB, sendo a PC adjacente ao Cânion de Salvador (13° S), localizado entre a BCM e BTS, representada pela região 1 e a PC adjacente à BCM (14° S) representada pela região 2.

3.1 Circulação costeira e na Plataforma Continental adjacente à Baía de Camamu (14°S)

A PC adjacente à BCM, localizada na porção central da PCLB, é uma região única não somente por estar localizada na porção mais estreita (17 km em média) ao longo da Costa leste da América do Sul, mas também por estar próxima da região onde ocorre a bCSE, podendo estar sujeita às atividades de meso-escala associadas à sua dinâmica. O vento de larga escala também é um importante mecanismo forçante na hidrodinâmica local. Seguindo a sazonalidade do regime dos ventos alísios, a circulação na região de estudo é influenciada por ventos de L-SE durante os meses de outono/inverno e por ventos de E-NE durante os meses de primavera/verão (Figura 2.2).

Considerando que a região de estudo está localizada em uma PC curta, com largura mínima de 10 km e quebra de plataforma próximo à isóbata de 70 m, é esperado que a dinâmica associada às CCOs na região de quebra de plataforma/talude, venha a exercer uma influência significativa na hidrodinâmica da PC. Nossa hipótese é que a circulação na PC da BCM é afetada por fenômenos transientes associados à dinâmica de meso-escala, podendo também ser influenciada pela dinâmica sazonal de larga escala do regime de vento, que pode vir a causar a reversão do fluxo médio entre as estações do ano.

Localmente, como apontado por *Lima* (2008), a passagem de sistemas frontais ao longo da PCLB também é capaz de causar uma completa reversão do fluxo preferencial. Além disso, em função da proximidade de um sistema estuarino, as plataformas interna e média também podem ser influenciadas pelas correntes de maré. Aqui, é importante ressaltar que a contribuição de águas menos salinas para a geração de uma corrente de densidade é mínima, em função da pequena descarga fluvial na BCM, que não muda significativamente entre as estações do ano (Tabela 3.1).

Do ponto de vista ecológico, a BCM ainda é considerada um ecossistema intocado e um importante nicho para a pesca local. Além disso, nos últimos anos a BCM tem sido alvo constante da indústria de petróleo e gás (*Hatje et al.*, 2008), e um eventual acidente envolvendo derrame de óleo poderia afetar todo este ecossistema.

Tabela 3.1: Descarga fluvial média na BCM durante as estações seca (agosto a fevereiro) e chuvosa (março a julho), de acordo com Amorim (2005). A localização dos rios é apresentada na Figura 3.2.

Rio	Descarga média (m ³ s ⁻¹)	
	Estação seca	Estação chuvosa
Serinhaém	16,5	18,1
Igrapiúna	7,2	8,0
Pinaré	3,5	3,8
Sorojó	12,6	13,7
Maraú	11,2	12,1

Com base na complexidade hidrodinâmica e ambiental da PC adjacente à BCM, o objetivo desta Seção é descrever os principais mecanismos que controlam a sua dinâmica. Para isto, séries temporais de correntes coletadas em três pontos distintos da PC, durante duas diferentes estações do ano, serão usadas para investigarmos a contribuição de cada forçante em particular, abrangendo o período de poucas horas (i.e., frequência supra-inercial) a alguns dias (i.e., frequência sub-inercial).

3.1.1 O Conjunto de Dados e a Metodologia Aplicada

O conjunto de dados inclui séries temporais de ventos na região costeira e séries temporais de correntes coletadas em três localidades diferentes da PC: nas plataformas interna e média adjacentes à BCM e na conexão entre a PC e o sistema estuarino. Ambas séries temporais de vento e correntes foram registradas em dois períodos distintos, abrangendo o verão de 2002/2003 e o outono de 2003. O outono é muito similar ao inverno em termos do padrão preferencial do vento, como apresentado na Figura 2.2, logo, o conjunto de dados é representativo de duas estações distintas. As datas e abrangências do conjunto de dados são apresentadas na Tabela 3.2 e a localização dos pontos de monitoramento na Figura 3.2. Apesar da série temporal do conjunto de dados não ser extensa, elas representam a primeira medição de correntes contínua para a

região de estudo e foram suficientes para atingirmos o propósito desta Seção.

Figura 3.2: Mapa de localização dos pontos de monitoramento na PC adjacente à BCM. As séries temporais de correntes foram obtidas nos pontos ⊗ e a série temporal de ventos no ponto ⊕. As rosas de vento climatológicas derivadas das Reanálises do NCEP (Figura 2.2) foram obtidas para a estação ADP. Os principais tributários da BCM são os rios Serinhaém, Igrapiúna, Pinaré, Sorojó e Marau. A batimetria é representada pelas isóbatas de 10 m, 20 m, 30 m, 50 m e 200 m

A série temporal de ventos foi coletada com um anemógrafo *Wind Sentry RM Young* e as séries temporais de correntes foram registradas com instrumentos distintos. Na entrada da BCM (ponto ACM1, Figura 3.2) e na PC interna (ponto ACM2, Figura 3.2) foi usado um medidor de correntes acústico *Falmouth Scientific 2D-ACM*, posicionado a 5 m da superfície. Na PC média (ponto ADP, Figura 3.2), a medição de correntes foi feita com um perfilador de correntes acústico *Sontek ADP*, que registrou a estrutura vertical das correntes entre as profundidades de 4 m-42 m da superfície. Para este ponto, três diferentes níveis foram escolhidos para análise, as profundidades de 5 m (que coincide com a profundidade nos pontos ACM1 e ACM2), 22 m e 40 m. Estas profundidades são referidas no texto como superfície, meio e fundo, respectivamente.

Tabela 3.2: Período de medição de dados na PC adjacente à BCM durante as estações de verão e outono. Esta Tabela é complementada pela Figura 3.2.

Série temporal de correntes		
Local	VERÃO	OUTONO
ponto ACM1 (prof. local 15 m)	15/12/2002 - 02/02/2003	21/05/2003 - 25/06/2003
ponto ACM2 (prof. local 28 m)	15/12/2002 - 02/02/2003	21/05/2003 - 25/06/2003
ponto ADP (prof. local 42 m)	29/12/2002 - 21/01/2003	22/05/2003 - 27/06/2003
Série temporal de ventos		
Local	VERÃO	OUTONO
Ponta do Mutá	16/12/2002 - 03/02/2003	24/05/2003 - 24/06/2003

As séries temporais de correntes foram decompostas e rotacionadas de acordo com o eixo de maior variabilidade de cada uma delas, resultando em componentes paralelos (v) e perpendiculares (u) à costa/canal. Estes componentes foram analisados com base em três procedimentos: i) estatística básica dos dados brutos; ii) análises de coerência das séries sub-inerciais e iii) decomposição espectral e análise harmônica das séries supra-inerciais. As séries na banda sub-inercial foram obtidas com o filtro digital proposto por *Walters & Heston* (1982), adotando-se um período de corte de 50 h, que representa a frequência inercial local.

A densidade espectral de potência (PSD), obtida pelo método do Periodograma de Welch, foi usada para investigarmos a coerência entre as séries sub-inerciais de ventos e correntes, sendo removidas as tendências das séries antes de procedermos às análises e mantido um limite de confiança de 95%, mantendo-se oito graus de liberdade do espectro. Para as correntes coletadas ao longo da coluna d'água (ponto ADP) foi realizada a análise de EOF, com o intuito de investigarmos a contribuição dos diferentes modos de variabilidade na geração das correntes nesta região. As séries supra-inerciais foram obtidas aplicando-se o filtro de *Walters & Heston* (1982) com um período de corte na frequência de maré (0,6-6 cpd), evitando-se as variabilidades de alta frequência associadas à ondas internas.

3.1.2 Resultados Obtidos

Nesta seção são apresentados os padrões médios dos dados brutos e o comportamento de cada componente (u,v), nas diferentes bandas de frequência, é também investigado.

Os dados brutos

O comportamento dos ventos durante o período analisado (Figura 3.3) esteve de acordo com os padrões climatológicos apresentados na Figura 2.2, soprando preferencialmente de N-NE durante o verão e de E-SE durante o outono. Os ventos apresentaram-se polarizados principalmente na direção paralela à costa, com magnitude e desvio-padrão similares entre as estações (Tabela 3.3). Apesar de ambos componentes do vento apresentarem parte de sua variabilidade associada à frequência supra-inercial (no mínimo 52% da variabilidade total), as forçantes nesta banda de frequência parecem ser mais relevantes na direção perpendicular à costa, que apresentam desvio-padrão duas vezes maior que a média (Tabela 3.3).

As correntes na PC tendem a seguir a direção do vento preferencial, sendo alinhadas principalmente paralelas à costa e experienciando uma reversão completa do fluxo preferencial em função de uma mudança similar na orientação do vento (Figura 3.3 e Tabela 3.3). Para ambos os pontos na PC, as correntes médias paralelas à costa são mais intensas e menos energéticas durante o verão e apresentam alta variabilidade concentrada na direção perpendicular à costa, com desvios-padrão próximos a duas ordens de magnitude do valor médio.

Na PC média (ponto ADP), as correntes paralelas à costa são marcadas por uma significativa redução da magnitude ao longo da coluna d'água durante ambas as estações do ano (Figura 3.3e-j e Tabela 3.3), apesar de não apresentarem mudança de orientação como resposta à dinâmica de Ekman. Este comportamento pode ser atribuído a ventos fracos soprando sobre uma plataforma curta, como observado por *Lentz & Winant* (1986) na Plataforma Sul da Califórnia. Na PCLB, e como será descrito da Seção 3.2, a passagem de sistemas frontais é capaz de mudar a direção média do fluxo ao longo da coluna d'água. No entanto, as reversões de correntes ao longo da coluna d'água observadas durante o final de maio (Figura 3.3f, h, j) não podem ser atribuídas a estes

sistemas, uma vez que os ventos sopram de S-SE. Além disso, as reversões de correntes observadas durante o começo de junho também não são relacionadas à forçante do vento, indicando que outro mecanismo importante pode estar afetando a circulação nesta região.

Figura 3.3: Série temporal dos dados observados de (a,b) ventos, (c,d) correntes superficiais na PC interna e correntes observadas em (e,f) superfície, (g,h) meio e (i,j) fundo na PC média, durante as estações de verão e outono. PI e PM são relacionados às plataformas interna e média (ACM2 e ADP na Figura 3.2), respectivamente. As linhas pontilhadas verticais nos gráficos a,b indicam a passagem de frentes-frias.

Apesar das correntes na PC apresentarem um comportamento similar, os mecanismos forçantes variam de acordo com as estações (Tabela 3.3). As correntes superficiais paralelas à costa na PC interna (ACM2) são preferencialmente geradas por forçantes sub-inerciais, responsáveis por até 87% da variabilidade total, enquanto as correntes perpendiculares à costa são primordialmente (mínimo de 60%) geradas por forçantes supra-inerciais. As correntes de maré nesta região agem preferencialmente na direção perpendicular à costa, sendo responsáveis por ~50% da variabilidade total na banda supra-inercial.

Tabela 3.3: Estatística básica dos componentes paralelo (v) e perpendicular (u) à costa/canal do vento e correntes, durante as estações de verão (V) e outono (O), incluindo as médias ($\bar{v}, \bar{u}$), desvio-padrão (σ_v, σ_u) e a porcentagem da variabilidade em função das forçantes supra-inerciais e de maré (em parênteses). Valores positivos de v (u) para os pontos ACM2 e ADP são orientados para norte (leste) e para o ponto ACM1 para o largo (sul). Os valores de correntes são em cm s^{-1} e para o vento em m s^{-1} . As correntes no ponto ADP são apresentadas em superfície (s), meio (m) e fundo (f).

	$\bar{v}$		$\bar{u}$		σ_v		σ_u		%var _{v}		%var _{u}	
	V	O	V	O	V	O	V	O	V	O	V	O
ACM1 (s)	4,4	2,7	-1,8	-2,7	36,4	33,9	9,5	6,8	99,6 (86,9)	97,5 (98,6)	77,7 (55,6)	87,5 (57,3)
ACM2 (s)	-20,7	13,4	-4,8	-3,5	8,5	13,6	5,6	4,7	28,5 (31,2)	12,9 (16,9)	65,6 (48,7)	60,0 (46,2)
(s)	-22,4	15,3	1,6	3,3	9,9	18,1	4,6	7,0	44,9 (48,8)	19,2 (33,8)	56,1 (44,7)	66,9 (41,3)
ADP (m)	-13,1	5,4	-0,5	-0,1	6,7	14,8	4,0	5,3	55,2 (64,5)	11,1 (18,7)	85,9 (60,6)	59,4 (35,3)
(f)	-4,7	1,5	-2,3	-0,9	6,4	9,6	3,6	5,3	48,5 (75,1)	17,9 (23,8)	66,4 (65,7)	64,9 (27,2)
Vento	-1,25	1,60	-0,13	0,96	1,60	1,75	1,37	1,60	52,2	60,7	86,3	66,5

Na PC média (ADP) os mecanismos forçantes mudam entre as estações do ano (Tabela 3.3). Durante o verão as correntes são geradas por forçantes nas duas bandas de frequência e as correntes de maré são importantes em ambos componentes das correntes, sendo responsáveis por pelo menos 45% da variabilidade na banda supra-inercial. Durante o outono, as forçantes sub-inerciais são mais importantes na geração das correntes paralelas à costa, que representam mais de 81% da variabilidade total, enquanto as forçantes supra-inerciais são responsáveis por mais de 59% da variabilidade observada nas correntes perpendiculares à costa. No entanto, as correntes de maré continuam sendo importantes em ambos componentes da corrente.

As correntes superficiais na região de interação plataforma/estuário (ACM1) são claramente geradas por forçantes supra-inerciais e alinhadas principalmente na direção paralela ao canal estuarino (Tabela 3.3). As correntes de maré são responsáveis por pelo menos 87% da variabilidade das correntes paralelas ao canal e por até 57% da varia-

bilidade das correntes perpendiculares ao canal. A menor contribuição das correntes de maré nesta direção pode ser atribuída ao fato de que as correntes perpendiculares ao canal são mais susceptíveis às variações causadas pelo vento e pelo gradiente de pressão lateral (Mantovanelli *et al.*, 2004). Apesar de observamos um pequeno aumento no valor médio das correntes paralelas à costa entre o verão ($4,4 \text{ cm s}^{-1}$) e o outono ($2,7 \text{ cm s}^{-1}$), elas mantêm-se na direção de vazante em ambas estações.

A banda sub-inercial

As forçantes sub-inercias são responsáveis pela fraca corrente superficial na região de interação plataforma/estuário (ACM1), que mantêm-se orientada de vazante durante ambas as estações, exceto no final de junho (Figura 3.4).

Figura 3.4: Série temporal sub-inercial das (a,b) correntes superficiais na conexão plataforma/estuário (ACM1) e os seus componentes (c,d) perpendicular e (e,f) paralelo ao canal estuarino, durante o verão e outono. Valores positivos das correntes paralelas ao canal (perpendiculares ao canal) são orientados de vazante (para sul).

Durante o verão, ambos componentes do vento foram efetivos na geração das correntes paralelas ao canal ($\gamma^2 > 0,8$) e a correlação fora de fase com o vento paralelo à costa (com período de 7 dias) reflete a influência da dinâmica de Ekman na região costeira, quando um vento soprando de norte deve conduzir um fluxo superficial em direção ao largo (Figura 3.5a). A correlação em fase com o vento perpendicular à costa no período de 5-7 e 12 dias, indica que um vento soprando estuário acima corresponde com um fluxo superficial negativo (enchente, Figura 3.5b). Durante o outono, as cor-

rentes paralelas ao canal só apresentam coerência significativa ($\gamma^2 \sim 0,8$, não apresentado) com o componente perpendicular à costa do vento e para um período de 7 dias.

Figura 3.5: Coerência e fase (ângulo) entre (a) vento paralelo à costa (V_v) e (b) vento perpendicular à costa (U_v) com a corrente superficial paralela ao canal (V_c) no ponto de conexão entre a plataforma e o canal estuarino (ACM1), durante o verão. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 95%.

A Figura 3.6 mostra que as correntes na PC adjacente são mais energéticas na direção paralela à costa e altamente correlacionadas com o vento paralelo à costa. Na plataforma média (ADP), a corrente paralela à costa (linha cheia) apresenta uma intensa redução em magnitude em direção ao fundo, sem mudança na direção preferencial do fluxo (Figura 3.6 e-j) como resposta à espiral de Ekman. As correntes perpendiculares à costa (linhas tracejadas) nesta região apresentam correntes em superfície e fundo com direções opostas, refletindo a dinâmica de Ekman (Figura 3.6 e-j). Uma reversão intensa das correntes é observada nas plataforma interna e média no início de junho, que persistiu por quatro dias e não mostrou relação com a forçante do vento. Este comportamento indica a influência da dinâmica associada a um vórtice anti-ciclônico, como pode ser observado pelo campo de velocidades geostróficas derivado do AVISO (2011), mais evidente no final de junho (Figura 3.7).

Figura 3.6: Série temporal sub-inercial do (a,b) vento paralelo à costa; (c,d) correntes paralela e perpendicular à costa na plataforma interna (PI); correntes paralela e perpendicular à costa em (e,f) superfície, (g,h) meia água e (i,j) fundo na plataforma média (PM), durante o verão e outono. Linha cheia (tracejada) nas figuras c-j representam o componente paralelo (perpendicular à costa) das correntes.

Figura 3.7: Velocidade geostrófica absoluta derivada do AVISO (2011). Os eventos apresentados são uma média dos snapshots para os dias (a) 4, 7 e 11/06/2003 e (b) 21, 25 e 28/06/2003.

As correlações cruzadas entre o vento paralelo à costa e as correntes na PC são apresentadas na Figura 3.8. Defasagens positivas indicam que o vento antecede à corrente. As correlações na plataforma interna (ponto ACM2) são significativas somente durante o outono, quando um pico de +0,8 ocorre entre o vento e a corrente paralelos à costa sem defasagem entre eles (Figura 3.8b), indicando que um vento soprando de sul está relacionado com uma corrente para norte. A correlação de -0,48 com a corrente perpendicular à costa é menos pronunciada (Figura 3.8d), indicando que ventos de sul são correlacionáveis com um fluxo em direção à costa.

Na plataforma média (ponto ADP), a correlação cruzada entre vento e corrente paralelos à costa é elevada (+0,6) em ambas as estações do ano (Figura 3.8e,f) e ao longo da coluna d'água, caracterizando uma resposta barotrópica à forçante remota do vento. No entanto, durante o outono, quando a estratificação vertical é fraca (vide Seção 3.2), a correlação é maior (+0,8) sem defasagem significativa ao longo da coluna d'água. As correntes perpendiculares à costa apresentam uma correlação fora de fase (em fase) com o vento paralelo à costa em superfície (próximo ao fundo), sem defasagem significativa (Figura 3.8g,h), com um pico maior que $\pm 0,7$ durante o verão, refletindo as camadas de Ekman de superfície e fundo.

Os resultados da Figura 3.9a,b mostram que, apesar da forte estratificação observada na região durante o verão (vide Seção 3.2), a coerência ($\gamma^2 > 0,8$) entre as correntes e ventos paralelos à costa aponta para um forte sinal barotrópico durante ambas as estações do ano, com uma resposta em fase em praticamente toda a banda sub-inercial (0,05-0,25 cpd). Durante o outono, os resultados observados na Figura 3.9b indicam uma defasagem menos pronunciada entre as correntes em superfície e fundo. Para esta estação, as correntes perpendiculares à costa (Figura 3.9d), excluindo-se as correntes próximas ao fundo, também apresentam uma alta coerência ($\gamma^2 > 0,8$) com a forçante remota do vento. O comportamento da fase na Figura 3.9c é um indicativo da existência de um sistema de ressurgência durante o verão.

Figura 3.8: Relação entre a correlação cruzada e a defasagem entre o vento paralelo à costa (V_v) e as correntes (a,b) paralelas à costa (V_c) e (c,d) perpendiculares à costa (U_c) na plataforma interna (PI, ponto ACM2); (e,f) paralelas à costa (V_c) e (g,h) perpendiculares à costa (U_c) em superfície (linha cheia) e fundo (linha tracejada) na plataforma média (PM, ponto ADP), durante o verão e outono.

Figura 3.9: Coerência e fase (ângulo) entre o vento paralelo à costa (Vv) e (a,b) corrente paralela à costa (Vc) e (c,d) corrente perpendicular à costa (Uc) em superfície (linha cheia) e fundo (linha tracejada) na plataforma média (PM), durante o verão e outono. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 95%.

Os diferentes modos de variabilidade representativos das correntes paralelas à costa, obtidos com análise de EOF, ressaltam a natureza barotrópica das correntes na plataforma média (Tabela 3.4). Em ambas estações podemos notar que mais de 80% da variabilidade está contida nos dois primeiros auto-valores, sendo no mínimo 60% concentrado no modo barotrópico. A variabilidade média muda sazonalmente, com a máxima energia concentrada no outono. A importância individual do modo barotrópico não muda significativamente entre as estações, mas o modo baroclínico sim. Durante o verão, o modo baroclínico é maior, respondendo por 22% da variabilidade total, o que pode ser uma resposta à forte estratificação observada durante esta estação, como será discutido na Seção 3.2.

Tabela 3.4: Variabilidade das correntes sub-inerciais paralelas à costa na plataforma média (ponto ADP) e a variabilidade relativa associada aos dois maiores auto-vetores, durante o verão e outono.

Estação	Variabilidade ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$)	Dois maiores auto-vetores	
Verão	26,0	0,60	0,22
Outono	161,0	0,68	0,13

A banda supra-inercial

As correntes na conexão plataforma-estuário (ponto ACM1, profundidade local de 15 m) são claramente geradas por forçantes supra-inerciais e principalmente alinhadas no canal estuarino, como apresentado na Tabela 3.3. Com base em 25 componentes de correntes de maré, obtidas por análise harmônica (Franco, 1988) das correntes supra-inerciais para esta região, encontramos que o componente de maré semi-diurna M_2 é o mais importante, seguido pelo componente S_2 , com amplitudes de $44,5 \text{ cm s}^{-1}$ e $19,2 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente (Figura 3.10). Os dois principais componentes diurnos O_1 e K_1 (não apresentados) possuem amplitudes de $2,2 \text{ cm s}^{-1}$ e $1,6 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente, não apresentando contribuição significativa na geração destas correntes.

O espectro de energia dos dois componentes da velocidade mostra picos energéticos centrados na frequência semi-diurna (Figura 3.11a,b), sendo que o componente das correntes paralelo ao canal estuarino mostra um forte pico de energia centrado no período de 24 h, que é correlacionado com o espectro de energia observado para o vento (Figura 3.11g,h). Durante o outono, existem picos energéticos concentrados em uma maior gama do espectro (Figura 3.11b), o que pode ser atribuído à forte variabilidade do campo de ventos durante esta estação (Tabela 3.3).

Figura 3.10: Elipses de maré superficiais (~ 5 m de profundidade) para os dois principais componentes semi-diurnos na conexão plataforma/estuário (ACM1) e para as plataforma interna (ACM2) e média (ADP). Para a plataforma média também é apresentada a elipse de maré próximo ao fundo (linha ponto-traço). As linhas traço-ponto e cheia possuem a mesma escala.

Figura 3.11: Espectro de energia para as correntes superficiais supra-inerciais paralelas à costa/canal (linha cheia) e perpendiculares à costa/canal (linha tracejada) na (a,b) conexão estuário/plataforma (ACM1), (c,d) plataforma interna (PI, ACM2) e (e,f) plataforma média (PM, ADP), e (g,h) para os componentes do vento na banda supra-inercial, durante o verão e outono.

As elipses dos dois principais componentes semi-diurnos de maré na PC interna (ponto ACM2) são principalmente alinhadas na direção perpendicular à costa (Figura 3.10), com a amplitude do componente M_2 (S_2) de 4 cm s^{-1} ($1,8 \text{ cm s}^{-1}$). Para a PC média (ponto ADP) as elipses são alinhadas preferencialmente na direção paralela à costa, com exceção da elipse do componente M_2 durante o outono, o que reforça o observado anteriormente, que as forçantes de maré possuem contribuição similar nos dois componentes da velocidade nesta região da PC. As amplitudes das elipses em superfície são 4 cm s^{-1} e $1,8 \text{ cm s}^{-1}$ para os componentes M_2 e S_2 , respectivamente, com um pequeno aumento em direção ao fundo (elipses traço-pontilhadas).

O espectro dos dois componentes da corrente superficial na PC mostram picos energéticos na frequência semi-diurna que são correlacionados com os picos observados no espectro do vento (Figura 3.11c-h). A energia associada com a variabilidade do componente perpendicular à costa das correntes aumenta em direção à costa (ponto ACM2) durante ambas as estações, sendo até duas ordens de magnitude maior do que a energia associada ao componente paralelo à costa (Figura 3.11c,d). No entanto, na PC média (ponto ADP) existem picos de energia concentrados no período de 25 h, que não são observados no espectro para a PC interna, mas correlacionam-se com os picos observados para o espectro do vento (Figura 3.11e-h). Para esta região, a energia associada com o componente paralelo à costa é maior durante o verão e similar com a energia associada ao componente perpendicular à costa durante o outono, quando a coerência semi-diurna do vento é significativa.

Para a PC média, a variabilidade sazonal das correntes supra-inerciais ao longo da coluna d'água também foi investigada com o uso de EOF. Em comparação com a variabilidade na banda sub-inercial (Tabela 3.4), são necessários mais modos para responder a variabilidade na banda supra-inercial, e a natureza dos modos muda entre as estações (Tabela 3.5).

A variabilidade observada durante o verão, para ambos componentes paralelo e perpendicular à costa, é concentrada nos três primeiros modos, que respondem por mais de 80% da variabilidade total. Durante o outono, quando a estratificação é fraca, os três primeiros modos respondem por menos de 70% da variabilidade total observada e a variabilidade do componente paralelo à costa atinge seu valor mínimo. A variabilidade do componente perpendicular à costa não muda significativamente entre as estações.

Tabela 3.5: Variabilidade das correntes supra-inerciais para ambos componentes paralelo e perpendicular à costa na plataforma média (ponto ADP) e a variabilidade relativa associada aos três maiores auto-vetores, durante o verão e outono.

Estação	Variabilidade (cm ² s ⁻²)	Três maiores auto-vetores		
Componente paralelo à costa				
Verão	22,0	0,47	0,24	0,13
Outono	11,5	0,31	0,24	0,14
Componente perpendicular à costa				
Verão	5,8	0,37	0,26	0,19
Outono	7,0	0,27	0,26	0,15

3.1.3 Discussão integrada dos resultados

A circulação na PC adjacente à BCM foi investigada com base em um conjunto de dados original, cobrindo o verão de 2002-2003 (final de dezembro de 2002 ao início de fevereiro de 2003) e o outono de 2003 (final de maio e junho). A plataforma da BCM é uma região única, localizada nas proximidades da bifurcação da CSE, que dá origem a duas importantes CCOs, a CB e a CNB/SCNB, e situada na porção mais estreita da PCLB (17 km em média). Em função de sua localização geográfica, é esperado que a circulação média desta região tenha influência dos processos relacionados com as CCOs. Além disso, esta região possui influência das variações dos ventos local e remoto, da passagem de sistemas frontais e do regime de marés, resultando em

cenários distintos entre as estações de verão e outono. Os resultados aqui apresentados mostram que a circulação na plataforma da BCM pode ser dividida em três regiões independentes, de acordo com os mecanismos forçantes.

Na região de conexão da plataforma com a região estuarina, as correntes são claramente geradas por forçantes supra-inerciais e a sua variabilidade é principalmente concentrada na direção paralela ao canal estuarino. As forçantes supra-inerciais são responsáveis por pelo menos 97% da variabilidade do componente paralelo ao canal, sendo até 98% geradas por correntes de maré. As correntes perpendiculares ao canal também são geradas por forçantes supra-inerciais, mas a contribuição destas forçantes nesta direção é menos pronunciada. As correntes sub-inerciais nesta região são altamente correlacionadas com ambos componentes do vento durante o verão, refletindo o efeito das forçantes local e remota do vento. Durante o outono, as correntes paralelas ao canal são altamente correlacionadas com o componente perpendicular à costa do vento, no período de 7 dias, o que pode estar relacionado à influência das frentes-frias na região. O vento parece ser o principal mecanismo forçante das correntes residuais de vazante na entrada do canal estuarino, uma vez que correntes de densidade são inexpressivas em função da baixa descarga dos rios adjacentes.

Na plataforma, as correntes são claramente influenciadas pelo vento, seguindo a direção preferencial deste e apresentando uma completa reversão do fluxo médio entre o verão e outono. Durante o verão, as correntes são dirigidas para sul em função do vento preferencial de NE, enquanto no outono as correntes são preferencialmente dirigidas para norte em função dos ventos de E-SE. No entanto, a contribuição dos diferentes mecanismos forçantes na geração das correntes variam de acordo com as estações e com a região da PC.

Na PC interna, durante ambas estações, as correntes paralelas à costa são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais, enquanto as correntes perpendiculares à costa são geradas por forçantes na banda supra-inercial. Nesta banda de frequência, as correntes de maré são mais importantes ao longo da direção perpendicular à costa. Por outro lado, na frequência sub-inercial, o vento paralelo à costa só contribui significativamente na geração das correntes paralelas à costa durante o outono.

As correntes na PC média são geradas por forçantes nas duas bandas de frequência durante o verão, com as correntes de maré assumindo um importante papel em ambos componentes da corrente. Durante o outono, as forçantes sub-inerciais são mais importantes na geração das correntes paralelas à costa, apesar das correntes de maré continuarem atuando de maneira similar em ambas direções. As correntes sub-inerciais paralelas à costa em superfície e fundo apresentam uma alta correlação com o vento paralelo à costa, o que não reflete o efeito de rotação das correntes em direção ao fundo, de acordo com a dinâmica de Ekman. No entanto, as correntes superficiais perpendiculares à costa nesta banda de frequência apresentam uma correlação fora de fase com o vento paralelo à costa, enquanto as correntes próximas ao fundo estão em fase, refletindo a dinâmica das camadas de Ekman de superfície e fundo. Além disso, a alta correlação e o comportamento de fase entre as correntes perpendiculares à costa e o vento paralelo à costa, em praticamente toda a banda sub-inercial durante o verão, aponta para a presença de um sistema de ressurgência durante esta estação do ano.

As mudanças sazonais na hidrografia também afetam a variabilidade das correntes sub-inerciais ao longo da coluna d'água na PC média. Os primeiros dois modos de variabilidade respondem por quase a totalidade da variabilidade das correntes paralelas à costa observadas durante ambas as estações, com dominância do modo barotrópico. No entanto, durante o outono, quando a variabilidade média é maior, o modo baroclínico é menos pronunciado e a resposta destas correntes à forçante do vento quase não apresenta defasagem ao longo da coluna d'água. Este comportamento pode ser uma resposta à fraca estratificação, típica desta estação. Na banda supra-inercial são necessários mais modos para responder a variabilidade total observada durante o outono em comparação com o verão.

Os fenômenos de meso-escala relacionados às CCOs, que fluem próximo à região da quebra de plataforma/talude, parecem afetar periodicamente a circulação na plataforma da BCM. Significativas reversões das correntes ao longo da coluna d'água observadas durante o outono (persistindo por quatro dias), não apresentaram correlação com o vento, mas concordaram com a dinâmica associada a um vórtice anti-ciclônico. A influência da CCO na plataforma continental brasileira é reconhecida (e.g. *Campos et al.*, 1995; *Soares & Moller*, 2001), mesmo em uma região próxima à sua formação onde

ela apresenta baixa intensidade (e.g. *Soutelino et al.*, 2011). A influência da CCO será discutida em mais detalhes na Seção 3.2.

3.2 A influência da circulação de larga-escala, processos transientes e locais na circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira, 13°S

Adicionalmente à complexidade dos mecanismos forçantes da circulação na PCLB apresentada na Seção 3.1, a topografia da PCLB é também marcada pela presença de cânions submarinos, cuja dinâmica reforça o transporte entre a plataforma e o oceano profundo (*Allen & Durrieu de Madron*, 2009).

A literatura a respeito da dinâmica de cânions estreitos aumentou durante a última década. Para o cânion de Astoria, localizado na costa noroeste da América do Norte, *She & Klinck* (2000), com base em modelagem numérica, mostraram que para a região costeira sob a influência de ventos favoráveis à ressurgência, o gradiente de pressão perpendicular à costa, que suporta o fluxo geostrófico paralelo à costa, quando interage com a topografia do cânion quebra o balanço geostrófico e dirige um fluxo para dentro deste, induzindo uma ressurgência. A quantidade de água nesta ressurgência é maior do que a imposta pela ressurgência causada pelo vento na quebra da PC adjacente e é capaz de ressurgir águas de regiões até 300 m abaixo da margem do cânion. *Kampf* (2006) sugere que para um sistema de ressurgência, as perturbações no campo de densidade como resposta ao ajustamento geostrófico ao gradiente de pressão barotrópico gerado perpendicularmente ao cânion, atuam reforçando o processo de ressurgência, com a formação de um vórtice ciclônico sobre o cânion sendo a maior resposta ao efeito da estratificação.

Para um sistema de subsidência, ocorre o oposto e um anti-ciclone é formado (*She & Klinck*, 2000). Estes autores ressaltam que a circulação próxima ao topo do cânion, nesta situação, é mais direcionada paralelamente à costa, enquanto que para um evento de ressurgência a circulação é principalmente orientada na direção perpendicular à costa.

Como tem sido demonstrado, a PCLB é uma região muito rica em termos de mecanismos hidrodinâmicos. Em função da largura de sua plataforma, é esperado que as CCOs originadas da bCSE, e os processos de meso-escala associados, tenham uma forte interação com as correntes geradas pelo vento na PC. Todos estes processos estão sujeitos a um forte ciclo sazonal. No entanto, embora estes mecanismos forçantes tenham sido discutidos isoladamente em alguns trabalhos, até este momento nenhum esforço foi empreendido para a compreensão integrada destes, com vistas a elucidar a circulação sazonal da PCLB. Com este propósito, e com foco na costa central da Bahia (em torno de 13°S), esta Seção tem como objetivo estabelecer uma primeira visão regional a respeito da influência da circulação de larga-escala e de processos transientes, bem como da topografia local, na circulação sazonal da PCLB.

Para isso, um conjunto original de dados oceanográficos (hidrografia e correntômetria) coletados ao longo da plataforma e talude continental, cobrindo as quatro estações do ano, é explorado.

3.2.1 Contextualização Regional

A região de estudo está localizada na costa central do estado da Bahia (Figura 3.12), ao sul da região onde a PCLB atinge sua menor largura (~ 7 km). A quebra da plataforma está situada entre as isóbatas de 50-60 m.

Como mencionado anteriormente, em função da pequena largura da plataforma, é esperado que as CCOs adjacentes e as atividades de meso-escala associadas tenham influência na dinâmica da plataforma. Uma vez que a latitude da bCSE, nas camadas superiores, muda sazonalmente, uma possível mudança na direção das CCOs durante um ciclo anual é também esperada. Devido: i) a escassez de dados disponíveis e ii) ao fato de existir diversas maneiras de definirmos uma CCO, a origem da CB e CNB é, de certa forma, difícil de ser definida (veja Figura 4 de *Stramma & Schott* (1999)). Nesta seção, adotaremos a mudança de direção da velocidade média anual em várias seções perpendiculares à costa obtidas de 13 anos de dados de bóias de deriva (*Oliveira et al.*, 2009), para posicionarmos a origem da SCNB e CB em 10°S e 15°S, respectivamente. A circulação regional associada às CCOs durante o período das campanhas é discutida em maiores detalhes na Seção 3.2.3.

Figura 3.12: Mapa de localização da região de estudo. R1, R2 e R3 são as radiais, onde os símbolos • e ⊗ representam as estações de CTD (1-9 nas R1 e R3, 1-11 na R2). As seções de ADCP são delimitadas pelos símbolos ⊗. O símbolo ▼ representa a estação meteorológica do INPE. As isóbatas são representadas pelos contornos de 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 200 m, 1000 m e 2000 m. A isóbata de 50 m (em negrito) representa a margem do cânion. A R2 está localizada sobre o eixo principal do cânion de Salvador.

Enquanto a SCNB é uma CCO intensa com fluxo direcionado para norte, em sua origem, a CB é um fluxo fraco e raso (~ 100 m) direcionado para sul, geralmente associada com a quente e salina AT ($T > 20^{\circ}\text{C}$, $S > 36$ e $\sigma_{\theta} < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$). Em seu fluxo para sul, a CB aumenta em intensidade e profundidade, incorporando o fluxo da ACAS constituinte da termoclina superior, o que ocorre próximo a 22°S de acordo com a literatura (Stramma & England, 1999; Silveira et al., 2000; Cirano et al., 2006). Em função disso, a termoclina superior, abaixo da camada superficial, na região de estudo, possui o seu fluxo sempre direcionado para norte transportada pela SCNB. Este fluxo permanente no nível da SCNB é claramente observado em 14°S nos resultados de modelagem numérica de Rezende et al. (2011).

A camada superficial é fortemente influenciada pelos ventos locais e mudanças na temperatura do ar, o que contribui para uma notável mudança na profundidade da camada de mistura (PCM) entre as estações do ano. Neste estudo, a definição da PCM é baseada no critério da temperatura definido por *Montégut et al.* (2004), que adota a profundidade onde ocorre uma mudança de $0,2^{\circ}\text{C}$ em relação à temperatura na profundidade de 10 m. De acordo com os autores, o uso desta profundidade de referência exclui grande parte do forte ciclo diurno das camadas superficiais do oceano. Uma vez que a climatologia sazonal da PCM, de acordo com *Montégut et al.* (2004), tem uma resolução horizontal de $1^{\circ}\times 1^{\circ}$, temos que levar em conta que esta não possui resolução suficiente para resolver os efeitos gerados por mudanças bruscas da topografia na PCM local, refletindo principalmente o padrão geral da plataforma continental. Para a região de estudo, a climatologia sazonal da PCM (Figura 3.13), de acordo com *Montégut et al.* (2004), apresenta valores variando entre ~ 35 m no verão e ~ 75 m no inverno. A re-estratificação de primavera também é bem definida, com valores próximos àqueles observados durante o verão (Figura 3.13a,b).

Com relação à sazonalidade das correntes na plataforma, a Seção 3.1 mostrou que as correntes paralelas à costa na PC interna são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais durante ambas estações de verão e outono. Para a PC média, as forçantes sub-inerciais são mais importantes durante o outono, em função da fraca estratificação observada nesta estação, resultando em uma assinatura mais barotrópica.

Como mencionado anteriormente, a presença de mudanças bruscas na topografia pode adicionar uma maior complexidade aos padrões de circulação e estrutura termohalina. A Figura 3.12 apresenta a localização do CS, que é um cânion relativamente longo (~ 24 km) e estreito, com a profundidade do seu eixo (H) em 450 m e meia largura (L) de 7,7 km, resultando em uma razão de aspecto (H/L) de 0,06. O cânion é relativamente simétrico em forma e alinhado perpendicular às isóbatas locais, o que significa que as correntes paralelas à costa, que seguem a direção NE-SO das isóbatas, interceptam o eixo do cânion perpendicularmente. Para avaliarmos a influência da topografia do cânion na circulação local, e de acordo com *Hickey* (1997), devemos analisar alguns importantes parâmetros de escala, como o parâmetro de estratificação ($S = NH/fL$), a escala vertical de estratificação ($T_r = fL/N$) e o raio de deformação de

Rossby interno ($R_d = NH/f$). Cada um desses parâmetros depende da latitude local a partir do parâmetro de Coriolis (f) e da estratificação em função da frequência de Brunt-Vaisala (N^2 , frequência de estratificação).

Figura 3.13: Profundidade da camada de mistura (PCM) na região de estudo derivada da climatologia global de Montégut et al. (2004) para as estações de (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno. A caixa delimita a região de estudo.

Para a região de estudo $f = -3,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e, com base nos dados *in situ* que serão apresentados na Seção 3.2.3, a raiz da frequência de estratificação (N) varia entre $5,5 \times 10^{-3}$ e $6,9 \times 10^{-3}$, o parâmetro de estratificação (S) varia entre 9 e 12, a escala vertical de estratificação (T_r) varia em torno de 50 m e 40 m e o raio de deformação

interno de Rossby (R_d) varia em torno de 70 km e 90 km, para uma estratificação fraca (inverno) e forte (verão), respectivamente. Como consequência, o CS irá certamente afetar a circulação e uma dinâmica similar àquela descrita no início da Seção 3.2 é assim esperada.

3.2.2 O conjunto de dados e a metodologia aplicada

Quatro cruzeiros hidrográficos, cobrindo as quatro estações do ano, foram conduzidos durante os seguintes períodos: i) 17 a 24 de outubro de 2006 - Primavera; ii) 24-28 de janeiro de 2007 - Verão; iii) 9-16 de maio de 2007 - outono e iv) 2-5 de agosto de 2007 - inverno. Em cada campanha, foram coletados 29 perfis de temperatura e salinidade distribuídos em três radiais perpendiculares à costa (Figura 3.12). Adicionalmente, foram registrados perfis verticais de velocidade para a região da plataforma ao longo de cada radial.

As medições hidrográficas foram feitas com um CTD da marca *Seabird*, modelo *SBE 19 plus SEA-CAT Profiler*, com frequência de amostragem de 4 Hz. Os perfis verticais atingiram uma profundidade máxima de 500 m em função da limitação do instrumento. As medições de correntes foram realizadas com um perfilador acústico ADCP da marca *RD*, modelo *Workhorse 600 kHz*, entre as isóbatas de 10 m e 50 m em função do alcance do instrumento. No entanto, para a radial 2 o limite mais profundo da perfilagem do ADCP foi posicionado entre as isóbatas de 50 m e 200 m, com o intuito de obtermos uma melhor representação da dinâmica da circulação sobre o eixo do cânion. O ADCP foi configurado com uma resolução vertical de 2 m, realizando médias horizontais de 4 células com frequência amostral de 4 Hz.

Os dados hidrográficos foram filtrados para removermos dados espúrios e depois foi procedida uma média em caixa (*Emery & Thomson, 1998*). A hidrodinâmica será avaliada, entre outros critérios, com base na evolução da PCM (de acordo com *Montégut et al. (2004)*), que é capaz de capturar importantes características do oceano global e desempenha um importante papel em vários processos oceânicos (*Montégut et al., 2004; Gonzalez-Pola et al., 2007*). A PCM define a extensão da penetração da camada turbulenta do oceano em função dos fluxos ar-oceano, estabelecendo o regime de troca de calor entre atmosfera-oceano (*Gonzalez-Pola et al., 2007*).

As correntes foram rotacionadas com base na orientação de cada radial em relação ao norte verdadeiro ($^{\circ}T$), que são de $33^{\circ}T$, $37,8^{\circ}T$ e $18^{\circ}T$ para as radiais R1, R2 e R3, respectivamente. Velocidades integradas na coluna d'água foram calculadas com base na distribuição vertical destas correntes. Os dados do AVISO Ssalto/Duacs (AVISO, 2011) de topografia dinâmica absoluta e velocidades geostróficas (resolução horizontal de $1/3^{\circ}$) também foram usados para estabelecermos um cenário regional da circulação de larga-escala durante os cruzeiros sazonais.

O padrão de ventos regional foi investigado para cada mês de cruzeiro com o intuito de relacionar o campo de ventos com a dinâmica da circulação regional. Os dados de vento possuem resolução temporal de 3 horas e foram obtidos de uma estação meteorológica localizada na cidade de Salvador (INPE, 2011b), distante aproximadamente 46 km da região de estudo (Figura 3.12). Uma vez que grande parte das análises foram feitas em regiões oceânicas (>100 m), aplicamos uma correção nos dados da estação meteorológica com base no critério proposto por Hsu (1986), que relaciona o dado de vento no oceano com aquele em terra, de acordo com a equação $U_{mar} = 1,62 + 1,17U_{terra}$, onde U representa a intensidade do vento. Este critério é recomendado para uso operacional e climatológico e concorda com o critério proposto por Liu *et al.* (1984), que leva em consideração as diferenças de temperatura entre oceano-atmosfera.

Também devemos ressaltar que os dados de vento derivados das Reanálises II do NCEP (Kanamitsu *et al.*, 2002), para um ponto localizado na região central da área de estudo, foi considerado. No entanto, estes dados foram descartados uma vez que a intensidade dos ventos concordaram com os dados corrigidos da estação meteorológica, e por terem uma menor resolução temporal (6 horas).

3.2.3 Resultados obtidos e discussão

Para uma melhor compreensão dos resultados, que serão discutidos preliminarmente em termos sazonais, é importante mencionar que em cada cruzeiro as coletas nas radiais foram realizadas com uma janela de tempo de 3 a 7 dias, permitindo a discussão dos efeitos dos processos transientes na circulação local. Considerando que a forçante meteorológica é uma importante parcela da dinâmica local, uma breve

contextualização do padrão geral de ventos durante cada cruzeiro sazonal é fornecida na seção a seguir. Com este cenário em mente, uma visão geral da circulação de meso/larga escala derivada do AVISO para cada cruzeiro, ou para a data mais próxima disponível, é também analisada em conjunto com a circulação da plataforma derivada dos dados de ADCP. Finalmente, os dados hidrográficos, focando nos padrões gerais da temperatura e salinidade observados durante os cruzeiros, são apresentados.

O Regime de ventos

Durante o cruzeiro de primavera, o vento predominante era de E-NE com velocidade média de $2,9 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3.14a). Entre os dias 21-22 de outubro e antes da realização das amostragens na radial R1, uma frente-fria foi registrada (INPE, 2011b). Nesse período os ventos reverteram para S, com intensidade média na direção paralela à costa de $5,7 \text{ m s}^{-1}$, um valor quase duas vezes o valor médio do mês. Para o cruzeiro de verão não foi registrado entrada de frente-fria e os ventos seguiram a direção preferencial para esta estação, soprando de E-NE com intensidade média de $3,7 \text{ m s}^{-1}$ durante o cruzeiro (Figura 3.14b). O componente paralelo à costa do vento foi muito fraco, com intensidade média de $-1,34 \text{ m s}^{-1}$.

Durante o cruzeiro de outono a intensidade média do vento foi de $2,6 \text{ m s}^{-1}$. No entanto, uma forte frente-fria foi registrada antes das amostragens nas radiais R1 e R2, e uma intensificação dos ventos de SE ocorreu, atingindo uma intensidade média de $6,6 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3.14c). Por fim, o cruzeiro de inverno foi realizado sobre condições típicas para esta estação, com ventos de S-SE e intensidade média de $3,6 \text{ m s}^{-1}$. No entanto, picos de intensidade maiores que $+5,0 \text{ m s}^{-1}$ foram registrados para o componente paralelo à costa do vento durante os dias de cruzeiro.

Figura 3.14: Padrão de ventos observado na estação meteorológica de Salvador (INPE, 2011b) durante os meses onde os cruzeiros de (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno foram conduzidos. Em cada gráfico o painel superior representa os vetores de vento e o painel inferior representa o componente paralelo à costa do vento. As linhas verticais tracejadas finas marcam os dias onde cada radial foi realizada (R1, R2 e R3) e as linhas tracejadas grossas marcam os dias onde foram registrados passagem de frentes-frias. O eixo vertical dos painéis superiores está orientado na direção N-S.

A circulação regional e da Plataforma Continental

Antes de descrevermos as correntes na plataforma derivadas do ADCP para as radiais R1 a R3 durante os cruzeiros sazonais, é importante fornecer uma visão geral da circulação na região do talude continental para os períodos de cruzeiro, para que desta forma possamos avaliar a influência das CCOs na região de estudo. De acordo com o apresentado na Seção 3.1, a circulação na região da PC interna e média é altamente relacionada com o padrão de ventos. No entanto, as atividades de meso-escala relacionadas à dinâmica da CCO na região do talude continental, influenciam periodi-

camente a circulação na PC, podendo causar significantes reversões no campo médio de correntes.

Com este intuito, mapas de correntes geostróficas e topografia dinâmica associada derivadas do AVISO (AVISO, 2011) para a região do talude continental e ao largo (profundidades > 200 m), foram obtidos para o dia mais próximo disponível em cada cruzeiro sazonal (Figura 3.15).

A circulação no talude continental durante o cruzeiro de primavera (Figura 3.15a), mostra três anti-ciclones ocupando a região entre 12°S e 18°S, conduzindo uma corrente em direção ao sul na região da quebra de plataforma/talude, um padrão similar da CB ao norte de 20°S descrito por *Soutelino et al.* (2011). Na porção oceânica da região, podemos claramente observar o fluxo orientado para oeste da CSE, que é associado com estes anti-ciclones. O cenário durante o cruzeiro de verão (Figura 3.15b) é de certa forma similar ao observado durante o cruzeiro de primavera, com exceção de que a região do talude é menos dominada por vórtices e que o fluxo da CSE é agora mais amplo.

Durante o cruzeiro de outono (Figura 3.15c), a circulação no talude continental e ao norte de 15°S é agora definida como um fluxo contínuo orientado para N-NE, dirigido principalmente pela bCSE que entra na região ao sul de 15°S. O gradiente de elevação da superfície do mar ao largo que suporta este fluxo é evidente ao longo de toda a região. Durante o cruzeiro de inverno (Figura 3.15d), o padrão de circulação é similar ao observado para o outono, mas agora os processos de meso-escala que ocupam a região do talude continental são mais evidentes, como o padrão ciclônico que ocupa a região entre 10°S e 14°S.

Com a circulação apresentada acima em mente, podemos agora analisar a circulação na PC (entre as isóbatas de 10 m e 50 m) com base na distribuição horizontal das correntes integradas na coluna d'água (Figura 3.16) e nas seções verticais de ADCP obtidas durante os cruzeiros sazonais (Figuras 3.17 a 3.20).

Figura 3.15: Mapas de velocidade geostrófica (vetores) e topografia dinâmica absoluta (em cores) derivados do AVISO (AVISO, 2011) para o dia mais próximo dos cruzeiros de (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno. A topografia dinâmica média foi subtraída dos gráficos para facilitar a comparação. Os dados são apresentados para as profundidades maiores que 200 m. A caixa indica a região de estudo. A unidade de velocidade geostrófica é cm s^{-1} e da topografia dinâmica absoluta é cm.

Durante as estações de primavera e verão os ventos predominantes de E-NE (Figura 3.14a,b), favoráveis à ressurgência, dirigiram as correntes na radial R3 para sul (Figura 3.16a,b). Na radial R2, apesar das medições terem sido feitas em condições típicas (ventos de E-NE), o que se observa é uma reversão da circulação na plataforma, com o fluxo orientado para NE, o componente paralelo à costa sendo reduzido (Figura 3.16a,b) e o componente perpendicular à costa sendo intensificado (Figura 3.17).

Figura 3.16: Correntes barotrópicas derivadas dos dados de ADCP durante os cruzeiros de (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno nas radiais R1, R2 e R3. As isóbatas são representadas pelos contornos de 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 200 m, 1000 m e 2000 m. A isóbata de 50 m está em negrito. O acrônimo DFF é usado para indicar a radial onde o dado foi obtido Depois da passagem de uma Frente Fria.

Como mencionado na Seção 3.2.1, a radial R2 está localizada sobre o eixo do CS, um cânion estreito com uma margem situada em uma profundidade rasa. A dinâmica observada aqui é de certa forma compatível com o observado na literatura (Hickey, 1997; She & Klinck, 2000). Para uma corrente que induz ressurgência, é gerada uma circulação ciclônica na boca do cânion, as trocas na direção perpendicular à costa são intensificadas e a ressurgência no cânion é mais intensa, quando comparada com a região da quebra de plataforma adjacente. Os resultados associados à hidrografia serão descritos na próxima seção.

Considerando que a margem do cânion está em uma profundidade de 50 m, que é similar à escala vertical de estratificação (valor mínimo de 40 m no verão), é esperado que o cânion influencie a circulação em toda a coluna d'água. A estrutura vertical do fluxo perpendicular à costa que conecta a região da plataforma com a cabeça do cânion, apresentada na Figura 3.17, mostra que o fluxo ao largo nas camadas superficiais é associado aos processos de ressurgência que ocorrem na região da quebra de plataforma/talude.

Figura 3.17: Correntes perpendiculares à costa (cm s^{-1}) derivadas dos dados de ADCP coletados na radial R2 durante os cruzeiros de (a) primavera e (b) verão. Valores positivos (em vermelho) são para o largo. As distâncias são a partir da estação próxima à costa (veja a Figura 3.12 para localização).

Na radial R1, que é afetada pelo flanco do cânion à jusante, uma assinatura adicional da circulação ciclônica pode ser observada no cruzeiro de verão (Figuras 3.16b). Embora as medições tenham sido realizadas sobre condições típicas para esta estação (ventos de E-NE favoráveis à ressurgência), o fluxo na PC interna é para NE, seguindo a direção do fluxo observado na radial R2, enquanto um fluxo orientado para SO, com intensidade de 50 cm s^{-1} em superfície, ocupa uma grande porção da PC, com um significativo cisalhamento vertical (Figura 3.18b). Durante o cruzeiro de primavera, a passagem de um sistema frontal antes da campanha na radial R1 (Figura 3.14a) não permitiu verificarmos um comportamento similar, uma vez que a influência desta contribuiu para uma reversão total do fluxo das correntes na plataforma (Figura 3.16a). No entanto, uma característica a ser explorada é aquela observada na porção final da radial R1, onde um fluxo médio para SO foi mantido, com velocidades superficiais da ordem de 15 cm s^{-1} e um fraco cisalhamento vertical (Figuras 3.18a). Este fluxo parece estar associado com a circulação na quebra de plataforma/talude. Em ambas estações de primavera e verão, os mapas de velocidades geostróficas do AVISO mostram uma CCO orientada para sul na região de estudo (Figura 3.15a,b).

Figura 3.18: Correntes paralelas à costa (cm s^{-1}) derivadas dos dados de ADCP coletados na radial R1 durante os cruzeiros de (a) primavera e (b) verão. Valores positivos (em vermelho) são para nordeste. As distâncias são a partir da estação próxima à costa (veja a Figura 3.12 para localização).

Durante as estações de outono e inverno, os ventos predominantes eram de S-SE e as correntes eram favoráveis à subsidência. Com exceção da radial R3 durante o cruzeiro de outono, uma completa reversão do fluxo médio foi observada, com correntes orientadas para N/NE em todas as radiais (Figura 3.16c,d). Quando relacionado aos cenários de primavera/verão, algumas diferenças são observadas. Durante a passagem de frentes frias, a circulação na plataforma é intensificada (radiais R1 e R2 na Figura 3.16c comparada com a Figura 3.16d), a influência da CCO (Figura 3.15c) torna-se mais clara durante estes eventos e o cisalhamento vertical no perfil de velocidades é reduzido (Figura 3.19a). A redução do cisalhamento vertical é provavelmente associado ao fato que o fluxo da CCO é agora favorável à subsidência e a PCM é mais profunda.

Na radial 2, a influência do cânion, quando comparado ao cenário de primavera/verão, é reduzida e o componente paralelo à costa da velocidade é intensificado (Figura 3.19b comparada com a Figura 3.20a). A redução do fluxo perpendicular à costa quando o cânion é afetado por uma corrente favorável à subsidência (Figuras 3.20a,b), se comparada ao caso de uma corrente favorável à ressurgência (Figura 3.17a,b), está de acordo com os resultados de *She & Klinck* (2000). Apesar da redução de intensidade, o padrão geral da circulação perpendicular à costa reverte entre os cenários de primavera/verão e outono/inverno.

Figura 3.19: Correntes paralelas à costa (cm s^{-1}) derivadas dos dados de ADCP coletados nas radiais (a) R1 e (b) R2 durante o cruzeiro de outono. Valores positivos (em vermelho) são para nordeste. As distâncias são a partir da estação próxima à costa (veja a Figura 3.12 para localização).

Figura 3.20: Correntes perpendiculares à costa (cm s^{-1}) derivadas dos dados de ADCP coletados na radial R2 durante os cruzeiros de (a) outono e (b) inverno. Valores positivos (em vermelho) são para o largo. As distâncias são a partir da estação próxima à costa (veja a Figura 3.12 para localização).

Hidrografia

Com o intuito de proporcionar uma visão geral da variação sazonal dos dados hidrográficos, coletados nas três radiais durante cada cruzeiro, os perfis verticais médios de temperatura, salinidade e σ_θ para as estações na quebra de plataforma/talude continental (profundidade local >100 m) foram calculados e estão apresentados na Figura 3.21. A hidrografia da PC e região da quebra de plataforma/talude é então discutida em maiores detalhes na sequência desta seção.

A Figura 3.21 mostra a presença de duas massas de água, a quente e salina AT e a ACAS. A AT varia sazonalmente, sendo mais quente e com salinidade quase constante durante o verão. Durante as estações de primavera e inverno, a temperatura das águas em superfície/sub-superfície são mais frias e a salinidade é mais variável. A ACAS, que ocupa principalmente a termoclina, não apresenta variação significativa da estrutura termohalina, com exceção da estação de inverno, quando um aprofundamento da interface entre as duas massas de água é observado.

Figura 3.21: Perfis verticais médios de (a) σ_θ , (b) temperatura e (c) salinidade para a região da plataforma externa (profundidades > 100 m) e talude continental (ver Figura 3.12 para localização) durante as estações de primavera (linha preta fina), verão (linha preta grossa), outono (linha cinza fina) e inverno (linha cinza grossa). As linhas pontilhadas representam os limites entre a AT e ACAS.

O aprofundamento progressivo da PCM de 20 m (verão) para ~ 170 m (inverno) é observado na Figura 3.21. Variações na espessura da camada isotérmica podem ser atribuídas à mistura vertical intensificada pelo vento local e à ruptura da estratificação em função do resfriamento da água em superfície/sub-superfície. Como será exposto adiante, as dinâmicas local e de larga-escala também contribuem para mudanças na camada isotérmica na região de estudo. A temperatura média na camada isotérmica variou de um máximo de $27,8^\circ\text{C}$ durante o verão para 25°C durante o inverno. Em função do aprofundamento da camada isotérmica durante o inverno, águas mais quentes ocupam as profundidades abaixo de 100 m em comparação com as outras estações (Figura 3.21b, linha cinza grossa). A região da termoclina foi ocupada principalmente pela ACAS, iniciando em profundidades de ~ 150 m (~ 220 m) durante a estação de verão (inverno). As mudanças de salinidade em superfície foram menos pronunciadas, com o valor máximo de 37,3 registrado durante o inverno, quando os valores de salinidade ao longo da coluna d'água foram maiores que as outras estações (Figura 3.21).

Com o propósito de avaliarmos a influência dos ventos, topografia local e processos transientes nas variações sazonais das propriedades hidrográficas, a distribuição vertical da temperatura para a região da plataforma/talude é apresentada na Figura 3.22 para todos os cruzeiros e os resultados são comparados com os valores climatológicos obtidos por *Montégut et al.* (2004) (Figura 3.13).

Durante a primavera, as medições hidrográficas obtidas nas radiais R2 e R3 foram feitas sob condições típicas para a estação, com vento médio de E-NE de intensidade de $2,7 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3.14a). A PCM observada nas radiais R2 e R3 foi menor que 12 m (Figura 3.22b,a), que não coincide com o valor climatológico ($\sim 35 \text{ m}$, Figura 3.13a) nem com o valor da camada de Ekman de superfície (D_E) de aproximadamente 46 m, de acordo com a formulação de *Stewart* (2005) ($D_E = 7,6 * U_{10} / \sqrt{\sin|\varphi|}$, onde U_{10} é a velocidade do vento 10 m acima do nível do mar e φ é a latitude de referência).

Considerando que a radial R2 está localizada sobre o eixo do CS (Figura 3.12) e de acordo com o observado por *She & Klinck* (2000), uma ressurgência em profundidades de até 200 m é observada na região (Figura 3.22b). Uma vez que a margem do CS está localizada em uma profundidade relativamente rasa e que a escala de estratificação vertical é da mesma ordem, toda a coluna d'água acima da margem é também afetada pela dinâmica do cânion. Em analogia ao observado por *Hickey* (1997), a ressurgência na profundidade da margem resulta em uma compressão das camadas (ver Figura 3.23 para uma visão detalhada da camada superficial), enquanto que em maiores profundidades as camadas são expandidas. A circulação ciclônica resultante da interação destas correntes favoráveis à ressurgência com a topografia do cânion, como descrito por *Hickey* (1997) e *She & Klinck* (2000), é claramente observada nesta radial, com o centro da célula localizada em $\sim 10 \text{ km}$ (Figura 3.22b).

Figura 3.22: Seções verticais de temperatura durante as estações de (a,b,c) primavera, (d,e,f) verão, (g,h,i) outono e (j,k,l) inverno nas radiais R1, R2 e R3. Com exceção do cruzeiro de inverno, os gráficos estão em ordem cronológica, da esquerda para a direita e de cima para baixo. As linhas brancas tracejadas representam a PCM. As distâncias entre as estações de CTD (∇) são a partir da 5^a estação para as radiais R1 e R3 e a partir da 2^a estação para a radial R2 (ver Figura 3.12 para localização). O acrônimo DFF indica as radiais onde os dados foram obtidos Depois da passagem de uma Frente Fria.

Enquanto a ressurgência na radial R2 é principalmente reforçada pela topografia local do cânion, na plataforma adjacente (R3, Figura 3.22a), a redução da PCM quando comparado com a climatologia parece ser influenciada pela circulação na região da quebra de plataforma/talude, onde a interação de duas células anti-ciclônicas, que ocorrem no entorno da região de estudo (Figura 3.15a), gera um relativo sistema de alta pressão que pode contribuir para a elevação das isotermas na região costeira.

Campos et al. (2000), na margem sudeste Brasileira, onde a plataforma é mais larga que a PCLB, argumentam que o efeito combinado de ressurgência induzida pelo vento e induzida por meandros da CB durante o verão, resulta em um forte mecanismo capaz de trazer águas mais frias da região do talude para regiões próximas à costa. De acordo com os autores, durante o inverno, quando a ressurgência costeira é diminuída, praticamente ocorre ressurgência induzida pelos meandros da CB.

As medições feitas na radial R1, ainda durante a primavera, mas sobre influência de uma forte frente-fria (vento médio de SE de $5,7 \text{ m s}^{-1}$), mostra que a PCM aumenta para $\sim 50 \text{ m}$ (Figura 3.22c), um valor inferior ao da profundidade da camada de Ekman de superfície ($D_E \sim 90 \text{ m}$), em função do vento médio favorável à subsidência. Na Figura 3.22c, uma forte homogeneidade pode ser também observada na radial R1, quase sem mudança dos valores de temperatura (Figura 3.23a) e de salinidade (Figura 3.23b) sobre a plataforma.

(a) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade

Figura 3.23: Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de (a) temperatura e (b) salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de primavera. As estações hidrográficas são representadas pelo símbolo ∇ (ver Figura 3.12 para localização). O acrônimo DFF indica as radiais onde os dados foram obtidos Depois da passagem de uma Frente Fria.

O cruzeiro realizado durante o verão não sofreu a influência de uma frente-fria, sendo feito sobre condições típicas para esta estação (ventos de NE favoráveis à ressurgência, Figura 3.14b). Mais uma vez, a PCM não corrobora com o valor climatológico para a estação (~ 30 m, Figura 3.13b) nem com a profundidade da camada de Ekman ($D_E \sim 58$ m), atingindo profundidades em torno de 15 m na radial R3 e sendo praticamente inexistente nas radiais R1 e R2 (Figura 3.22d-f). Aqui, em analogia ao observado na radial R2 durante a primavera, a topografia do cânion aumenta a ressurgência (Figura 3.22b,e), quando comparado com a plataforma adjacente localizada nas radiais R1 e R3, e uma circulação ciclônica trapeada na cabeça do cânion é mais uma vez observada. Esta circulação ciclônica também afeta a região costeira ao norte do cânion, propiciando uma subsidência das isotermas na plataforma interna (Figura 3.24a, R1) e um fraco fluxo para NE (Figura 3.16b, R1). Na cabeça do cânion (radial R2), esta subsidência das isotermas ocorre nas regiões da plataforma e da quebra da plataforma, onde uma forte estratificação é observada nos primeiros 20 m de coluna d'água (Figura 3.24a, R2). Na radial R3 (Figura 3.22d), em analogia ao observado nas radiais R1 e R2 (Figura 3.22e,f), uma forte estratificação é observada nas camadas superiores, e a intrusão de água mais fria que ocorre na plataforma é resultado somente da ressurgência induzida pelo vento (Figura 3.24a, R3). De uma forma geral, a salinidade nas radiais R1 a R3 durante o verão apresenta uma forte homogeneidade (Figura 3.24b).

Durante o cruzeiro de outono, uma forte frente-fria foi observada (Figura 3.14c), afetando as radiais R1 e R2. A PCM na radial R3 (sobre condições típicas de outono) atingiu uma profundidade de 45 m (Figura 3.22g), de acordo com o valor climatológico apresentado na Figura 3.13c e com a profundidade da camada de Ekman de superfície de ~ 42 m. Embora na radial R3, a temperatura na plataforma apresentou uma grande homogeneidade, uma moderada estratificação vertical foi observada no campo de salinidade (Figura 3.25a,b, R3).

(a) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade

Figura 3.24: Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de (a) temperatura e (b) salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de verão. As estações hidrográficas são representadas pelo símbolo ∇ (ver Figura 3.12 para localização).

Ainda para o outono, após a passagem da frente-fria, uma diminuição no valor da temperatura foi observada na região da plataforma das radiais R1 e R2, embora a coluna d'água tenha permanecido homogênea. Gradientes horizontais de salinidade se desenvolveram, com água menos salinas na região da plataforma interna (Figura 3.25a,b, R1 e R2), suportando as correntes para a direção NE na plataforma (Figura 3.16c, R1 e R2).

Cirano & Lessa (2007), em um estudo sobre as características oceanográficas da BTS, localizada aproximadamente a 37 km da borda noroeste da região de estudo, observaram que o mês de maio apresenta um maior aporte líquido de água doce (somente fluxo de evaporação-precipitação) e representa um dos maiores valores climatológicos mensais (incluindo descarga fluvial). Durante o período chuvoso, mas para julho, estes autores também encontraram valores médios de salinidade de 35,8 (superfície) e 36,8 (fundo) na plataforma adjacente (em uma coluna d'água de 33 m). Estes valores menos halinos encontrados na região da plataforma durante o cruzeiro de outono são consistentes com os resultados de *Cirano & Lessa* (2007) e refletem a influência (embora pequena) da drenagem continental.

Na região da quebra da plataforma das radiais R1 e R2, a PCM aumentou para ~100 m (Figura 3.22h,i), que representa quase duas vezes o valor climatológico (Figura 3.13c). No entanto, concorda com a profundidade da camada de Ekman de superfície de ~105 m como resposta ao vento médio favorável à subsidência, com intensidade de $6,6 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3.14c), apesar da evolução da PCM também depender das características passadas do vento, sendo esperado que a profundidade da camada de Ekman seja menor que a PCM se esta tiver sido influenciada por pequenos episódios de ventos intensos (*Pond & Pickard*, 1983), que foi o caso antes das campanhas nas radiais R1 e R2. Além disso, como mostrado na Figura 3.15c, a região de estudo é amplamente influenciada pela CCO, que é favorável à subsidência. Adicionalmente, pelo menos para a radial R2 (Figura 3.22h), a mistura vertical pode ter sido reforçada pela intensificação do sistema de subsidência em função do cânion, como relatado por *She & Klinck* (2000). Os efeitos da topografia do cânion também contribuem para a formação de uma circulação anti-ciclônica na região da termoclina da radial R2 (na profundidade de ~150 m).

(a) Temperatura (°C)

(b) Salinidade

Figura 3.25: Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de (a) temperatura e (b) salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de outono. As estações hidrográficas são representadas pelo símbolo ∇ (ver Figura 3.12 para localização). O acrônimo DFF indica as radiais onde os dados foram obtidos Depois da passagem de uma Frente Fria.

O cruzeiro de inverno foi realizado sobre condições típicas para esta estação (ventos de S-SE com intensidade média de $3,6 \text{ m s}^{-1}$, Figura 3.14d) e não sofreu a influência da passagem de uma frente-fria. No entanto, uma profunda PCM (profundidade $>120 \text{ m}$) foi observada em todas as radiais (Figura 3.22j,k,l), com valores significativamente maiores que o valor climatológico de 75 m (Figura 3.13d).

Para a radial R2, em analogia ao observado durante o cruzeiro de outono, a presença do cânion certamente contribuiu para o aprofundamento da PCM. Mas, provavelmente, a explicação mais razoável para o aprofundamento da PCM em todas as radiais é a interação com as correntes na região da quebra de plataforma/talude, que para esta estação é favorável à subsidência. Se considerarmos que a bCSE atinge a sua posição mais ao sul (17°S) em julho, este período é provavelmente afetado por episódios mais frequentes de intenso fluxo da CCO para norte, como o observado para o início de agosto (Figura 3.15d).

Na região da plataforma, embora a temperatura tenha apresentado uma grande homogeneidade (Figura 3.26a), a drenagem continental, similar com o observado para o outono, parece afetar a região costeira, onde gradientes horizontais (nas radiais R1 e R3) e verticais (na radial R2) de salinidade são observados (Figura 3.26b).

(a) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade

Figura 3.26: Seções perpendiculares à costa (profundidades < 100 m) de (a) temperatura e (b) salinidade para as radiais R1, R2 e R3 durante o cruzeiro de inverno. As estações hidrográficas são representadas pelo símbolo ∇ (ver Figura 3.12 para localização).

Capítulo 4

Modelagem numérica da circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira entre 10°S e 16°S

Com o intuito de incorporar as diversas forçantes que atuam na região de estudo, as quais foram descritas com base na análise de dois conjuntos inéditos de dados *in situ* apresentados no Capítulo 3, este Capítulo tem como objetivo implementar o modelo hidrodinâmico *Regional Ocean Modeling System* - ROMS. Este modelo de circulação regional (MCR) será utilizado para investigar a variação sazonal e espaço-temporal da circulação da PCLB, compreendida entre 10°S e 16°S, bem como a contribuição específica de cada forçante, possibilitando assim uma maior compreensão dos processos físicos envolvidos.

Este capítulo apresenta-se estruturado em 4 seções: Na Seção 4.1 é apresentado uma descrição do MCR ROMS; a Seção 4.2 descreve os detalhes do experimento padrão adotado; na Seção 4.3 é realizada uma análise prévia das forçantes que serão utilizadas pelo modelo regional e a análise e interpretação dos resultados do MCR são apresentados na Seção 4.4.

4.1 O *Regional Ocean Modeling System* - ROMS

Os primeiros modelos baseados nas equações primitivas do movimento usavam para a discretização vertical a coordenada geopotencial z . Neste caso, independente da profundidade local em questão, os níveis verticais são predeterminados e regiões mais rasas são representadas por um número menor de níveis quando comparadas com regiões mais profundas. Este procedimento, na maioria das vezes, não é satisfatório para simular os fluxos de fundo ao longo da topografia, de grande importância na dinâmica costeira. Logo, é comum adotarmos em modelagem costeira modelos onde a coordenada vertical segue a topografia (Penven, 2000).

Para este estudo o modelo implementado foi o ROMS (Shchepetkin & McWilliams, 2005), com permissão de acoplamento baseado no ROMS-AGRIF (*Adaptive Grid Refinement in Fortran*), descrito em Penven et al. (2006). O ROMS é um código aberto desenvolvido pelas Universidades de Rutgers e Califórnia, Los Angeles, ambas nos Estados Unidos da América.

O ROMS mostrou-se satisfatório no estudo de diferentes regiões costeiras. Penven et al. (2005) adotaram o ROMS para investigar a circulação média, ciclo sazonal e dinâmica de meso-escala do sistema Corrente do Peru. Os autores mostram que o modelo foi capaz de reproduzir as principais correntes associadas a este sistema. Ao testar alguns modelos de circulação regional em um estudo sobre os meandros da Corrente da Califórnia, Centurioni et al. (2008) encontraram uma melhor representação destes fenômenos, da velocidade geostrófica média e valores de energia geostrófica dos vórtices, quando comparado com a observação, com o uso do ROMS. Silva et al. (2009) avaliaram e validaram o ROMS com base em um estudo no Atlântico Sudoeste Tropical. Os autores apontam para a capacidade do modelo em representar a dinâmica e variabilidade da circulação de meso-escala da região, a variabilidade sazonal da bCSE e a evolução da PCM quando comparado com dados do PIRATA. Rezende et al. (2011) também apontam para a capacidade do ROMS em representar a interação sazonal entre a dinâmica de meso-escala e o fluxo médio na PCLB, quando aninhado a um modelo de circulação global.

4.1.1 Descrição do modelo

O ROMS é um modelo tri-dimensional que resolve as equações primitivas da dinâmica de um oceano hidrostático, sobre a aproximação de Boussinesq e de superfície livre sobre uma topografia variada (*Shchepetkin & McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008*). O modelo adota o sistema de coordenadas ortogonais curvilíneas na horizontal e o sistema de coordenadas-s na vertical, onde o número de níveis verticais é o mesmo, independente da profundidade local. Este modelo é sucessor do modelo SCRUM (*S-coordinate Rutgers University Model*), incluindo melhorias como esquemas de advecção de alta ordem, parametrização de escalas, gradientes de pressão mais precisos, camada limite radiativa, entre outros. As equações hidrostáticas de movimento são resolvidas usando um esquema temporal explícito que requer um acoplamento especial entre os modos barotrópico (rápido) e baroclínico (lento). As equações tri e bi-dimensionais são discretizadas no tempo usando um algoritmo de passo de tempo de terceira ordem (Leap-Frog e Adams-Molton) que é muito robusto e estável. A melhora da estabilidade dos esquemas permite a adoção de passos de tempo maiores.

4.1.2 Equações Governantes

As equações do movimento em coordenadas Cartesianas, seguindo as aproximações de Boussinesq e hidrostática, são as seguintes:

$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{\partial \phi}{\partial x} + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (4.1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{\partial \phi}{\partial y} + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (4.2)$$

$$\frac{DT}{Dt} = \mathcal{F}_T + \mathcal{D}_T \quad (4.3)$$

$$\frac{DS}{Dt} = \mathcal{F}_S + \mathcal{D}_S \quad (4.4)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} \quad (4.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = 0 \quad (4.7)$$

Com condição de contorno vertical na superfície, $z = \zeta$:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \quad (4.8)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \quad (4.9)$$

$$K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \quad (4.10)$$

$$K_S \frac{\partial S}{\partial z} = (E - P)S \quad (4.11)$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (4.12)$$

e no fundo, $z = -h$:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \quad (4.13)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \quad (4.14)$$

$$K_T \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (4.15)$$

$$K_S \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (4.16)$$

$$w = \mathbf{V} \cdot \nabla h \quad (4.17)$$

onde,

- x, y, z são as coordenadas Cartesianas
- u, v, w são os componentes do vetor velocidade neste sistema de coordenadas
- f é o parâmetro de Coriolis
- ϕ é a pressão dinâmica
- $\mathcal{F}_u, \mathcal{F}_v, \mathcal{F}_T, \mathcal{F}_S$ são os termos forçantes ou as fontes
- $\mathcal{D}_u, \mathcal{D}_v, \mathcal{D}_T, \mathcal{D}_S$ são os termos de difusão horizontal
- T é a temperatura potencial
- S é a salinidade
- P é a pressão total
- $\rho_0 + \rho$ é a densidade total *in situ*
- g é a aceleração da gravidade
- ζ é a elevação da superfície do mar
- K_M é o coeficiente vertical de viscosidade turbulenta
- K_T, K_S são os coeficientes verticais de difusão turbulenta para a temperatura e salinidade
- τ_s^x, τ_s^y são os componentes da tensão do vento em superfície
- Q_T é o fluxo de calor superficial
- $E - P$ é o fluxo de água doce, representado pela evaporação menos a precipitação
- τ_b^x, τ_b^y são os componentes da tensão de fundo
- h é a profundidade local abaixo do nível médio do mar

As Equações 4.1 e 4.2 expressam o balanço de momento nas direções x- e y-, respectivamente. As Equações 4.3 e 4.4 são as equações advectivas-difusivas e expressam a evolução no tempo da temperatura e da salinidade. A Equação 4.5 é a equação de estado da água do mar. Sobre a aproximação hidrostática, o equilíbrio do momento na direção vertical limita-se a um equilíbrio entre o gradiente de pressão e as forças de empuxo. Com a aproximação de Boussinesq, as variações de densidade nas equações de movimento são negligenciadas, com exceção de sua contribuição para as forças de empuxo na equação vertical do movimento (Equação 4.6). A Equação 4.7 é a equação da continuidade para um fluido incompressível.

4.1.3 Sistema de Coordenadas e discretização

Na horizontal, as equações primitivas evoluem a partir de um ajuste para as coordenadas ortogonais curvilíneas em uma grade Arakawa-C, segundo aproximações de diferenças finitas de segunda ordem. Este sistema permite uma adaptação para limites laterais irregulares ou uma maior resolução computacional nas regiões de interesse (Ives & Zacharias, 1987). Este novo sistema de coordenadas é introduzido a partir de uma transformação horizontal do sistema de coordenadas Cartesianas (x, y) para (ξ, η) . As novas coordenadas são ortogonais e os contornos do domínio físico desenvolvem-se sobre linhas de ξ e η constantes. Os coeficientes m e n do sistema de coordenadas ortogonais curvilíneas relacionam-se com as distâncias diferenciais nas direções ξ, η pelos comprimentos de arco:

$$(ds)_\xi = \left(\frac{1}{m} \right) d\xi \quad (4.18)$$

$$(ds)_\eta = \left(\frac{1}{n} \right) d\eta \quad (4.19)$$

Um elemento linear de comprimento d_s desta forma satisfaz:

$$(ds^2) = \frac{d\xi^2}{m^2} + \frac{d\eta^2}{n^2} \quad (4.20)$$

E os coeficientes m e n podem ser obtidos a partir do sistema de coordenadas Cartesianas em função de ξ e η :

$$m = (x_\xi^2 + y_\xi^2)^{-1/2} \quad (4.21)$$

$$n = (x_\eta^2 + y_\eta^2)^{-1/2} \quad (4.22)$$

As fronteiras costeiras também podem ser especificadas com uma grade finita discretizada a partir de uma máscara na interface água/terra. O modelo possui a habilidade de trabalhar com áreas de terra demarcadas, no entanto a integração numérica é realizada para todo o domínio do modelo.

A discretização vertical também adota uma aproximação por diferenças finitas de segunda ordem e, assim como na horizontal, é adotado o uso de coordenadas escalonadas nesta direção. Este procedimento é comum em modelos de diferenças finitas de segunda ordem, garantindo a conservação de momento e dos traçadores (*Haidvogel et al.*, 2000). O uso de coordenadas escalonadas que acompanham a topografia (*Song & Haidvogel*, 1994) permite um aumento da resolução nas profundidades de interesse ao longo da coluna d'água. As coordenadas-s adotadas subdividem a vertical em um número igual de pontos:

$$s = \frac{z}{h} \quad (4.23)$$

Adicionalmente, um escalonamento não linear das coordenadas verticais pode ser aplicado e depende da profundidade local. Esta opção pode ser usada para obter-se uma resolução vertical mais uniforme próximo à superfície e, conseqüentemente, uma melhor representação da camada de mistura e da termoclina, além de reduzir o impacto do acoplamento entre coordenadas-s na superfície com a profundidade local. Este escalonamento é definido por *Song & Haidvogel* (1994) como:

$$z = \xi(1 + s) + \underbrace{h_c s + (h - h_c)C(s)}_A \quad (4.24)$$

onde h_c é a constante escolhida como a profundidade típica da camada de mistura superficial, e

$$C(s) = (1 - \theta_b) \frac{\sinh(\theta_s s)}{\sinh \theta_b} + \theta_b \frac{\tanh[\theta_s(s + 0,5)] - \tanh(\theta_s/2)}{2 \tanh(\theta_s/2)} \quad (4.25)$$

Sendo que o parâmetro θ_s controla a resolução próximo à superfície, quanto maior o valor de θ_s maior é o confinamento das linhas de coordenadas na superfície ($20 < \theta_s < 1$), e θ_b é o parâmetro de controle das coordenadas de fundo, quanto mais próximo de 1 maior é a resolução nas camadas limites de fundo ($0 < \theta_b < 1$).

Atualmente, o ROMS adota uma versão da Equação 4.24 com melhorias numéricas (Shchepetkin & McWilliams, 2005):

$$z = \xi(1 + \frac{A}{h}) + A \quad (4.26)$$

A velocidade vertical neste sistema de coordenadas é definida como:

$$\Omega = \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial s}{\partial z} \left[w - (1 + s) \frac{\partial \zeta}{\partial t} - mu \frac{\partial z}{\partial \xi} - nv \frac{\partial z}{\partial \eta} \right] \quad (4.27)$$

Sendo que as condições de contorno cinemáticas 4.12 e 4.17 na superfície ($s = 0$) e no fundo ($s = -1$), simplificam para:

$$\Omega = 0 \quad (4.28)$$

4.1.4 O esquema do gradiente de pressão

O sistema de coordenadas-s costuma apresentar uma forte sensibilidade às variações na topografia, que podem resultar em erros no gradiente de pressão quando este é convertido em um componente ao longo da superfície-s e da correção hidrostática:

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{z=cte} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{s=cte} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_{s=cte} \quad (4.29)$$

Ambos os termos são significativos e o cancelamento da pressão hidrostática restante não é exato em função do não balanceamento dos erros de truncagem numérica nos dois termos. Estes erros dependem da declividade da topografia, das resoluções ho-

horizontal e vertical e da robustez da estratificação. Desta forma, ao usarmos topografias realísticas uma suavização prévia desta é necessária. Para o ROMS, alguns estudos empíricos mostram que pode-se obter resultados confiáveis se o parâmetro de suavização,

$$r = \frac{\Delta h}{2h} = \frac{h_{+1/2} - h_{-1/2}}{h_{+1/2} + h_{-1/2}} \quad (4.30)$$

não exceder 0,2 (*Haidvogel & Beckmann, 1999*).

Algumas formas alternativas de representar o gradiente de pressão em um sistema de coordenadas-s foram formuladas com o intuito de reduzir os erros provenientes destes. O esquema implementado no ROMS é a formulação Jacobiana ponderada proposta por *Song (1998)*, onde as variações verticais do gradiente de pressão são expressas em termos da integral vertical do Jacobiano da densidade e da profundidade em relação à coordenada computacional vertical. Em um caso idealizado, o Jacobiano de referência supera o Jacobiano ponderado quando a condição hidrostática é satisfeita. No caso contrário, que é o mais comum em configurações realísticas, o Jacobiano ponderado fornece melhores resultados. Com esta formulação, a conservação de momento e energia e a representação precisa da pressão no fundo foi validada (*Song & White, 1998*) e a conservação destas propriedades pode restringir os erros gerados pelo modelo.

Recentemente, o esquema de gradiente de pressão proposto por *Shchepetkin & McWilliams (2003)* foi também introduzido no ROMS. O novo algoritmo baseia-se na reconstrução do campo de densidade e da coordenada física z como uma função contínua das coordenadas transformadas (s), com posterior integração analítica para o cálculo da força de gradiente. Este esquema permite uma melhor precisão do balanço hidrostático entre os dois componentes da Equação 4.29 e não perde muita precisão em grades verticais não uniformes com relativa baixa resolução.

4.1.5 O esquema de advecção

O ROMS adota várias opções para o esquema de advecção: diferenças finitas centradas de segunda e quarta ordens, correção de tendência de terceira ordem. Estes esquemas são estáveis para a metodologia de previsão/correção do modelo. O operador de advecção para o momento e traçadores foi reformulado para reduzir os erros dispersivos. Um alisamento explícito dos campos não é mais obrigatório o que resulta em uma melhor resolução das soluções de uma dada grade (*Shchepetkin & McWilliams, 1998*).

4.1.6 O esquema de fechamento turbulento

No ROMS a mistura horizontal de momento e traçadores pode ser feita ao longo de níveis verticais, superfícies geopotenciais ou superfícies isopícnais. O operador de mistura pode ser harmônico ou bi-harmônico e a parametrização da mistura vertical pode ser feita por esquemas de fechamento local ou não-local. O esquema de fechamento local é baseado na equação de energia cinética turbulenta nível 2,5 (M-Y) de *Mellor & Yamada (1982)* e o esquema de fechamento não-local é baseado na formulação da camada limite *K-profile planetary (KPP)* de *Large et al. (1994)*. Esta formulação combina parametrizações separadas para a mistura vertical na camada limite de superfície e para o oceano interior. A profundidade da camada limite depende da forçante de superfície, do empuxo e do perfil vertical e é determinada pelo equacionamento do número de Richardson em relação à superfície para um valor crítico. Abaixo da camada limite, a mistura vertical é considerada como a superposição de três processos: cisalhamento vertical, quebra de ondas internas e difusão dupla. Na camada de superfície, a difusão é formulada de forma a concordar com uma teoria de turbulência similar. Na base da camada de superfície, ambas difusão e o gradiente associado devem corresponder aos valores do interior da camada. O esquema KPP foi expandido de forma a incluir ambas camadas limites de superfície e fundo do oceano.

4.2 Configuração do Experimento

O MCR implementado para a região de estudo baseia-se no ROMS e adota uma grade que engloba a região entre as longitudes de 32°W e 40°W e as latitudes de 8°S e 19°S (Figura 4.1), cobrindo uma região de ~1222 km na direção norte-sul e de ~889 km na direção leste-oeste. A resolução horizontal da grade é de 1/36° (~3 km) em ambas direções meridional e zonal, consistindo em 289 x 409 pontos de grade. A resolução vertical adotada foi de 32 níveis-s, com $\theta_s=4$, $\theta_b=0$ e $h_c=5$ (Shchepetkin & McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008), indicando que a resolução vertical é refinada na superfície e na camada de mistura. A topografia da grade (Figura 4.1) foi derivada do ETOPO1 *Global Topography Database* (GLOBETaskTeam, 1999), com resolução horizontal de 1 km. A Tabela 4.1 apresenta os principais parâmetros de configuração do modelo.

O MCR é aninhado no Modelo de Circulação Global (MCG) *HYbrid Coordinate Ocean Model* - HYCOM (versão 2.2) com resolução horizontal de 1/12°, do *National Consortium for Data Assimilative Modeling* - NCODA (HYCOM, 2011), que fornece as condições iniciais e de contorno diárias (temperatura, salinidade, elevação e velocidades) e será discutido em mais detalhes na Seção 4.3.1. Para os traçadores (temperatura e salinidade) e para a velocidade 3D os valores são impostos a partir de condições de contorno (CC) radiativas (Marchesiello et al., 2001). Para a elevação e velocidades 2D são adotadas as CC *Chapman* (1985) e *Flather* (1976), respectivamente.

Adicionalmente à estas CC, é feita uma relaxação espacial com escala de tempo variável para os valores de temperatura, salinidade e velocidades (2D e 3D) do MCR para os respectivos valores do MCG. Nas fronteiras, a escala de tempo da relaxação ($1/c_j$) é mínima com $\tau=1/3$ dias (8 horas). Para os pontos no interior do domínio, a escala de tempo para a relaxação varia de acordo com a equação:

$$c_j = \frac{1}{2\tau} [1 + \cos(\frac{j\pi}{n})] \quad (4.31)$$

onde o índice j representa a distância do ponto do domínio em relação à fronteira, sendo que o alcance da relaxação (n) adotado foi de 30 km (10 pontos de grade).

Este procedimento foi adotado por *Barth et al.* (2008) na Plataforma Oeste da Flórida, nos EUA, cuja circulação é dominada pela variabilidade de larga-escala da *Loop Current*. Os autores obtiveram uma melhor representação da circulação na região quando adotaram um aninhamento com relaxação tanto para os fluxos de temperatura e salinidade quanto para a elevação e velocidades nas fronteiras abertas do domínio estudado.

Para o nosso caso, o MCR ROMS é inicializado a partir dos dados de temperatura, salinidade, velocidade e elevação para o dia 1-janeiro-2004 fornecido pelo MCG HYCOM.

Figura 4.1: Batimetria da região de estudo. A quebra da plataforma é representada pela isóbata de 70 m (em negrito), também são apresentadas as isóbatas de 200 m, 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m e 4000 m. As principais feições topográficas são representadas pelo Cânion de Salvador (CS) e pelos Bancos de Abrolhos (BAb) e Royal-Charlotte (BRC).

Tabela 4.1: Principais parâmetros de configuração do MCR ROMS

L	289	Número de pontos de grade na direção E-W
M	409	Número de pontos de grade na direção N-S
N	32	Número de níveis-s
h_{max}	5000 m	Profundidade máxima
h_{min}	5 m	Profundidade mínima
θ_s	4	Parâmetro de controle da coordenada-s de superfície
θ_b	0	Parâmetro de controle da coordenada-s de fundo
h_c	5 m	Constante que define a profundidade típica da camada de mistura superficial
Δx	~ 3 km	Resolução na direção zonal
Δy	~ 3 km	Resolução na direção meridional
Δt	300 s	Passo de tempo baroclínico
Δt_f	300/45 s	Passo de tempo barotrópico
r	$3 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$	Coeficiente de atrito de fundo linear
μ	$30 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Coeficiente de viscosidade na camada de relaxação
n	30 km	Largura da camada de relaxação

O MCR também foi forçado com forçantes de marés fornecidas pelo *OSU TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution - TPXO* (Egbert & Erofeeva, 2002), que é um modelo global de marés que se ajusta à equação de Laplace para as marés e aos dados do *TOPEX/Poseidon*. O modelo usa um esquema inverso (Egbert et al., 1994) desenvolvido para a assimilação de dados altimétricos por um modelo global. O TPXO fornece amplitudes e fases da elevação da superfície do mar e correntes barotrópicas para os oito principais componentes harmônicos de maré semi-diurna e diurna (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 e K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , respectivamente) e dois componentes de longo período (M_f , M_m), com resolução espacial de $1/4^\circ$.

As variáveis usadas no cálculo dos fluxos na interface ar/oceano (umidade, pressão, temperatura, precipitação e radiação) são provenientes das Reanálises-II do *National Centers for Environmental Prediction* - NCEP (Kanamitsu et al., 2002), que possuem resolução horizontal de 1,8° (grade Gaussiana com 192 x 94 pontos de grade ou resolução horizontal de ~200 km) e intervalo de tempo de 6 horas. Os dados de intensidade e tensão do vento a 10 m da superfície são derivados do *Center for Satellite Exploitation and Research* - CERSAT do *Institut Français de Recherche pour l'exploitation de la mer* - IFREMER (IFREMER, 2011), que disponibilizam os dados de ventos provenientes do scatterômetro QuikSCAT e do radiômetro SSM/I. Estes dados são projetados em uma grade regular, com resolução espacial de 0,25° e temporal de 6 horas, por interpolação ótima usando kriging. As matrizes de covariância que garantem a qualidade dos dados são estimadas a partir de observações das intensidades dos componentes zonal e meridional do vento e comparadas com observações de sensores remotos e bóias. Os fluxos derivados destes conjuntos de dados são calculados pelo MCR ROMS a partir da formulação de Bulk. O motivo pelo qual adotamos uma combinação entre os fluxos do NCEP2 e o vento do QuickSCAT será discutido na Seção 4.3.3.

O período de integração do MCR ROMS foi de seis anos, de 01-janeiro-2004 a 31-dezembro-2009. Os dois primeiros anos de simulação (2004-2005) foram usados para a calibração e aquecimento do modelo, sendo adotadas todas as forçantes descritas acima, com exceção da forçante de marés. A partir do ano de 2006 as forçantes de marés foram então introduzidas. Os resultados que serão efetivamente utilizados para a caracterização sazonal e espaço-temporal da circulação na região de estudo serão aqueles compreendidos entre os anos de 2006 e 2009.

4.3 Análise das Forçantes

4.3.1 Forçantes iniciais e de Contorno

As condições iniciais e de contorno para o MCR ROMS foram fornecidas das análises do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011). O HYCOM é um MCG que utiliza as equações primitivas do movimento e adota coordenadas isopícnais (*ρ -density tracking*) no oceano aberto e, a partir da equação da continuidade por camadas, faz uma transição dinâmica suave deste sistema de coordenadas para o sistema de coordenadas σ (*terrain-following*) em regiões mais rasas e para o sistema de coordenadas z para a camada de mistura e/ou oceano estratificado (Wallcraft & Metzger, 2009). O sistema de coordenadas híbridas mantém as vantagens significativas de um modelo isopícnal em regiões estratificadas, enquanto permite uma maior resolução vertical próximo à superfície e em regiões costeiras rasas, propiciando uma melhor representação da física do oceano superior.

As análises do MCG HYCOM com resolução horizontal de $1/12^\circ$ no equador (~ 7 km em latitudes médias) são o componente de um sistema operacional (*eddy-resolving*) de previsão/diagnóstico (HYCOM, 2011). A rodada de $1/12^\circ$ foi configurada com 32 níveis verticais e forçantes de superfície do *Navy Operational Global Atmospheric Prediction* - NOGAPS, incluindo tensão e velocidade do vento, fluxos de calor (via bulk fórmula) e precipitação. A batimetria adotada é derivada do NRL DBDB, um conjunto de dados com controle de qualidade. O componente final do sistema de previsão/diagnóstico é o NCODA (Cummings, 2005), que é um esquema multivariado de interpolação ótima usado para assimilar observações superficiais derivadas de satélites, incluindo altímetros e dados de temperatura da superfície do mar, e dados de perfilagens, como XBTs, CTDs e flutuadores ARGO (Wallcraft & Metzger, 2009).

As saídas diárias do MCG HYCOM fornecidas pelo NCODA foram validadas (e.g. Metzger *et al.*, 2008). No entanto, o conjunto de dados (2004-2009) usado como forçante inicial e de contorno para o MCR ROMS, será brevemente discutido a fim de garantir a precisão do MCG em representar as principais características da circulação da região de estudo.

Correntes

As correntes horizontais superficiais na região de estudo são forçadas principalmente por mudanças nos padrões locais e de larga-escala do campo de ventos. Conforme vimos anteriormente no Capítulo 3, a sazonalidade de larga escala do regime dos ventos alísios e da latitude da ZCIT, afetam diretamente a circulação nas camadas superiores do oceano.

As médias mensais (2004-2009) das correntes superficiais das análises globais do HYCOM/NCODA, apresentadas na Figura 4.2 exemplificam esta variação sazonal. Durante os meses de janeiro e outubro (verão/primavera, Figuras 4.2a,d), as correntes são dirigidas em direção ao pólo ao sul de 12°S, enquanto uma reversão de fluxo ocorre durante os meses de abril e julho (outono/inverno, Figuras 4.2b,c), quando o fluxo é preferencialmente em direção ao equador ao norte de 18°S.

Em sub-superfície (100-200 m), os fluxos da CB/SCNB seguem a variação latitudinal sazonal da bCSE. De acordo com *Rodrigues et al.* (2007), nos primeiros 200 m da coluna de água a bCSE atinge a sua posição mais ao norte em novembro (~13°S) e a posição mais ao sul em julho (~17°S). Esta tendência é observada para as médias mensais (2004-2009) das correntes na profundidade de 100 m (Figura 4.3). Durante os meses de janeiro e outubro (verão/primavera, Figuras 4.3a,d) o início do fluxo da CB é observado no entorno de 13°S e desloca-se para sul durante o outono (abril, Figura 4.3b), atingindo uma posição mais ao sul (~17°S) em julho (inverno, Figura 4.3c).

A bCSE desloca-se em direção ao pólo com o aumento da profundidade, atingindo ~22°S em 200-400 m (*Stramma & England*, 1999; *Silveira et al.*, 2000; *Cirano et al.*, 2006), quando a SCNB transporta a ACAS em direção ao equador ao norte desta latitude. No nível de 800 m podemos observar o fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA), uma vez que esta massa de água bifurca em torno de 25°S (*Stramma & England*, 1999). A média anual das correntes horizontais do HYCOM/NCODA aponta para estes padrões (Figure 4.4).

Figura 4.2: Médias mensais (2004-2009) das correntes horizontais superficiais (representada pelos vetores) derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011), para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As cores representam a intensidade do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

Figura 4.3: Médias mensais (2004-2009) das correntes horizontais em 100 m (representada pelos vetores) derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011), para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As cores representam a intensidade do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

Figura 4.4: Médias anuais (2004-2009) das correntes horizontais em (a) 300 m e (b) 800 m (representada pelos vetores) derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011). As cores representam a intensidade do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

A análise dos valores médios das correntes horizontais também pode ser importante para investigar a presença de estruturas importantes para a formação das CCOs. Como exemplo, podemos citar a média anual (2004-2009) para a profundidade de 50 m (Figura 4.5), que corrobora com o descrito por *Soutelino et al.* (2011). Estes autores suspeitam, com base em velocidades não divergentes derivadas de dados de ADCP e resultados de um MCG, que ao norte de 20°S o fluxo da CB é dominado por vórtices. O início do fluxo da CB pode ser formado pela borda costeira de três robustos anticiclones, centrados em 15°S, 17°S e 19°S, os quais também podem ser identificados através dos resultados do HYCOM/NCODA apresentados na Figura 4.5. Este comportamento pode ser atribuído ao confinamento topográfico dos vórtices pelo BAb, BRC e pela cadeia Vitória-Trindade, ou por instabilidades geofísicas criadas pelos fluxos contrários da CB/SCNB, ou pela combinação de ambos (*Soutelino et al.*, 2011).

Figura 4.5: Média anual (2004-2009) das correntes horizontais em 50 m (representada pelos vetores) derivada das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011). As cores representam a intensidade do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador. As principais feições topográficas são representadas pelos Bancos de Abrolhos (BAb) e Royal-Charlotte (BRC).

Para avaliarmos a dinâmica das CCOs ao longo da coluna d'água para a região da PC e porção superior do talude continental ao longo da região de estudo, foram definidas três seções zonais localizadas em 5°S, 14°S e 21°S. Tendo como base as saídas diárias do HYCOM/NCODA (2004-2009), foram calculados o transporte de volume (TV) médio e a sua variabilidade, bem como a velocidade meridional média, para as camadas isopícnais representativas das massas d'água presentes nesta faixa de profundidade (AT, ACAS e AIA). A localização e extensão das seções apresentadas na Figura 4.6 foi escolhida de forma a melhor representar a dinâmica das CCOs na região de estudo.

Para a seção localizada em 5°S (Figura 4.6 superior) o fluxo em direção ao equador associado às CCOs ocupa os primeiros 1300 m de coluna d'água, com o núcleo de velocidade máxima de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ localizado em $\sim 250 \text{ m}$, o que corrobora o encontrado por Schott *et al.* (2005). Os autores calcularam os transportes médios para a AT, ACAS e AIA a partir de dados coletados em nove seções zonais em 5°S. Para os primeiros 400 m da coluna d'água o transporte da CNB/SCNB é associado ao fluxo superficial da AT e da ACAS na camada abaixo.

Figura 4.6: Seções verticais médias (2004-2009) de velocidade meridional derivadas das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011) em 5°S, 14°S e 21°S. Os transportes médios (Sv) e a variabilidade associada para a AT ($\sigma_\theta < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$), ACAS ($25,7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26,8 \text{ kg m}^{-3}$) e AIA ($26,8 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 27,53 \text{ kg m}^{-3}$) são apresentados. As linhas tracejadas demarcam os limites isopícnais. A unidade da velocidade é cm s^{-1} . Valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

Para a seção em 5°S, o TV médio da AT de $5,0 \pm 3,4$ Sv é ligeiramente maior do que o TV médio de $3,4 \pm 1,6$ Sv observado por Schott *et al.* (2005), e para a ACAS o TV médio de $9,6 \pm 2,8$ Sv subestimou o TV de $14,2 \pm 2,4$ Sv. Para a AIA e para a região da quebra de plataforma, o TV médio para norte de $8,5 \pm 6,2$ Sv na região da quebra de plataforma e para sul de $-5,2 \pm 4,5$ Sv na região offshore, corroboram os respectivos valores de $8,9 \pm 1,5$ Sv e $-5,2 \pm 4,9$ Sv encontrados por Schott *et al.* (2005).

Em 14°S o principal padrão de circulação é a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que apresenta o seu núcleo confinado entre 200-800 m com velocidade máxima de $0,35 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 4.6 meio). Em termos de transporte, o fluxo para norte da CCI é principalmente constituído pela ACAS e AIA, com um transporte médio de $\sim 13,6$ Sv. Para esta seção, o fluxo da CB, que como apresentado anteriormente ainda apresenta um caráter sazonal para esta latitude, encontra-se confinado nos primeiros 50 m da coluna d'água, com velocidade máxima de $0,1 \text{ m s}^{-1}$ e transporte médio de $-1,7 \pm 1,5$ Sv.

Para a seção em 21°S, a AT e parte da ACAS são transportadas para sul pela CB (Figura 4.6 inferior). A oeste de 38,3°W a CB apresenta-se como um fluxo bem definido e ocupando os primeiros 300 m de coluna d'água, com velocidade máxima de $\sim 0,35 \text{ m s}^{-1}$ em superfície. Oliveira *et al.* (2009) encontraram, para uma seção em 22,7°S e com base em flutuadores de superfície, a velocidade da CB de $0,39 \text{ m s}^{-1}$. Abaixo de 300 m, parte da ACAS é transportada para norte em função do deslocamento da bCSE com a profundidade, que para esta região encontra-se em $\sim 22^\circ\text{S}$. A CCI pode ser observada como um fluxo bem definido da AIA e a porção inferior da ACAS entre as profundidades de 400 m e 1100 m, com velocidade máxima de $\sim 0,10 \text{ m s}^{-1}$.

Temperatura da Superfície do Mar - TSM

O campo médio anual (2004-2009) de TSM derivado das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011) são avaliados em concordância com o campo médio anual de TSM derivado das análises da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO). Os campos de TSM da REMO são gerados via interpolação sub-ótima, utilizando dados de TSM do infravermelho termal e micro-ondas, provenientes dos sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e TMI (TRMM Microwave Imager), respectivamente. Os sensores encontram-se a bordo dos satélites polares da série NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e TRMM

(Tropical Rainfall Measuring Mission), respectivamente. Os campos são produzidos diariamente, desde setembro de 2002 até o presente, e possuem resolução espacial de $1/20^\circ$ ($0,05^\circ$, aproximadamente 5,55 km).

O principal padrão para a região de estudo é o núcleo de alta temperatura na região do equador ($>28^\circ$) com resfriamento gradativo em direção ao sul. Na região da quebra de plataforma/talude continental, a AT é transportada para sul pela CB até o encontro com a Corrente das Malvinas em torno de 36°S , sendo esta região demarcada pela isoterma de 20°C .

Figura 4.7: Campos horizontais médios (2004-2009) de TSM derivados (a) das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011) e (b) das análises da REMO. A linha contínua indica o limite (20°C) entre a AT e a Corrente das Malvinas.

Elevação da Superfície do Mar - SSH

A média anual de SSH (2004-2009) derivada das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011) é investigada e avaliada em função das observações de múltiplos satélites (e.g. JASON1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS 1/2 e Geosat) derivadas do AVISO (AVISO, 2011). Os dados do AVISO incluem mapas sinóticos semanais de SSH interpolados para uma grade global regular projeção Mercator com resolução de 1/3°. Para a geração destes mapas, métodos computacionais baseado em análises objetivas são usados de forma a permitir a interpolação ótima dos dados no tempo e espaço. Os dados adotados são centrados (*delayed time*), ou seja, os dados de seis semanas anteriores e posteriores ao dado em questão são considerados, incluindo redução de erro orbital e erro de comprimento de ondas (www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_duacs.pdf). Para sermos consistentes, usamos os dados diários do HYCOM coincidentes com os dados do AVISO para a geração do mapa médio anual de SSH (Figura 4.8). Para a geração destes mapas, a média da SSH do HYCOM entre os anos de 2004-2009 foi removida.

Figura 4.8: Campos horizontais médios (2004-2009) de SSH derivados (a) das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011) e (b) do AVISO (AVISO, 2011). A linha de SSH zero é demarcada. A unidade é cm.

O mapa médio de SSH derivado do HYCOM/NCODA (Figura 4.8a) capturou os principais padrões observados pelo AVISO (Figura 4.8b). Na região norte do domínio uma linha de SSH zero atinge a latitude em torno de 14°S próximo à costa e divide o domínio em valores positivos de SSH ao sul desta latitude e valores negativos de SSH ao norte. Por ajuste geostrófico este comportamento induz um fluxo para oeste que entra no domínio, que representa a média anual da bCSE. Os valores positivos de SSH estende-se até a zona de confluência entre a CB e a Corrente das Malvinas, apresentando, por ajuste geostrófico, um fluxo para leste, quando a CB se separa da costa e retorna ao Giro Subtropical.

Na região costeira, e para o HYCOM/NCODA, são observados valores negativos de SSH até a latitude de $\sim 16^\circ\text{S}$, o que pode representar a intensa ressurgência observada nesta região não capturada pelo AVISO. Também pode ser observado para o HYCOM/NCODA e para as latitudes acima de 12°S uma clara divisão entre valores positivos de SSH próximo à costa e negativos ao largo, que induzem um marcado fluxo para norte associado ao fluxo da CNB. Nos dados do AVISO, o gradiente de SSH também indica um fluxo na mesma direção, mas neste caso os valores são apenas negativos, ficando mais negativos ao largo.

4.3.2 Forçantes de Maré

Os valores de amplitude e fase que permitiram incorporar a maré no MCR ROMS, são provenientes do modelo TPXO (*Egbert & Erofeeva, 2002*), conforme apresentado na Seção 4.2. A distribuição de amplitudes e fases para os principais componentes de maré semi-diurna (M_2 e S_2) e diurna (O_1 e K_1) fornecidas pelo modelo são apresentadas na Figura 4.9.

Ambos componentes semi-diurnos (M_2 e S_2) apresentam aumento das amplitudes em direção ao norte e à costa (Figura 4.9a,b), com valores máximos de amplitude sobre a região do BAb. Para os componentes diurnos (Figura 4.9c,d), apesar de existir uma nítida amplificação no BAb, o componente O_1 apresenta uma tendência de decréscimo das amplitudes em direção ao norte, enquanto que para o componente K_1 este decréscimo é novamente acompanhado por um acréscimo na porção mais ao norte do domínio.

Figura 4.9: Distribuição horizontal da amplitude (cm) e fase (°G) dos principais componentes de maré semi-diurna (a) M_2 e (b) S_2 e diurna (c) O_1 e (d) K_1 fornecidas pelo modelo global de marés TPXO (Egbert & Erofeeva, 2002). As cores representam a amplitude e as isolinhas a fase. A localização da Baía de Todos os Santos (BTS) e do Banco de Abrolhos (BAb) é apresentada no painel do componente M_2 .

4.3.3 Forçantes Atmosféricas

Conforme mencionado na Seção 4.2, a configuração adotada para o MCR ROMS utiliza uma combinação entre os fluxos provenientes das Reanálises-II do NCEP (NCEP2) e os dados de vento do QuickSCAT fornecidos pelo IFREMER. Esta escolha foi adotada após uma avaliação criteriosa da sensibilidade do campo de ventos fornecida pelo NCEP2 quando comparada com os dados do QuickSCAT.

Como pode ser observado na Figura 4.10 (gráficos à esquerda), o regime sazonal dos ventos alísios é capturado pelo campo de ventos do NCEP2. Como consequência, durante os meses de primavera/verão a região ao sul de 12°S fica sujeita a ventos de E-NE e durante os meses de outono/inverno a região ao norte de 20°S fica sujeita a ventos de E-SE, o que levaria a uma reversão sazonal das correntes geradas pelo vento na área de estudo. Este padrão também pode ser observado no campo de ventos derivado do QuickSCAT (Figura 4.10 direita).

No entanto, o campo de ventos do NCEP2 tende a ser subestimado em direção à costa e um intenso cisalhamento é observado (entre as latitudes de 12°S a 18°S), notadamente para os meses de abril e julho. Com os resultados dos primeiros experimentos realizados com o MCR ROMS (não apresentados), onde usamos os produtos do NCEP2 como forçante para o campo de ventos, este cisalhamento gerou um intenso rotacional negativo do vento que produziu uma circulação ciclônica anômala e irreal na região de estudo. Esta circulação gerou instabilidades nas atividades de meso-escala, criando dipolos vorticais durante os meses de outono/inverno e intensificando um vórtice ciclônico presente nos meses de verão.

Adicionalmente, a baixa resolução do NCEP e a fraca intensidade dos ventos na região costeira não permitiu a reversão do campo de correntes na PC, padrão característico da região de estudo. Um comportamento similar foi observado por *Centurioni et al.* (2008), que observaram uma diminuição da correlação das anomalias de velocidade geostrófica próximo à região costeira em comparação com derivadores. Os autores atribuíram este fato à inabilidade das Reanálises do NCEP em resolver os ventos próximos à costa com detalhes suficientes para levar em conta as correntes de deriva de Ekman.

Figura 4.10: Distribuição mensal média (2004-2009) de ventos a 10 m da superfície do mar (vetores) derivados das Reanálises-II do NCEP (Kanamitsu et al., 2002) (painéis à esquerda) e do QuickSCAT (IFREMER, 2011) (painéis à direita), para os meses de janeiro, abril, julho e outubro. As cores representam a intensidade do vento. A unidade é m s^{-1} .

Desta forma, resolvemos adotar os campos de ventos provenientes do QuickSCAT por estes: i) serem de maior resolução espacial, ii) não apresentarem um intenso cisalhamento em direção à costa e iii) apresentarem ventos na região costeira capazes de causar a reversão sazonal do fluxo médio esperada sobre a PC.

Com relação aos parâmetros para o cálculo dos fluxos na interface ar/oceano, fizemos uma comparação dos dados provenientes do NCEP2 com os dados derivados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF* (2011), e os resultados (não apresentados) obtidos foram satisfatórios.

4.4 Resultados da Modelagem Numérica Regional

Neste capítulo os resultados do MCR ROMS serão avaliados com o intuito de descrever a sazonalidade e variações espaço-temporais para o domínio compreendido entre as latitudes de 10°S e 16°S e entre a costa e a longitude de 35°W (Figura 4.11). Este domínio foi escolhido com base na dinâmica de meso/larga escalas presente na região de estudo e contextualizada no Capítulo 2. A influência desta dinâmica na circulação da PC também foi apresentada, de forma mais localizada e com base na análise de dados *in situ*, no Capítulo 3.

De acordo com o apresentado anteriormente, a região de estudo é fortemente influenciada pela sazonalidade de larga escala do regime dos ventos alísios e da latitude da ZCIT. Influenciada pela dinâmica da ZCIT, a bCSE varia sazonalmente entre as latitudes de 17°S (julho) e 13°S (novembro). Como consequência, a região ao norte de 13°S fica sujeita a episódios mais constantes de fluxo para norte da CCO, representado pela CNB/SCNB. A região ao sul de 16°S, por sua vez, possui maiores episódios de fluxo da CCO para sul, dominada pela CB. A região em torno de 14°S apresenta uma transição sazonal entre o domínio do fluxo para norte da SCNB e do fluxo para sul da CB.

A Figura 4.10 mostra que, em função da sazonalidade dos ventos alísios, a região ao norte de 12°S fica sujeita preferencialmente a ventos de E-SE, enquanto a região entre de 12°S e 20°S experiencia uma reversão do campo de ventos entre os meses de primavera/verão (E-NE) e outono/inverno (E-SE).

Figura 4.11: Domínio da grade do MCR ROMS (delimitado pela caixa pontilhada) para as análises dos resultados obtidos entre os anos de 2006 a 2009. As radiais (delimitadas pelas linhas cheias perpendiculares à costa) adotadas para as análises dos perfis verticais sazonais são posicionadas em 10°S (R10), 14°S (R14) e 16°S (R16). Em cada radial serão analisadas séries temporais de velocidades em quatro pontos distintos (pontos vermelhos sobre cada radial), localizados nas PCs interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e região oceânica (RO). Os pontos onde foram obtidos as séries temporais de elevação da superfície do mar para a estação do GLOSS para Salvador (SSA) e as constantes harmônicas da FEMAR para esta estação e para as estações de Morro de São Paulo (MSP) e Abrolhos (Abr) são apresentados (pontos). As séries temporais para as estações ADP (PM) e ACM2 (PI), discutidos na Seção 3.1, serão utilizadas para avaliação espaço-temporal das correntes do MCR ROMS nestes pontos. A quebra da plataforma é representada pela isóbata de 70 m (em negrito), e também são apresentadas as isóbatas de 200 m, 1000 m e 3000 m.

Este capítulo está estruturado em 4 seções. Na primeira seção será feita uma análise inicial dos resultados do MCR ROMS, com o intuito de avaliar se este descreve satisfatoriamente os principais processos físicos presentes na região de estudo. Na segunda seção, e dando continuidade a estas análises, a circulação forçada pelas marés é analisada separadamente. Na terceira seção procederemos com a análise da sazonalidade da circulação, sendo que os mecanismos forçantes da circulação e sua variação espaço-temporal são analisados na quarta e última seção.

4.4.1 Avaliação preliminar dos resultados do MCR ROMS

Nesta seção é feita uma avaliação preliminar dos resultados do MCR ROMS para todo o domínio da grade regional (Figura 4.11), com o objetivo de verificarmos se este incorpora as forçantes de contorno e apresenta respostas satisfatórias aos principais processos físicos presentes na região de estudo. Para tanto serão avaliados: i) o transporte integrado nos contornos abertos do MCR em comparação com os resultados apresentados pelo MCG HYCOM; ii) a variação espaço-temporal da SSH em comparação com as séries temporais obtidas do *Global Sea Level Observing System - GLOSS* (2011) para a estação de Salvador; e iii) a elevação da superfície do mar anual média do MCR em comparação com os resultados apresentados para o MCG na Seção 4.3.1.

Apesar do período total da modelagem numérica compreender os anos entre 2004 e 2009, os resultados do MCR ROMS que serão usados para a sua avaliação e para a caracterização sazonal e espaço-temporal da circulação na PC/Talude, compreendida entre 10°S e 16°S (Figura 4.11), serão aqueles compreendidos entre os anos de 2006 e 2009. Os dois primeiros anos da modelagem numérica (2004 e 2005) representam o período de aquecimento e ajuste dinâmico do MCR. A evolução da energia cinética do MCR durante todo o período da simulação é apresentada na Figura 4.12.

Figura 4.12: Evolução da energia cinética do MCR ROMS para todo o período de experimentos. Os anos de 2004 e 2005 foram usado para o aquecimento do modelo e os anos de 2006 a 2009 foram usados para as análises sazonais e espaço-temporais do domínio adotado (Figura 4.11).

Para as etapas de calibração e aquecimento do MCR adotamos duas configurações distintas (configurações I e II), e para o período usado na caracterização sazonal da região de estudo adotamos a configuração III (descrita na Seção 4.2):

- Configuração I: adotada para o ano de 2004. Os parâmetros para o cálculo dos fluxos de superfície e os dados de intensidade e tensão do vento a 10 m da superfície são derivados das Reanálises-II do NCEP; as condições iniciais e de contorno diárias são derivadas do MCG HYCOM, com uma relaxação espacial com escala de tempo variável para os valores de temperatura, salinidade e velocidade (2D e 3D); não foi usado a forçante de marés.
- Configuração II: adotada para o ano de 2005. Os parâmetros para o cálculo dos fluxos de superfície foram derivados das Reanálises-II do NCEP; Os dados de intensidade e tensão do vento a 10 m da superfície são derivados do scatterômetro QuickSCAT e do radiômetro SSM/I, disponibilizados pelo IFREMER (2011); as condições de contorno diárias são derivadas do MCG HYCOM, com uma relaxação espacial com escala de tempo variável para os valores de temperatura, salinidade e velocidade (2D e 3D); não foi usado a forçante de marés.
- Configuração III: adotada para os anos de 2006 a 2009. Esta configuração usa as mesmas forçantes e condições apresentadas na Configuração II, sendo introduzida a forçante de marés fornecidas pelo TPXO (Egbert & Erofeeva, 2002).

Com a adoção da configuração I (ano de 2004) observamos que os dados de intensidade e tensão do vento a 10 m da superfície derivados das Reanálises-II do NCEP não eram satisfatórios para a representação da dinâmica esperada para a PC da região de estudo, que apresenta uma reversão das correntes médias entre as estações de primavera/verão e outono/inverno, conforme apresentado nas Seções 3.1 e 3.2. Desta forma, adotamos a Configuração II (ano de 2005), onde pudemos observar a evolução sazonal da dinâmica da PC e de acordo com os resultados apresentados nas Seções 3.1 e 3.2. Para este estágio inicial a energia cinética do modelo aumentou gradativamente, sem apresentar instabilidades (Figura 4.12, configurações I e II).

Após atingirmos uma configuração satisfatória para a representação das correntes superficiais e da dinâmica de meso-escala, introduzimos a forçante de marés para o período usado na caracterização sazonal e espaço-temporal da região de estudo (configuração III, anos de 2006 a 2009), por esta ser uma importante forçante para a circulação da PC na região de estudo (Seção 3.1). Com a adição das correntes de maré o MCR apresentou um aumento na energia cinética que manteve-se relativamente constante ao longo do ano de 2006, com posterior queda no início de ano de 2007, atingindo uma estabilidade ao longo dos anos de 2008 e 2009 (Figura 4.12, configuração III).

Os transportes integrados ao longo dos domínios abertos (norte, sul e leste) do MCR são apresentados na Figura 4.13 em comparação com os transportes fornecidos pelo MCG HYCOM. Podemos observar que o MCR foi capaz de incorporar satisfatoriamente os fluxos introduzidos pelo aninhamento com o MCG, com exceção do ano de 2004, quando o modelo ainda se encontrava em estágio de ajuste aos campos de massa. Para a fronteira norte (latitude de 8°S), mesmo considerando-se que o fluxo nas camadas mais profundas e associado à circulação termohalina é para sul, observa-se uma tendência do fluxo dirigido para norte, com domínio da CNB/SCNB (Figura 4.13a). Para a fronteira sul (latitude de 19°S) observa-se uma transição sazonal entre um fluxo direcionado para sul, sob domínio da CB, e para norte, sob domínio da SCNB (Figura 4.13b). A presença de um fluxo médio para oeste é observada na fronteira leste (Figura 4.13c), caracterizado pela dominância da dinâmica da bCSE neste contorno. Estes resultados estão de acordo com o apresentado por *Cirano et al.* (2006), que com base na análise de um MCG encontraram transportes integrados de +4,5 Sv e -5,4 Sv para

seções zonais à 9°S e 22°S, respectivamente. Para a seção meridional, que intercepta estas duas seções zonais em 32°W, o transporte integrado foi de -9,9 Sv.

Figura 4.13: Transporte integrado (Sv) ao longo de todo o período da modelagem numérica (2004-2009) para os contornos (a) norte, (b) sul e (c) leste e para o MCR ROMS (linha vermelha) e MCG HYCOM (linha preta). As linhas tracejadas delimitam os anos. Os transportes médios (Sv) em cada fronteira para o MCR (Tr) e para o MCG (Th) e para cada ano são apresentados. Valores positivos de transporte representam um fluxo para norte (contornos norte e sul) e para leste (contorno leste).

A evolução temporal de SSH obtida do MCR ROMS é comparada com a série temporal de SSH oriunda do programa *Global Sea Level Observing System - GLOSS* (2011) para a estação de Salvador (coordenadas 38,52°W; 12,97°S). Esta série apresenta uma falha superior a três meses para os anos de 2006 e 2009, desta forma, avaliamos a série temporal compreendida entre os anos de 2007 e 2008 e para o ponto de coordenadas 38,58°W; 12,91°S, mais próximo da estação do GLOSS para Salvador (Figura 4.11). A comparação entre a elevação da superfície do mar observada pelo GLOSS e modelada pelo MCR é feita em função das séries brutas e sub-inerciais, a partir da correlação cruzada e defasagem entre elas. Para tanto, foi adotado um período de corte de 72 h, que cobre o período inercial ($T=2\pi * f^{-1}$) local de 53 h. Este período de corte foi adotado de forma a ser usado posteriormente em todas as estações de análises localizadas nas radiais em 10°S, 14°S e 16°S (Figura 4.11), com períodos inerciais variando entre 69 h e 43 h, respectivamente.

Para a série temporal total de SSH (2007 a 2008, não apresentada), o coeficiente de correlação foi de 94%, com defasagem de 20 minutos. As séries temporais brutas e supra-inerciais para a estação do GLOSS e para o MCR ROMS durante o mês de janeiro de 2007 e 2008 apresentaram um coeficiente de correlação superior a 90% com defasagem de 20 minutos entre elas (Figura 4.14a-d).

Para o mês de julho dos anos de 2007 e 2008 as correlações entre as séries brutas e supra-inerciais observadas e modeladas mantiveram-se altas, com coeficientes de correlação superiores a 90% e defasagem de 20 minutos (Figura 4.14e-h). Para a série temporal sub-inercial de SSH, apresentada para todo o período entre os anos de 2007 e 2008, observa-se uma tendência do MCR superestimar os valores observados, com um coeficiente de correlação de 50% com os dados observados e defasagem de 10 h (Figura 4.14i). A relativa baixa correlação na banda sub-inercial para a região da BTS, já era esperada, pois a resolução espacial do MCR não resolve adequadamente nem a topografia nem a morfologia da BTS. Consequentemente, isto afeta o sinal e resulta não só em uma super-estimativa dos valores de SSH, mas também em uma distorção do sinal com uma tendência para oscilações em períodos mais curtos de tempo, uma vez que a região de amortecimento da BTS dentro do MCR é muito pequena.

Figura 4.14: Série temporal de elevação do nível do mar observada (linha preta) e modelada (linha vermelha) para a estação do GLOSS em Salvador. São apresentadas as séries temporais brutas (a,b,e,f) e supra-inerciais (c,d,g,h) para os meses de janeiro e julho dos anos de 2007 (painéis esquerdo) e 2008 (painéis direito). Também é apresentada a (i) série temporal sub-inercial para os anos de 2007 e 2008. Os coeficientes de correlação (CC) e as defasagens (def.) entre as séries são apresentados.

Entretanto, de uma forma geral, o MCR ROMS mostrou-se satisfatório na representação da elevação da superfície do mar, com correlações significativas ($>90\%$) para as séries brutas.

Para o campo anual médio de SSH, os valores apresentados pelo MCR ROMS (Figura 4.15a) representaram satisfatoriamente o padrão observado para p MCG HYCOM (Figura 4.15b). A presença de um fluxo para oeste, representado por valores de SSH positivos (negativos) ao sul (norte) da porção central do domínio, fica clara para os dois modelos, representando a média anual da bCSE ($\sim 14^\circ\text{S}$) em direção à margem continental. Outra característica capturada pelo MCR é o padrão de ressurgência observado entre as latitudes de 15°S - 19°S e o marcado fluxo médio para norte ao sul de 12°S , o que pode representar o fluxo médio anual da CNB. Ambos padrões são representados pelo MCG (Figura 4.15b).

Figura 4.15: Campos horizontais médios (2006-2009) de SSH derivados (a) do MCR ROMS e (b) das análises globais do HYCOM/NCODA (HYCOM, 2011).

4.4.2 A circulação forçada pelas marés

As forçantes de marés utilizadas pelo MCR ROMS são provenientes do modelo TPXO (Egbert & Erofeeva, 2002), conforme descrito na Seção 4.2. Inicialmente, as amplitudes e fases dos principais componentes de maré semi-diurna (M_2 e S_2) e diurna (O_1 e K_1), calculadas a partir dos resultados da série temporal de SSH para os anos de 2006 a 2009 do MCR ROMS, são comparadas com aquelas fornecidas pela FEMAR (2011) para as estações de Salvador, Morro de São Paulo e Abrolhos (oceânica) (Figura 4.11), e os resultados são apresentados na Tabela 4.2. Cabe ressaltar que as fases fornecidas pela FEMAR (2011) estavam originalmente referenciadas ao fuso local (FL=-3 h). Para efeito de comparação, e considerando-se que no MCR ROMS as fases são referenciadas ao meridiano de Greenwich (FG=0), os dados observados foram então convertidos para a mesma referência do MCR ROMS.

Para avaliarmos a eficiência do MCR em representar as amplitudes e fases dos principais componentes harmônicos adotamos o erro percentual absoluto entre os valores previstos (P) e observados (O), de acordo com a equação: $erro = [|P| - |O|]/|O| * 100$. Com esta relação, para valores percentuais positivos (negativos) o MCR superestima (subestima) os valores de amplitude/fase.

Conforme pode ser observado na Tabela 4.2, as marés na região de estudo são dominadas pelo componente de maré semi-diurna M_2 , com amplitude mínima de 69,8 cm para a estação de Morro de São Paulo, seguida pelo componente de maré semi-diurna S_2 , que apresenta amplitudes de cerca de 50% do componente M_2 . Os principais componentes de maré diurna apresentam amplitudes de cerca de 1/10 do principal componente semi-diurno, com valores máximos de 7,8 cm e 4,4 cm para os componentes O_1 e K_1 , respectivamente, e ambos para a estação de Abrolhos. Este comportamento confere uma característica de maré semi-diurna à região de estudo.

Tabela 4.2: Amplitudes (cm) e fases (°G) dos principais componentes de maré disponibilizadas pela FEMAR (2011) e calculadas a partir da série temporal (2006-2009) de elevação do nível do mar do MCR ROMS. As fases da FEMAR estão corrigidas para o meridiano de Greenwich.

Estação Salvador (12,97°S; 38,52°W)	FEMAR (Amp/Fase)	ROMS (Amp/Fase)	erro (%) (Amp/Fase)
M ₂	78,0/197	87,3/218	12/11
S ₂	30,5/214	30,1/237	-1/10
O ₁	6,6/164	7,4/167	12/2
K ₁	4,1/260	5,3/252	29/-3
Estação Morro de São Paulo (13,90°S; 38,97°W)	FEMAR (Amp/Fase)	ROMS (Amp/Fase)	erro (%) (Amp/Fase)
M ₂	69,8/191	46,6/191	-33/0,3
S ₂	25,1/207	17,7/208	-29/0,5
O ₁	6,5/160	4,5/159	-30/-0,2
K ₁	4,3/249	2,8/245	-35/-2
Estação Abrolhos (oceânica) (17,96°S; 38,70°W)	FEMAR (Amp/Fase)	ROMS (Amp/Fase)	erro (%) (Amp/Fase)
M ₂	78,4/189	79,4/191	1/1
S ₂	33,1/209	32,7/207	-1/-1
O ₁	7,8/165	8,0/152	2/-8
K ₁	4,4/227	4,5/230	2/1

Com exceção da estação localizada em Morro de São Paulo, o MCR ROMS mostrou-se satisfatório na representação da modulação da SSH influenciada pelas marés, com uma tendência a superestimar os valores observados. Para a estação de Salvador, apesar da estação do MCR para o cálculo dos componentes harmônicos não coincidir com o ponto da FEMAR, o erro para as amplitudes/fases foi inferior a 15% (com exceção do componente K_1). Para a estação de Abrolhos foram observados os menores erros na representação das amplitudes e fases, com valores inferiores a 10%. Este comportamento pode ser atribuído à localização oceânica desta estação, o que diminui a influência do atrito de fundo na representação das marés. Um comportamento oposto pôde ser observado para a estação de Morro de São Paulo, localizada na porção mais estreita da PC e sujeita a uma forte variação topográfica. Para esta estação, os valores previstos pelo MCR para as amplitudes dos componentes de maré foram cerca de 30% menores e os valores de fase apresentaram valores muito próximos aos observados, com erro inferior a 1% (com exceção do componente K_1).

As marés movem-se como ondas de Kelvin (OK), com rotação ciclônica e, no caso de Hemisfério Sul, com sentido horário seguindo de sul para norte na costa brasileira. As OK possuem como escala de decaimento o raio de deformação externo de Rossby ($R = (g.H_o)^{\frac{1}{2}}/|f_o|$), apresentando maiores amplitudes na região costeira e um decaimento da amplitude em direção ao largo.

A Figura 4.16 apresenta a distribuição horizontal das amplitudes e fases dos principais componentes semi-diurnos e diurnos, obtidos com base na análise harmônica de séries temporais de SSH (Pawlowicz *et al.*, 2002), extraídas em diversos pontos distribuídos ao longo da região de estudo. A Figura 4.16a,b mostra que para os componentes semi-diurnos M_2 e S_2 , a onda de maré propaga-se de sul para norte como OK, com as amplitudes decrescendo em direção ao largo. Os maiores valores de amplitudes são observados na região norte do domínio e para o componente M_2 (Figura 4.16a), com amplitudes em torno de 70 cm. Para o componente S_2 (Figura 4.16b) os maiores valores são cerca de metade dos observados para o componente M_2 . Um aumento dos valores de amplitude em direção à costa são observados para ambos componentes de maré semi-diurna, e as linhas de fase apresentam uma orientação perpendicular à costa.

Figura 4.16: Distribuição das Amplitudes (cm) e Fases ($^{\circ}$ G) dos principais componentes de maré semi-diurna (a) M_2 e (b) S_2 e diurna (c) O_1 e (d) K_1 para o MCR ROMS. A localização da BTS é apresentada no painel do componente M_2 .

Para os principais componentes diurnos O_1 e K_1 (Figura 4.16c,d) o comportamento da onda de maré é similar, com aumento das amplitudes em direção à costa e propagação de sul para norte. No entanto, para o componente O_1 (Figura 4.16c) os maiores valores de amplitudes são observados na região costeira e em torno de 7 cm, enquanto o com-

ponente K_1 (Figura 4.16d) apresenta as maiores amplitudes na região norte do domínio e com cerca de 5 cm. As linhas de fase também apresentam uma orientação perpendicular à costa. Quando os resultados de amplitude e fase dos componentes diurnos e semi-diurnos do MCR ROMS (Figura 4.16) são comparados com os valores provenientes do TPXO (Figura 4.9), podemos notar nitidamente o efeito da melhor resolução da topografia pelo MCR ROMS, originando padrões mais complexos de distribuição tanto de amplitude como de fase.

A Figura 4.17 apresenta as elipses barotrópicas para os principais componentes de maré semi-diurna (M_2 e S_2) e diurna (O_1 e K_1), calculadas com base na mesma metodologia descrita para a Figura 4.16, mas agora tendo como base as séries temporais de correntes. As elipses azuis (vermelhas) possuem rotação anti-horária (horária). Em função da dinâmica das OK para o hemisfério sul, é esperado que as elipses apresentem uma rotação horária e um alinhamento paralelo à costa. No entanto, as irregularidades batimétricas na região costeira possuem larga influência no ajuste do campo de velocidades, sendo responsável pela amplificação das correntes de maré, inversão no sentido de rotação das elipses com polarização em certas direções. Como resposta, a orientação sul-norte das correntes de maré podem ser alteradas pela presença das características costeiras.

As elipses de marés barotrópicas para o componente semi-diurno M_2 (Figura 4.17a) apresentam uma rotação horária em toda a região oceânica, com alinhamento paralelo à costa, de acordo com a dinâmica de OK, e intensidade média de $1,5 \text{ cm s}^{-1}$. No entanto, as elipses na região oceânica e para o domínio sul apresentam uma tendência de alinhamento à 45° em direção à costa, e uma maior excentricidade (relação entre os semi-eixos), em relação às elipses observadas para o domínio norte. Este comportamento pode estar relacionado à topografia da região do BAb ao sul do domínio, que impõe um alinhamento paralelo às isóbatas locais (ver Figura 5 de *Pereira et al.* (2005)).

Figura 4.17: Distribuição das Elipses de maré barotrópicas dos componentes semi-diurnos (a) M_2 e (b) S_2 e diurnos (c) O_1 e (d) K_1 para o MCR ROMS. Elipses azuis (vermelhas) possuem rotação anti-horária (horária). As radiais dentro das elipses representam a fase em relação a Greenwich. A escala é representada por uma elipse circular com semi-eixo de 5 cm s^{-1} (2 cm s^{-1}) para o componente semi-diurno M_2 (S_2), e de 1 cm s^{-1} para os componentes diurnos (O_1 e K_1). A quebra da plataforma é representada pela isóbata de 70 m (em negrito) e são apresentadas as isóbatas de 200 m, 1000 m e 3000 m. A localização da BTS é apresentada no painel do componente M_2 .

Ao atingir a região da plataforma/talude, as elipses para o componente semi-diurno M_2 passam a ter preferencialmente uma rotação anti-horária e alinham-se perpendiculares à costa, apresentando uma menor excentricidade (Figura 4.17a). A intensidade das correntes de maré também apresenta uma intensificação sobre a PC, com valores médios de 4 cm s^{-1} e máximo de 120 cm s^{-1} , alinhada na entrada da BTS (rotação horária, não apresentada). Este mesmo comportamento foi observado por *Pereira et al.* (2005) para a região de Abrolhos. Os autores observaram na região costeira elipses de maré barotrópicas alinhadas preferencialmente em direção à costa com rotação anti-horária, e intensidade de até 25 cm s^{-1} sobre os BAb e BRC, diferenciando-se das elipses alinhadas paralelas à costa com rotação horária e intensidade média de $1,5 \text{ cm s}^{-1}$ observadas na região oceânica.

As elipses de maré para o componente semi-diurno S_2 (Figura 4.17b) apresentam um comportamento similar ao observado para o componente M_2 , com elipses alinhadas paralelas à costa na região oceânica e tendência a um alinhamento em direção à costa na porção oceânica sul do domínio, onde apresentam uma maior excentricidade. As elipses nesta região apresentam amplitudes inferiores às observadas para o componente M_2 , com intensidade média de $0,5 \text{ cm s}^{-1}$. Ao atingirem a PC as elipses são preferencialmente anti-horárias com intensidade média de $1,5 \text{ cm s}^{-1}$ e máxima na entrada da BTS (38 cm s^{-1} rotação horária, não apresentada).

As elipses de maré para o componente diurno O_1 (Figura 4.17c) apresentam um comportamento diferenciado em relação ao observado para as elipses dos componentes semi-diurnos. Em toda a região oceânica as elipses apresentam-se alinhadas paralelas à costa com rotação horária e grande excentricidade. As maiores intensidades são observadas na porção norte do domínio, com intensidade média de $0,6 \text{ cm s}^{-1}$ e relativo decréscimo em direção à costa. Na região ao sul de 12°S, as elipses apresentam intensidade média de $0,5 \text{ cm s}^{-1}$ e decréscimo em direção à costa, com intensidade média de $0,3 \text{ cm s}^{-1}$ sobre a PC. A maior intensidade é observada para a elipse alinhada na entrada da BTS, de 10 cm s^{-1} e rotação horária.

As elipses para o componente diurno K_1 (Figura 4.17d) possuem um padrão similar ao observado para o componente O_1 . Na porção oceânica as elipses são alinhadas paralelas à costa e possuem rotação horária, com intensidade média de $0,4 \text{ cm s}^{-1}$ e decréscimo em direção à costa, onde atingem intensidade mínima de $0,1 \text{ cm s}^{-1}$. Sobre a PC são observadas as maiores intensidades, de 1 cm s^{-1} na porção norte. A elipse de maior intensidade é observada alinhada na entrada da BTS, com valor de 8 cm s^{-1} e rotação horária.

4.4.3 A sazonalidade da circulação na plataforma e talude continental

Nesta seção iremos investigar a sazonalidade da circulação na PCLB compreendida entre as latitudes de 10°S e 16°S (Figura 4.11), com base em médias mensais entre os anos de 2006 e 2009 derivadas do MCR. Como estamos interessados na dinâmica da região da PC e de quebra da PC/talude, concentramos as análises nos primeiros 1000 m de coluna d'água, englobando as principais massas de água presentes na região, a AT confinada nos primeiros 100/150 m de coluna d'água, a ACAS compreendida entre as profundidades de 100/150 m e 400 m, e a parte superior da AIA.

Inicialmente iremos avaliar o campo de velocidades superficiais para todo o domínio do modelo regional (8°S-19°S; 32°W-40°W) e para as profundidades de 100 m, 300 m e 800 m. Para os campos de correntes superficiais e a 100 m, será feita a avaliação da variabilidade sazonal, com base nos meses de janeiro (verão), abril (outono), julho (inverno) e outubro (primavera). Para estes meses, podemos observar que os campos médios de correntes superficiais (Figura 4.18), apresentam um marcado ciclo sazonal, como resposta a sazonalidade de larga escala do regime dos ventos alísios. Os campos médios de correntes a 100 m (Figura 4.20), são influenciados pela migração meridional da bCSE, influenciada pela sazonalidade de larga escala da latitude da ZCIT.

Para as profundidades de 300 m e 800 m será feita uma análise do campo médio anual (2006-2009) de correntes, por estes não apresentarem variações significativas ao longo do ano para a região de estudo.

Figura 4.18: Médias mensais (2006-2009) das correntes horizontais superficiais (representada pelos vetores) derivadas do MCR ROMS, para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As cores representam a intensidade (m s^{-1}) do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

O campos de correntes superficiais durante os meses de verão e primavera, são dominados por ventos preferenciais de E-NE ao sul da latitude de $\sim 12^\circ\text{S}$ (ver Figura 4.10 para os meses de janeiro e outubro), e as correntes na região da PC e talude continental apresentam um fluxo médio para sul (Figura 4.18a,d), com intensidade máxima de $-0,75 \text{ cm s}^{-1}$ durante o mês de janeiro e entre as latitudes de 14°S e 16°S . Para este mês observa-se um intenso vórtice ciclônico ao norte do BRC (16°S) e centrado em 35°W , e uma circulação anti-ciclônica ao sul deste. Segundo *Rezende et al.* (2011) a topografia irregular da região compreendida entre o BRC e o BAb (18°S) aprisiona e altera o fluxo que passa por esta região, induzindo variabilidades nas propriedades físicas, químicas e biológicas sobre a PC e nas regiões adjacentes.

Para o mês de outubro (Figura 4.18d) o fluxo médio para sul na região da PC/talude apresenta uma marcada intensificação para sul, atingindo velocidade máxima de $-0,52 \text{ cm s}^{-1}$ na região do BRC e do BAb, onde também observa-se uma maior irregularidade do fluxo, com a presença de uma circulação anti-ciclônica ao norte de 14°S e uma circulação ciclônica ao sul desta latitude.

Durante os meses de outono/inverno, as correntes ao norte de 18°S ficam sobre a influência de ventos preferenciais de E-SE (ver Figura 4.10 para os meses de abril e julho). Como resposta, durante os meses de abril e julho as correntes na PC/talude apresentam um fluxo médio para norte ao norte de 16°S (Figura 4.18b,c), com uma marcada intensificação em direção ao equador. Para o mês de abril (Figura 4.18b) é observado um vórtice ciclônico ao norte de 10°S , cuja borda interna intensifica o fluxo para norte na região da PC, e um vórtice anti-ciclônico ao norte do BRC com uma recirculação ao sul deste, onde observa-se um fluxo médio e menos intenso para sul na região das PCs interna e média. Para o mês de julho (Figura 4.18c) observa-se um padrão de circulação ciclônica entre as latitudes de 11°S e 16°S , cujo limite sul delimita o início do fluxo para norte, e a presença de circulação anti-ciclônica sobre o BRC que impõe um fluxo para sul sobre a PC.

A série temporal de correntes (2006-2009) para dois pontos localizados na PC interna (PI) e média (PM) na porção central da região de estudo ($\sim 14^\circ\text{S}$), e coincidentes com as estações ACM2 (PI) e ADP (PM) apresentados na Seção 3.1, apresentam o marcado ciclo sazonal observado para as correntes superficiais (Figura 4.19b,d). A variabilidade sazonal do vento fica clara ao longo da série temporal (Figura 4.19a), apresentando ventos predominantes para E-NE (E-SE) durante os meses de primavera/verão (outono/inverno).

Figura 4.19: Séries temporais (2006-2009) de correntes na PC média (PM) em (b) superfície e (c) fundo e na PC interna (PI) em (d) superfície e (e) fundo, coincidentes com os pontos ADP (PM) e ACM2 (PI) apresentados na Seção 3.1. Também é apresentada a (a) série temporal do vento derivada do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. O eixo vertical está alinhado paralelo à costa. A Figura 4.11 apresenta a localização dos pontos de análise.

As correntes na PC seguem a variação sazonal da circulação atmosférica, com correntes fluindo para sul (norte) durante os meses de primavera/verão (outono/inverno). A análise das correntes superficiais (Figura 4.19b,d) em comparação com as correntes de fundo (Figura 4.19c,e), também evidencia a variabilidade sazonal do sinal barotrópico. Em linhas gerais, pode-se observar que para todas as estações do ano ocorre uma diminuição da intensidade das correntes em direção ao fundo, sem reversão do fluxo. No entanto, durante os meses de primavera/verão, quando ocorre uma maior estratificação na coluna d'água, o cisalhamento vertical é mais acentuado se comparado aos meses de outono/inverno. Estes padrões corroboram o apresentado na Seção 3.1.

A circulação em sub-superfície (100 m) é dominada pela sazonalidade do fluxo para sul da CB e para norte da CNB/SCNB, seguindo a variação meridional sazonal da bCSE, que, de acordo com *Rodrigues et al.* (2007), atinge o seu limite sul ($\sim 17^\circ\text{S}$) em julho e seu limite norte em novembro ($\sim 13^\circ\text{S}$). Seguindo este padrão, durante o mês de outubro (Figura 4.20d) o fluxo da SCNB tem início em $\sim 15^\circ\text{S}$ e o início do fluxo da CB pode ser interpretado como a composição da borda interna de três anti-ciclones, centrados em aproximadamente 15°S , 17°S e 19°S e confinados entre a região dos BRC e BAb. Este mesmo padrão foi reportado por *Soutelino et al.* (2011) com base em velocidades não divergentes derivadas de dados de ADCP.

Para o mês de janeiro (Figura 4.20a) observa-se o início do fluxo da SCNB em $\sim 13^\circ$, sendo que um fluxo organizado para norte é observado a partir de 12° . Ao sul desta latitude observa-se uma intensificação do ciclone observado em superfície entre as latitudes de 14° e 16° e centrado em 35°W (Figura 4.18a), com uma recirculação na região costeira, cujo fluxo para sul somado à borda interna de dois anti-ciclones nas latitudes de $\sim 17^\circ\text{S}$ e 19°S podem representar o início da CB.

A zona de convergência da bCSE migra para sul durante o mês de abril (Figura 4.20b), quando observa-se o início do fluxo da SCNB em $\sim 16^\circ\text{S}$, e uma sequência de vórtices ao sul desta latitude podendo representar o início da CB. Durante o mês de julho (Figura 4.20c) a bCSE atinge seu limite mais ao sul, quando observa-se o início do fluxo da SCNB em $\sim 17^\circ\text{S}$ e a presença de vórtices anti-ciclônicos na região do BRC e do BAb, o que impõe um fraco fluxo para sul podendo representar o início do fluxo

da CB. Para todo o ciclo sazonal é observado uma forte intensificação da SCNB em direção ao equador.

Figura 4.20: Médias mensais (2006-2009) das correntes horizontais em 100 m (representada pelos vetores) derivadas do MCR ROMS, para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As cores representam a intensidade (m s^{-1}) do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

Como resultado do deslocamento meridional da bCSE com o aumento da profundidade, que atinge $\sim 22^\circ\text{S}$ entre 200-400 m (Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2000; Cirano *et al.*, 2006), para a profundidade de 300 m a SCNB transporta o fluxo da ACAS em direção ao equador (Figura 4.21a), com uma forte intensificação nesta direção. Para a profundidade de 800 m (Figura 4.21b) observa-se o fluxo da AIA para norte em toda a região do talude continental, uma vez que esta massa de água bifurca em $\sim 25^\circ\text{S}$ (Stramma & England, 1999).

Figura 4.21: Médias anuais (2006-2009) das correntes horizontais em (a) 300 m e (b) 800 m (representada pelos vetores) derivadas do MCR ROMS. As cores representam a intensidade do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador.

Com o intuito de avaliarmos a estrutura vertical da circulação na PCLB e sua variabilidade espacial e sazonal, definimos três radiais perpendiculares à costa (Figura 4.11), de acordo com a dinâmica das CCOs presentes na região de estudo. Uma radial central é estabelecida na latitude de 14°S (R14) por esta região apresentar uma transição sazonal entre o domínio do fluxo da CB e da CNB/SCNB. Ao norte desta região foi estabelecida a radial R10, a 10°S, a qual apresenta maiores episódios de dominância da CNB/SCNB e, inversamente, ao sul da região central, foi estabelecida a radial R16, a 16°S, a qual possui maiores episódios de domínio do fluxo da CB, além de apresentar uma maior atividade de meso-escala associada ao confinamento do fluxo pelos BRC e BAb. Como o interesse deste estudo é a variação sazonal da circulação na região da PC e talude continental e a interação destas com as CCO, o limite leste de cada radial foi definido de forma a incorporar o núcleo da CCO e as principais massas de água presentes na região do talude continental, a AT e a ACAS, e que podem vir a afetar o fluxo médio sobre a PC. Desta forma, a R10 é delimitada entre a costa e a longitude de 35°W, a R14 entre a costa e a longitude de 38°W e a R16 entre a costa e a longitude de 37°W. A maior largura da R16 se deve ao alargamento da PC na latitude de 16°S, em função da topografia do BRC. Adicionalmente, calculamos o TV médio associado ao fluxo normal a cada seção e para cada massa de água presente, delimitadas pelo limites isopícnais de $\sigma_\theta < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$ para a AT e de $25,7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26,8 \text{ kg m}^{-3}$ para a ACAS.

Para a R10 durante o mês de janeiro (Figura 4.22a), o fluxo para sul encontra-se confinado nos primeiros 50 m de coluna de água com intensidade máxima de $-0,35 \text{ m s}^{-1}$ sobre o talude continental e um TV médio associado de $-0,71 \text{ Sv}$. Na camada abaixo (entre 50 m e 150 m) a AT é carregada para norte pelo fluxo da SCNB, com intensidade máxima de $+0,30 \text{ m s}^{-1}$ e um TV médio de $+1,37 \text{ Sv}$. Para este mês o fluxo para norte da SCNB transporta a ACAS com intensidade máxima de $+0,42 \text{ m s}^{-1}$ e um TV médio de $+1,68 \text{ Sv}$.

Seguindo a migração da bCSE para sul durante os meses de outono/inverno, para o mês de abril (Figura 4.22b), a maior porção da AT é transportada para norte pelo fluxo da CNB/SCNB com intensidade de até $+0,35 \text{ m s}^{-1}$ e um TV médio de $+1,49 \text{ Sv}$. Para este mês um fraco fluxo para sul é observado confinado sobre a PC, com um transporte

médio de $-0,35$ Sv. Em sub-superfície ocorre um aumento do fluxo da SCNB e a ACAS é transportada para norte com intensidade máxima de $+0,42$ m s⁻¹ e um TV médio associado de $+2,19$ Sv.

Para o mês de julho (Figura 4.22c) a bCSE atinge o seu limite mais ao sul e o sistema CNB/SCNB ocupa toda a região em superfície e sub-superfície, carreando o fluxo da AT e ACAS para norte, com intensidade máxima de $+0,63$ m s⁻¹ no núcleo da ACAS. Durante este mês o TV médio das duas massas de água atinge um valor máximo de $+2,32$ Sv e $+2,94$ Sv, para a AT e ACAS, respectivamente.

Figura 4.22: Seção vertical média (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa (m s⁻¹) ao longo da Radial R10, em 10°S, para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As linhas tracejadas demarcam os limites isopícnais entre as massa de água AT ($\sigma_\theta < 25,7$ kg m⁻³) e ACAS ($25,7$ kg m⁻³ $< \sigma_\theta < 26,8$ kg m⁻³) e o transporte de volume (TV) médio (em Sv) para cada massa de água é apresentado, sendo valores positivos (negativos) para norte (sul). As estações (▼) para as análises das séries temporais, localizadas na PC interna (PI), média (PM) e externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) são apresentadas na Figura (a). A localização desta Radial e das estações é apresentada na Figura 4.11. 1 Sv = 10^6 m³ s⁻¹.

A bCSE move-se novamente para norte durante os meses de primavera. Como resposta, e associado ao padrão de ventos local, para o mês de outubro (Figura 4.22d) é observado a formação de um fluxo para sul nos primeiros 50 m de coluna d'água e ocupando toda a região da PC. Este fluxo transporta uma pequena parte da AT para sul, com intensidade máxima de $-0,21 \text{ m s}^{-1}$ e um TV médio de $-0,63 \text{ Sv}$. Em sub-superfície, a maior parte do fluxo da AT é dirigido para norte pelo fluxo da CNB/SCNB com um TV médio associado de $+1,54 \text{ Sv}$. Para a região da ACAS é observado uma diminuição da intensidade média do fluxo da SCNB, resultando em um TV médio de $+2,28 \text{ Sv}$ inferior ao observado para o mês de julho.

Para a R14 (Figura 4.23) observa-se um padrão sazonal similar ao verificado para a R10, com uma clara intensificação (desintensificação) do fluxo da CB (CNB/SCNB). Durante o mês de janeiro (Figura 4.23a) o fluxo da CB ocupa os primeiros 150 m de coluna d'água com intensidade máxima de $-0,62 \text{ m s}^{-1}$ sobre o talude continental, carreando a maior parte da AT para sul com um TV médio associado de $-2,10 \text{ Sv}$. Em sub-superfície observa-se uma leve ressurgência da ACAS na região do talude continental, o que aumenta a espessura desta massa de água, resultando em um TV médio de $+1,89 \text{ Sv}$ superior ao observado na R10 para este mês, apesar da menor intensidade do fluxo.

Durante os meses de abril e julho ocorre uma diminuição do fluxo da CB (Figuras 4.23b,c). Para o mês de abril, uma pequena parcela do fluxo da AT é dirigida para sul, sobre a região de quebra da PC/talude continental, com um TV médio de $-0,92 \text{ Sv}$ enquanto a maior parte desta massa de água flui para norte com um TV médio de $+1,11 \text{ Sv}$ (Figura 4.23b). Para o mês de julho o fluxo da AT é dirigido principalmente para norte, com um TV médio de $+1,38 \text{ Sv}$ (Figura 4.23c). O fluxo da ACAS segue para norte, com um TV médio de $+2,21 \text{ Sv}$ durante o mês de abril e de $+2,31 \text{ Sv}$ durante o mês de julho, quando é observado um maior núcleo da SCNB fluindo sobre o talude continental com intensidade de $+0,42 \text{ m s}^{-1}$.

O fluxo da CB é novamente restaurado durante a primavera e, para o mês de outubro, observa-se uma corrente para sul bem organizada ocupando os primeiros 100 m de coluna d'água com um TV médio de -1,54 Sv (Figura 4.23d). Este fluxo ocupa toda a região da PC e talude continental, onde observa-se uma intensidade máxima de -0,34 m s⁻¹. Em sub-superfície ocorre uma diminuição do fluxo da SCNB e do seu núcleo de intensidade máxima, resultando em um TV médio de +2,12 Sv. Para este mês é observado uma leve ressurgência da ACAS em direção ao talude continental, como observado para o mês de janeiro.

Figura 4.23: Seção vertical média (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa (m s⁻¹) ao longo da Radial R14, em 14°S, para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As linhas tracejadas demarcam os limites isopícnais entre as massa de água AT ($\sigma_\theta < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$) e ACAS ($25,7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26,8 \text{ kg m}^{-3}$) e o transporte de volume (TV) médio (em Sv) para cada massa de água é apresentado, sendo valores positivos (negativos) para norte (sul). As estações (▼) para as análises das séries temporais, localizadas na PC interna (PI), média (PM) e externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) são apresentadas na Figura (a). A localização desta Radial e das estações é apresentada na Figura 4.11. $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Para a R16 (Figura 4.24) é observado o fluxo da CB durante todo o período sazonal e uma marcada atividade de meso-escala (ver Figuras 4.18 e 4.20), resultado do confinamento do fluxo ao passar pelo BRC, que altera significativamente o padrão de circulação durante as estações do ano. Durante o mês de janeiro o fluxo da CB fica confinado na região de quebra da PC/talude continental (Figura 4.24a) e um fluxo para sul ocupa toda a região da PC, onde observa-se uma intensidade máxima de $-0,43 \text{ m s}^{-1}$. Nesta região a AT é transportada para sul com um TV médio de $-1,25 \text{ Sv}$. A borda interna do intenso vórtice ciclônico observado ao norte do BRC durante este mês (Figuras 4.18a e 4.20a) impõe um fluxo para norte, que ocupa toda a região oceânica entre a superfície e a profundidade de 150 m, e transporta parte da AT em direção ao equador com um TV médio de $+1,42 \text{ Sv}$. Em sub-superfície, a ACAS é transportada para norte pela SCNB, com um TV médio de $+2,32 \text{ Sv}$, e uma leve ressurgência desta massa de água pode ser observada sobre o talude continental.

Durante o mês de abril (Figura 4.24b) a intensidade do fluxo da CB diminui e ocupa toda a região do talude continental, com intensidade máxima de $-0,12 \text{ m s}^{-1}$ e um TV médio associado de $-0,57 \text{ Sv}$. A recirculação observada em superfície para este mês (Figura 4.18b) resulta em um fraco fluxo para norte na região da PC interna. Na camada abaixo, a maior parte de AT é transportada para norte com um TV médio de $+1,10 \text{ Sv}$. Em sub-superfície observa-se uma menor intensidade da SCNB, com um núcleo de intensidade média de $+0,21 \text{ m s}^{-1}$ fluindo sobre o talude continental, e um TV médio de $+1,86 \text{ Sv}$.

Os vórtices anti-ciclônicos, observados na região do BRC durante o mês de julho (Figuras 4.18c e 4.20c), confinam um fluxo para sul sobre a região da PC, com intensidade máxima de $-0,20 \text{ m s}^{-1}$, e um fluxo para norte ocupa toda a região de quebra da PC/talude continental nos primeiros 150 m de coluna d'água. Como resultado, durante este mês a AT é transportada para sul sobre a PC, com um TV médio de $-0,85 \text{ Sv}$, e para norte sobre o talude continental, com um TV médio de $+0,45 \text{ Sv}$. Em sub-superfície um núcleo bem organizado da SCNB flui sobre o talude continental, transportando a ACAS em direção ao equador com um TV médio de $+1,92 \text{ Sv}$.

Durante o mês de outubro a CB volta a apresentar um fluxo organizado, ocupando toda a região da PC/talude continental. As maiores velocidades são observadas sobre a PC, com intensidade máxima de -0.61 m s^{-1} . Como resultado, a AT é transportada principalmente para sul com um TV médio de $-1,14 \text{ Sv}$. Em sub-superfície a intensidade do fluxo da SCNB aumenta, apresentando uma célula com intensidade máxima de $+0,35 \text{ m s}^{-1}$ fluindo sobre o talude continental e transportando a ACAS para norte com um TV médio de $+2,15 \text{ Sv}$.

Figura 4.24: Seção vertical média (2006-2009) da velocidade horizontal paralela à costa (m s^{-1}) ao longo da Radial R16, em 16°S , para os meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. As linhas tracejadas demarcam os limites isopícnais entre as massa de água AT ($\sigma_\theta < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$) e ACAS ($25,7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26,8 \text{ kg m}^{-3}$) e o transporte de volume (TV) médio (em Sv) para cada massa de água é apresentado, sendo valores positivos (negativos) para norte (sul). As estações (▼) para as análises das séries temporais, localizadas na PC interna (PI), média (PM) e externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) são apresentadas na Figura (a). A localização desta Radial e das estações é apresentada na Figura 4.11. $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

A Figura 4.25 apresenta as médias mensais dos transportes associados à AT e ACAS para as três radiais analisadas, possibilitando uma visão mais abrangente da variação sazonal e espacial do fluxo sobre a PC/talude continental. Na camada mais superficial (Figura 4.25 painéis à esquerda) o transporte para sul apresenta um incremento em direção às altas latitudes, com um valor médio anual de -0,50 Sv para a R10 e -1,10 Sv para a R16. Seguindo esta tendência, o transporte da AT para a R10 é preferencialmente dirigido para norte, com um valor líquido de +0,95 Sv, e preferencialmente para sul nas radiais R14 e R16, apresentando valores líquidos de transporte de -0,24 Sv e -0,16 Sv, respectivamente. Este padrão sugere que o fluxo da CNB/SCNB é o padrão dominante na latitude de 10°S, enquanto que nas latitudes de 14°S e 16°S ocorre uma dominância alternada entre os fluxos da CB e SCNB.

Em sub-superfície e para o nível da ACAS (Figura 4.25 painéis à direita), o fluxo ao longo do talude continental é claramente dominado pela SCNB, apresentando um incremento de +0,12 Sv em direção ao norte, variando de +2,13 Sv (R16) para +2,24 Sv (R10). Para esta camada, o fluxo para sul apresenta um incremento em direção ao pólo, atingindo um valor mínimo de -0,12 Sv na R10 e máximo de -1,02 Sv na R14. O transporte líquido em sub-superfície é orientando para norte, apresentando um incremento de +0,65 Sv entre as radiais R16 (+1,47) e R10 (+2,12 Sv).

Avaliando um ciclo anual, observamos que para a R10 o fluxo da CNB/SCNB domina ao longo do ano, apresentando um marcado ciclo sazonal e um incremento durante os meses de inverno, quando a CNB (SCNB) atinge um pico de 2,32 Sv (2,94 Sv) durante o mês de julho (Figura 4.25a,b). O fluxo para sul também apresenta um marcado ciclo sazonal, sofrendo um incremento durante os meses de primavera/verão, apresentando um valor máximo de transporte de -1,04 Sv (-0,23 Sv) em superfície (sub-superfície) durante o mês de fevereiro (dezembro).

O ciclo sazonal observado para a R14 sugere uma dominância alternada entre o fluxo da CB e da CNB/SCNB nas camadas superficiais (Figura 4.25c), com domínio da CB entre os meses de setembro e fevereiro e da CNB/SCNB entre os meses de abril e julho. Para os meses de março e agosto não há uma preferência de fluxo. Para a R16 é observado uma maior dominância do fluxo da CB (Figura 4.25e), sem a presença de um ciclo definido como observado para a R14. No entanto, fica claro um pico do fluxo

da CB durante o mês de fevereiro. O fluxo para norte, principalmente na camada mais superficial (Figura 4.18), está provavelmente relacionado às atividades de meso-escala que ocorrem na região.

Figura 4.25: Ciclo anual da variação do transporte (Sv) médio mensal (2006-2009) ao longo das radiais localizadas a (a,b) 10°S (R10), (c,d) 14°S (R14) e (e,f) 16°S (R16) e para as massas de água AT (painéis à esquerda) e ACAS (painéis à direita) delimitadas pelos limites isopícnais de $\sigma_\theta < 25,7 \text{ kg m}^{-3}$ e $25,7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26,8 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente. Transportes para norte (sul) são representados pelas linhas cheias (tracejadas) e valores positivos (negativos). A média anual dos transportes para norte (sul) é destacada no retângulo, na parte superior dos gráficos. A localização das radiais é apresentada na Figura 4.11.11.

Em sub-superfície e para o nível da ACAS, fica clara a dominância do fluxo da SCNB ao longo do ano para as radiais R14 e R16 (Figura 4.25d,f), com uma tendência do aumento do transporte médio durante os meses de inverno para a R14, com um máximo de +3 Sv durante o mês de setembro. Para a R16 o fluxo da SCNB apresenta um padrão mais regular ao longo do ano, e o fluxo da CB apresenta um ciclo sazonal mais marcado, com uma diminuição do transporte durante os meses de primavera e um pico de -1,67 Sv durante o mês de março.

As seções verticais apresentando a variação sazonal da temperatura média para as radiais são apresentadas na Figura 4.26. As maiores variações desta propriedade são observadas nos primeiros 200 m de coluna d'água, que apresentam um marcado ciclo sazonal e uma maior variação espacial. A PCM, calculada de acordo com *Montégut et al.* (2004), apresenta menores valores durante o verão (Figura 4.26a,b,c), quando se observa uma maior estratificação da coluna d'água, variando entre 21,7 m (R14) e 15,3 m (R16). Para esta estação, a temperatura da CM (TCM) não sofre alteração significativa entre as radiais, apresentando um valor médio de 27,6°C.

Durante o outono (Figura 4.26d,e,f) os valores da PCM não diferem significativamente daqueles apresentados para o verão, mas observa-se um aumento de cerca de 1°C na TCM, resultado de uma resposta mais lenta do oceano na incorporação dos fluxos de calor que atingem o seu máximo durante o verão. Durante o inverno (Figura 4.26g,h,i) a camada superficial apresenta uma maior homogeneidade e um aprofundamento da PCM, e um valor máximo de 54,2 m é observado na R14. Para esta estação, a TCM apresenta uma variação espacial de 0,9°C, com um valor máximo de 26,6°C na R10 e mínimo de 25,7°C na R16. A CM sofre uma restratificação durante a primavera, o que leva a uma diminuição da PCM e um aumento da TCM. A variação espacial de temperatura é de 0,7°C entre a R10 (26,6°C) e R16 (25,9°C).

Durante o verão e a primavera pode ser observado uma forte ressurgência nas radiais R14 e R16 (Figura 4.26b,c,k,l), com uma expressiva inclinação das isotermas em direção à região da PC (Figura 4.27). Para a R14 são observadas temperaturas mínimas de 24°C sobre o talude continental (Figura 4.27a,b) e, para a R16, águas com temperatura mínima de 22°C são observadas sobre a PC durante o verão (Figura 4.27b). Este comportamento pode ser um efeito combinado do vento predominante de E-NE, favorável à ressurgência, e da intensa atividade de meso-escala observada na região destas radiais. Este comportamento não é geralmente observado para a R10, que sofre a influência de ventos predominantes de E e não apresenta uma significativa atividade de meso-escala durante estas estações do ano.

Figura 4.26: Seção vertical média (2006-2009) de temperatura (°C) para as Radiais em 10°S (R10), 14°S (R14) e 16°S (R16), durante os meses de (a,b,c) janeiro, (d,e,f) abril, (g,h,i) julho e (j,k,l) outubro. A isoterma de 20°C em negrito representa o limite entre as massas de água AT e ACAS. As linhas tracejadas em branco representam a profundidade da camada de mistura (PCM). Também são apresentadas as médias da PCM e da temperatura na CM (TCM). A localização das radiais é apresentada na Figura 4.11.

Figura 4.27: Seção vertical média (2006-2009) de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para profundidades inferiores a 100 m nas Radiais em 10°S , 14°S e 16°S e para os meses de (a) janeiro e (b) outubro. A localização das radiais é apresentada na Figura 4.11.

Para a radial R16, é importante ressaltar que observa-se uma significativa atividade de meso-escala durante o mês de abril (Figuras 4.18b e 4.20b). No entanto, para este mês observa-se uma ressurgência menos significativa na região do talude continental (Figura 4.26f), o que pode estar associado ao fato de que, durante este mês, o vento predominante de E-SE não é favorável à ressurgência, e este efeito seria causado somente como resposta à atividade de meso-escala. Este comportamento foi reportado por *Campos et al.* (2000), que aponta uma maior ressurgência na PC de Santos, com águas mais frias atingindo a região da PI, quando ocorre o efeito combinado de meandro e vento favorável à ressurgência.

4.4.4 Variação espaço-temporal da circulação na plataforma continental e seus mecanismos forçantes

Nesta seção será avaliada a variação espaço-temporal das correntes em regiões distintas da PC, ao longo de radiais normais à costa localizadas nas latitudes de 10°S, 14°S e 16°S (Figura 4.11), referidas no texto como R10, R14 e R16, respectivamente. Para cada radial foram selecionadas estações nas PC interna, média e externa/talude e na região oceânica, apresentadas na Tabela 4.3. A localização das estações na região oceânica foi definida de forma a estarem alinhadas verticalmente com o núcleo da ACAS (ver Figuras 4.22, 4.23 e 4.24).

As análises das variações espaço-temporais serão feitas a partir das séries temporais, ao longo de todo o período de estudo (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água (obtidas a partir da distribuição vertical destas correntes entre a superfície e fundo) e do componente sub-inercial paralelo à costa para as correntes de superfície e fundo. Para as correntes na região oceânica, o limite inferior adotado é a profundidade local da região da PC externa/quebra de talude (Tabela 4.3), o que possibilita analisar a influência da circulação na região do talude continental sobre as correntes na PC.

Tabela 4.3: Localização das estações para análise da variação espaço-temporal das correntes nas PC interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) das radiais localizadas nas latitudes de 10°S (R10), 14°S (R14) e 16°S (R16). Para a RO o limite inferior adotado é a profundidade local da PE. Esta Tabela é complementada pela Figura 4.11.

		PI	PM	PE	RO
R10	Latitude	10,0°S	10,0°S	10,1°S	10,3°S
	Longitude	36,0°W	35,9°W	35,8°W	35,4°W
	Prof. local	24 m	61 m	150 m	3000 m
R14	Latitude	14,0°S	14,0°S	14,0°S	14,0°S
	Longitude	38,9°W	38,8°W	38,7°W	38,5°W
	Prof. local	15,0 m	35 m	80 m	1240 m
R16	Latitude	16,0°S	16,0°S	16,0°S	16,0°S
	Longitude	38,7°W	38,5°W	38,1°W	37,8°W
	Prof. local	21 m	50 m	85 m	1070 m

As séries temporais integradas na coluna de água e na banda sub-inercial foram decompostas em componentes paralelos (v) e perpendiculares (u) à costa. As correntes na R10 foram rotacionadas em 45° em relação ao norte verdadeiro, de acordo com a orientação das isóbatas locais. Estes componentes foram analisados com base em três procedimentos: i) estatística básica das correntes integradas na coluna de água; ii) análises de correlação cruzada, na banda sub-inercial, entre as correntes integradas paralelas à costa na PC e a corrente integrada paralela à costa na região do talude continental; iii) análises de correlação cruzada na banda sub-inercial entre o componente paralelo à costa do vento e ambos componentes das correntes na PC e talude continental. As séries na banda sub-inercial foram obtidas com o filtro digital proposto por *Walters & Heston* (1982), adotando-se um período de corte de 72 h, cobrindo a frequência inercial ($T=2\pi * f^{-1}$) entre as latitudes de 10°S e 16°S, que varia entre 69 h e 43 h, respectivamente.

Para as correntes barotrópicas na banda supra-inercial foi adotado um período de corte na frequência de maré (0,6-6 cpd), evitando-se as variabilidades de alta frequência associadas a ondas internas. Para estas correntes será investigado a contribuição das correntes de maré barotrópicas, calculadas em função dos componentes harmônicos obtidos por análise espectral destas correntes (Pawlowicz *et al.*, 2002). Para as análises de correlação, foram removidas as médias e tendências das séries antes de procedermos às análises e mantido um limite de confiança de 95%.

Como as correntes na região de estudo são geradas principalmente por forçantes atmosféricas e pela variabilidade das CCOs que fluem na região do talude continental, adotamos para a análise das variabilidades e correlações dois períodos distintos, que englobam os meses de primavera/verão e outono/inverno. Adotamos este critério por ser mais representativo das variações sazonais na região de estudo e por destacar as diferenças observadas entre as estações do ano. É importante ressaltar que o mesmo tipo de abordagem foi utilizado no Capítulo 3, para a análise dos dados *in situ*. Para os meses de primavera/verão a circulação atmosférica é preferencial de E-NE (Figura 4.10a,b,g,h) e as correntes em superfície seguem preferencialmente o padrão de ventos local, apresentando um fluxo médio para sul sobre a PC/talude continental com intensificação em direção ao domínio sul da área de estudo (Figuras 4.18a,d e 4.28a). Em sub-superfície (profundidade de 100 m) a SCNB segue a variação latitudinal da bCSE, fluindo permanentemente para norte em toda região de quebra da PC/talude continental ao norte de $\sim 13^{\circ}\text{S}$, com intensificação do fluxo em direção ao equador (Figura 4.20a,d).

Durante os meses de outono/inverno ocorre uma reversão do campo de circulação atmosférica para E-SE (Figura 4.10c,d,e,f), e as correntes em superfície apresentam um fluxo médio preferencial para NE na região da PC/talude continental ao norte de $\sim 15^{\circ}\text{S}$, com uma clara intensificação em direção ao equador principalmente na região de quebra da PC/talude continental (Figuras 4.18b,c e 4.28b). Para estas estações do ano, a circulação em sub-superfície, dominada pela SCNB, é preferencialmente para NE ao norte de $\sim 17^{\circ}\text{S}$ (Figura 4.20b,c) e também apresenta intensificação do fluxo em direção ao equador como observado para as estações de primavera/verão.

Figura 4.28: Médias (2006-2009) das correntes horizontais superficiais (representada pelos vetores) derivadas do MCR ROMS, para as estações de (a) primavera/verão e (b) outono/inverno. As cores representam a intensidade (m s^{-1}) do componente meridional da velocidade, onde valores positivos representam uma corrente em direção ao equador. As radiais (delimitadas pelas linhas cheias perpendiculares à costa) posicionadas nas latitudes de 10°S, 14°S e 16°S são apresentadas, bem como as estações para análise das séries temporais (pontos vermelhos sobre cada radial) localizados nas PC interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e região oceânica (RO). A linha tracejada representa a isóbata de 50 m.

A série temporal das correntes integradas na coluna de água para a radial localizada na latitude de 10°S é apresentada na Figura 4.29. O comportamento destas correntes apresenta um padrão diferenciado ao longo da PC e do talude continental e para as diferentes estações do ano. Para a região da PC interna (Figura 4.29b), as correntes integradas seguem preferencialmente o padrão de ventos local (Figura 4.29a), apresentando uma reversão do fluxo médio entre as estações do ano. Durante os meses de primavera/verão o fluxo médio é orientado para sul e concentrado no componente paralelo à costa, que apresenta um valor médio de $-14,8 \text{ cm s}^{-1}$, sendo uma ordem de magnitude superior à media do valor observado para o componente perpendicular à costa de $+1,1 \text{ cm s}^{-1}$ (Tabela 4.4). As correntes paralelas à costa são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais, responsáveis por 96% da variabilidade observada, enquanto as correntes perpendiculares à costa apresentam mais de 50% de sua varia-

bilidade na banda supra-inercial, com as correntes de marés sendo responsáveis por 90% da variabilidade nesta banda de frequência.

Figura 4.29: Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 10°S (R10). Também é apresentada a (a) série temporal do vento derivada do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. O eixo vertical está orientado na direção NE/SW. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

Tabela 4.4: Estatística básica das correntes integradas na coluna de água para os componentes paralelo (v) e perpendicular (u) à costa durante os meses de primavera/verão e outono/inverno (2006-2009) nas regiões da PC interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) da Radial em 10°S (R10). São apresentadas as médias ($\bar{v}$, $\bar{u}$), desvio-padrão (σ_v , σ_u) e a porcentagem de explicação da variabilidade ($\%var_v$, $\%var_u$) das correntes observadas em relação às forçantes supra-inerciais. O valor entre parênteses indica a contribuição das marés para a banda supra-inercial. Valores positivos de v (u) são orientados para NE (SE). A unidade é cm s^{-1} . A localização dos pontos de análises encontra-se apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

		$\bar{v}$	σ_v	$\%var_v$	$\bar{u}$	σ_u	$\%var_u$
Primavera/Verão	PI	-14,8	12,9	4 (17)	+1,1	3,9	51 (90)
	PM	-9,2	17,8	2 (18)	-1,4	3,3	45 (86)
	PE	+4,7	15,2	2 (34)	-3,2	3,3	29 (80)
	RO	+10,5	24,9	1 (49)	-0,3	7,9	4 (14)
Outono/Inverno	PI	+1,5	11,6	8 (15)	+0,3	3,6	56 (88)
	PM	+5,2	16,8	3 (18)	-1,9	4,3	33 (76)
	PE	+17,1	19,8	2 (21)	-3,5	3,8	25 (75)
	RO	+36,2	25,3	2 (47)	-2,8	8,5	6 (7)

Durante os meses de outono/inverno, as correntes na PC interna sofrem um reversão do fluxo médio, acompanhando o padrão de ventos local para estas estações do ano. No entanto, a alta variabilidade observada para as correntes paralelas à costa de $11,6 \text{ cm s}^{-1}$ impõe um fraco fluxo para norte de $+1,5 \text{ cm s}^{-1}$ (Tabela 4.4). Esta variabilidade pode estar associada à maior frequência de entrada de sistemas frontais durante estas estações (Figura 4.30a), e a presença de uma recirculação nesta região da PC durante o outono (Figura 4.18b). As forçantes sub-inerciais continuam sendo o principal mecanismo forçante das correntes paralelas à costa, respondendo por 92% de sua vari-

abilidade. As forçantes supra-inerciais agem na geração das correntes perpendiculares à costa, sendo responsáveis por 56% da variabilidade observada nesta direção, com as correntes de maré responsáveis por 88% da variabilidade destas correntes. O padrão observado para as correntes na região da PC interna e a relação de fase com aquelas na região do talude, que apresentam uma defasagem negativa para ambas as estações do ano (Figura 4.31, linha azul), indicam que a dinâmica da CCO não possui influência na circulação nesta porção da PC.

Figura 4.30: Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) do componente paralelo à costa para as correntes de superfície (linha preta) e fundo/150 m (linha cinza), na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 10° S (R10). Também é apresentada a (a) série temporal sub-inercial do componente paralelo à costa do vento derivado do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. As linhas pontilhadas representam as entradas de frentes-frias (INPE, 2011a). O eixo vertical está orientado na direção NE/SW. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

Figura 4.31: Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica e o análogo para a região da PC interna (linha azul), média (linha vermelha) e externa/talude (linha preta) durante os meses de (a) primavera/verão e (b) outono/inverno, para a Radial em 10°S (R10). A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

O comportamento das correntes paralelas à costa entre superfície e fundo para a PC interna (Figura 4.30b), aponta para a influência da variação da estratificação da coluna de água entre as estações do ano. Durante os meses de primavera/verão, quando ocorre uma maior estratificação, as correntes apresentam um maior cisalhamento vertical e uma correlação com o componente paralelo à costa do vento superior a +0,6 em superfície e de +0,27 para as correntes de fundo (Figura 4.32a, linhas azuis). Para os meses de outono/inverno, o cisalhamento vertical é menos acentuado e as correntes de fundo apresentam um coeficiente de correlação com o vento local maior e de +0,47 (Figura 4.32c, linha azul tracejada). As correntes perpendiculares à costa apresentam uma resposta à dinâmica clássica de Ekman, apresentando um coeficiente de correlação com o vento paralelo à costa superior à -0,65 (+0,60) para as correntes em superfície (fundo) durante ambas as estações (Figura 4.32b,d, linhas azuis).

Figura 4.32: Correlação cruzada entre o componente do vento paralelo à costa e o componente da corrente paralelo à costa (painéis da esquerda) e perpendicular à costa (painéis da direita) para a banda sub-inercial tanto em superfície (linha cheia) como no fundo (linha tracejada). As cores das linhas indicam a localização das estações ao longo da Radial em 10°S (R10), representando a PC interna (azul), média (vermelha), externa/talude (magenta) e região oceânica (preto). (a,b) Meses associados à primavera/verão e (c,d) outono/inverno. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

Para a região da PC média, as correntes integradas na coluna de água também apresentam uma tendência de seguirem o padrão de ventos local (Figura 4.29a,c). No entanto, durante os meses de primavera/verão as correntes paralelas à costa apresentam um fluxo médio para sul de $-9,2 \text{ cm s}^{-1}$ inferior ao observado para a PC interna (Tabela 4.4) e com uma maior variabilidade ($17,8 \text{ cm s}^{-1}$), o que pode ser resultado da maior influência das correntes na região oceânica nesta porção da PC, apresentando

um coeficiente de correlação de +0,55 (Figura 4.31a, linha vermelha). Durante os meses de outono/inverno ocorre uma reversão do fluxo médio, que flue para norte com intensidade de $+5,2 \text{ cm s}^{-1}$ e uma alta variabilidade de $16,8 \text{ cm s}^{-1}$, apresentando um coeficiente de correlação com as correntes na região oceânica de +0,6 (Figura 4.31b, linha vermelha). As correntes integradas na coluna de água na PC média são geradas preferencialmente por forçantes sub-inerciais para ambos componentes, sendo que as correntes de marés barotrópicas continuam representando um importante papel na banda supra-inercial, responsáveis por até 86% da variabilidade do componente perpendicular à costa nesta banda de frequência (Tabela 4.4).

O comportamento das correntes paralelas à costa, em superfície e fundo na região da PC média, reforça a maior influência das correntes na região oceânica nesta porção da PC (Figura 4.30c). Em superfície as correntes tendem a seguir o padrão do componente paralelo à costa do vento, no entanto o coeficiente de correlação com este é baixo e de +0,38 para ambas as estações (Figura 4.32a,c, linha vermelha). As correntes de fundo apresentam um fraco fluxo para norte durante toda a série temporal, o que pode ser uma influência da SCNB, que flui para norte na região do talude durante todo o ano (Figuras 4.20 e 4.22). Como consequência, durante os meses de outono/inverno, quando o fluxo em superfície é preferencialmente para norte (Figura 4.28b), é observado um menor cisalhamento vertical, e as correntes de fundo apresentam um maior coeficiente de correlação com o vento e de +0,22 em comparação com os meses de primavera/verão, que apresentam um coeficiente de correlação de +0,12 (Figura 4.32a,c, linha vermelha tracejada).

As correntes perpendiculares à costa em superfície sofrem o efeito da deriva nas camadas de Ekman de superfície, apresentando um coeficiente de correlação superior à -0,65 com o vento paralelo à costa, para ambas as estações (Figura 4.32b,d, linha vermelha). No entanto, as correntes de fundo não apresentam uma correlação significativa com o vento paralelo à costa (Figura 4.32b,d, linha vermelha tracejada), o que reforça a influência da CCO nesta porção da PC.

Para a região da PC externa, as correntes integradas na coluna de água apresentam um padrão similar ao observado para as correntes na região oceânica (Figura 4.29d,e), com um coeficiente de correlação superior a +0,65 durante todo o ano (Figura 4.31

linha preta). Durante a primavera/verão as correntes integradas na coluna de água fluem para norte com intensidade média de $+4,7 \text{ cm s}^{-1}$ e uma alta variabilidade de $15,2 \text{ cm s}^{-1}$ (Tabela 4.4), seguindo um fluxo contrário ao padrão de ventos para estas estações do ano. Durante os meses de outono/inverno o fluxo médio para norte apresenta uma maior intensidade de $+17,1 \text{ cm s}^{-1}$ e uma menor variabilidade, resultado do efeito combinado do fluxo para norte imposto pelo padrão de ventos local e das correntes na região do talude continental.

Para a região oceânica, as correntes integradas ao longo da porção superior da coluna d'água fluem preferencialmente para norte, com raros episódios de reversão para sul durante os meses de janeiro (Figura 4.29e). Como resultado, durante os meses de outono/inverno é observado um fluxo intenso e persistente para norte, com intensidade média de $+36,2 \text{ cm s}^{-1}$. Este comportamento reflete a forte influência da CCO nesta porção da R10, e principalmente durante estas estações do ano, quando o fluxo da CNB/SCNB ocupa toda a região do talude continental (Figura 4.22b,c). Ambos componentes das correntes na PC externa e na região oceânica associada são gerados por forçantes sub-inerciais, que apresentam uma contribuição de no mínimo 71%, como no caso do componente perpendicular à costa durante a primavera/verão (Tabela 4.4).

As correntes paralelas à costa em superfície na PC externa seguem o padrão observado para estas correntes na região oceânica (Figura 4.30d,e), e ambas apresentam uma baixa correlação com o componente paralelo à costa do vento ($+0,30$) durante todas as estações do ano (Figura 4.32a,c, linhas magenta e preta). As correntes de fundo apresentam um fraco fluxo para norte na região da PC externa e um fluxo bem organizado para norte na região oceânica, representando o domínio da SCNB nesta porção da R10. Para a PC externa é observado o efeito da deriva na camada de Ekman de superfície nas correntes perpendiculares à costa em superfície, que apresentam um coeficiente de correlação com o vento de $-0,6$ para todas as estações do ano (Figura 4.32b,d, linha magenta).

Para a radial localizada na latitude de 14°S a série temporal das correntes integradas ao longo da coluna d'água é apresentada na Figura 4.33. Para esta radial, a influência sazonal da dinâmica associada a CCO sobre a circulação da PC é mais expressiva. Para os meses de primavera/verão o fluxo médio ao longo de toda a radial é bem definido para sul, enquanto para o outono/inverno é observado a reversão do fluxo médio para norte (Figura 4.28 e Tabela 4.5). No entanto, a resposta às forçantes varia ao longo da PC e para cada estação do ano.

Para a PC interna, as correntes integradas na coluna de água seguem preferencialmente o padrão do vento local, fluindo para sul com intensidade média de $-9,1 \text{ cm s}^{-1}$ durante a primavera/verão, e apresentando uma reversão do fluxo médio para norte durante o outono/inverno, com intensidade média de $+7,3 \text{ cm s}^{-1}$ e uma maior variabilidade (Figura 4.33a,b e Tabela 4.5). A maior variabilidade observada na PC interna durante os meses de outono/inverno pode estar associada à entrada mais frequente de frentes-frias (Figura 4.34a) e à localização da R14, que está posicionada na região onde ocorre uma bifurcação na direção do fluxo médio em superfície durante estas estações do ano (ver Figuras 4.18b,c e 4.28b). Ambos componentes das correntes nesta região são gerados principalmente por forçantes sub-inerciais e, para a banda supra-inercial, não apresentam uma contribuição significativa das correntes de marés (Tabela 4.5). No entanto, a relação de defasagem entre estas correntes com aquelas na região oceânica indica que, principalmente durante o período de primavera/verão, estas não sofrem influência das correntes que fluem no talude continental (Figura 4.35, linha azul), indicando que o principal mecanismo forçante é o componente remoto do vento.

O comportamento das correntes paralelas à costa aponta para um expressivo sinal barotrópico na região da PC interna (Figura 4.34b) durante todas as estações do ano. O coeficiente de correlação destas correntes com o componente paralelo à costa do vento é superior a 80% para as correntes em superfície e fundo, sem defasagem significativa (Figura 4.36a,c, linhas azuis). Para o componente perpendicular à costa, observa-se uma alta correlação em fase (superior a $+0,75$) com o componente paralelo à costa do vento ao longo da coluna d'água (Figura 4.36b,d, linhas azuis). Este comportamento sugere que para a PC interna as camadas de Ekman de superfície e fundo interagem, resultando em um fluxo perpendicular à costa gerado pela corrente de retorno em

função do balanço nas camadas de Ekman de fundo.

Figura 4.33: Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 14°S (R14). Também é apresentada a (a) série temporal do vento derivada do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. O eixo vertical está orientado na direção N/S. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

As correntes integradas na coluna de água nas regiões da PC média e externa seguem um padrão de circulação similar (Figura 4.33c,d), e apresentam uma correlação significativa com as correntes que fluem no talude continental, com um coeficiente de correlação superior a +0,50 e +0,65, respectivamente, para todas as estações do ano (Figura 4.35, linhas vermelha e preta). Durante as estações de primavera/verão, quando o fluxo da CB é bem organizado e ocupa toda a região de quebra da PC/talude (Figuras 4.28 e 4.23a,d), o fluxo na PC média e externa apresenta-se bem definido e organizado

na direção paralela à costa, com intensidades médias de $-26,9 \text{ cm s}^{-1}$ e $-25,5 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente (Tabela 4.5).

Tabela 4.5: Estatística básica das correntes integradas na coluna de água para os componentes paralelo (v) e perpendicular (u) à costa durante os meses de primavera/verão e outono/inverno (2006-2009) nas regiões da PC interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) da Radial em 14°S (R14). São apresentadas as médias ($\bar{v}$, $\bar{u}$), desvio-padrão (σ_v , σ_u) e a porcentagem de explicação da variabilidade ($\%var_v$, $\%var_u$) das correntes observadas em relação às forçantes supra-inerciais. O valor entre parênteses indica a contribuição das marés para a banda supra-inercial. Valores positivos de v (u) são orientados para N (E). A unidade é cm s^{-1} . A localização dos pontos de análises encontra-se apresentada nas Figuras 4.11 e 4.23a.

		$\bar{v}$	σ_v	$\%var_v$	$\bar{u}$	σ_u	$\%var_u$
primavera/Verão	PI	-9,1	12,2	9 (33)	-0,6	1,7	16 (23)
	PM	-26,9	23,0	2 (41)	+0,2	3,5	52 (48)
	PE	-25,5	26,3	2 (54)	-2,8	4,2	21 (66)
	RO	-17,9	27,4	2 (41)	-3,4	11,0	6 (15)
Outono/Inverno	PI	+7,3	17,7	7 (38)	+2,0	3,2	6 (10)
	PM	+2,8	21,5	4 (44)	+1,4	3,9	40 (75)
	PE	+2,5	23,3	3 (57)	+0,6	4,2	19 (58)
	RO	+10,4	22,3	4 (53)	-1,7	9,0	11 (13)

Figura 4.34: Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) do componente paralelo à costa para as correntes de superfície (linha preta) e fundo/80 m (linha cinza), na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 14° S (R14). Também é apresentada a (a) série temporal sub-inercial do componente paralelo à costa do vento derivado do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. As linhas pontilhadas representam as entradas de frentes-frias (INPE, 2011a). O eixo vertical está orientado na direção N/S. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.23a.

Para as estações de outono/inverno é observado uma reversão do fluxo médio, que apresentam um fraco componente para norte com intensidade de $+2,8 \text{ cm s}^{-1}$ e $+2,5 \text{ cm s}^{-1}$ nas regiões da PC média e externa, respectivamente (Tabela 4.5). Em ambas regiões, entretanto, a variabilidade do fluxo é bastante elevada. Este comportamento durante estas estações do ano pode estar associado à bifurcação na direção do fluxo médio em superfície, como observado na PC interna, à variabilidade da SCNB,

que apresenta maiores episódios em que ocupa toda a região da PC e talude continental (Figura 4.23b,c), e à maior entrada de frentes frias. As forçantes sub-inerciais representam um importante papel na geração das correntes paralelas à costa nestas regiões da PC, sendo responsáveis por no mínimo 96% da variabilidade observada na PC média durante o outono/inverno. A contribuição das forçantes supra-inerciais no componente perpendicular à costa só é significativa na região da PC média durante as estações de primavera/verão. No entanto, as correntes de maré representam um importante mecanismo forçante das correntes nesta direção e para ambas as regiões da PC média e externa.

Figura 4.35: Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica e o análogo para a região da PC interna (linha azul), média (linha vermelha) e externa/talude (linha preta) durante os meses de (a) primavera/verão e (b) outono/inverno, para a Radial em 14°S (R14). A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.22a.

Com relação à estrutura vertical das correntes, pode-se observar que tanto para a PC média como externa, as correntes paralelas à costa apresentam um maior cisalhamento vertical durante as estações de primavera/verão e uma maior homogeneidade durante o outono/inverno (Figura 4.34c,d). No entanto, a contribuição do componente paralelo à costa do vento para a geração destas correntes é mais significativo na região da PC média (Figura 4.36a,c, linha vermelha), apresentando um coeficiente de correlação superior à +0,75 com as correntes em superfície e fundo durante os meses de outono/inverno. Para a PC externa a forçante remota do vento só é significativa para

a geração das correntes em superfície durante o outono/inverno (Figura 4.36c, linha magenta). Este comportamento reflete a maior influência das correntes na região do talude na circulação da PC externa, que apresentam um alto coeficiente de correlação entre elas (Figura 4.35, linha preta). O componente perpendicular à costa das correntes apresenta correlação com o vento paralelo à costa para as correntes de fundo, com um valor máximo de +0,73 e +0,6 para a região da PC média e externa, respectivamente, durante o período de outono/inverno (Figura 4.36d, linhas vermelha e magenta).

As correntes na região oceânica são geradas basicamente por forçantes sub-inerciais (Tabela 4.5) e apresentam uma baixa correlação com a forçante remota de vento para ambos componentes (Figura 4.36, linhas pretas). Durante os meses de primavera/verão o fluxo é bem organizado, fluindo paralelamente à costa e direcionado para sul (Figura 4.33e), com intensidade média de $-17,9 \text{ cm s}^{-1}$ e uma grande variabilidade de $27,4 \text{ cm s}^{-1}$. A menor intensidade e maior variabilidade destas correntes em comparação com as correntes na PC média e externa, pode estar associada ao fato de que no talude continental existe a presença dos fluxos para sul da CB e para norte da SCNB durante estas estações do ano (Figura 4.23a,d), podendo haver interação entre eles, o que diminui a intensidade do fluxo médio. Este comportamento pode ser observado no componente paralelo à costa das correntes, que apresentam um maior cisalhamento vertical durante estas estações do ano (Figura 4.34e).

Um comportamento oposto é observado durante as estações de outono/inverno, quando o fluxo integrado na coluna de água é preferencialmente para norte (Figura 4.33e), com um valor médio de $+10,4 \text{ cm s}^{-1}$ superior ao fluxo na PC média e externa. Durante estas estações do ano o fluxo da CNB/SCNB ocupa toda a região de quebra da PC/talude (Figura 4.23b,c) e não é observado um cisalhamento significativo das correntes paralelas à costa (Figura 4.34e).

Figura 4.36: Correlação cruzada entre o componente do vento paralelo à costa e o componente da corrente paralelo à costa (painéis da esquerda) e perpendicular à costa (painéis da direita) para a banda sub-inercial tanto em superfície (linha cheia) como no fundo (linha tracejada). As cores das linhas indicam a localização das estações ao longo da Radial em 14°S (R14), representando a PC interna (azul), média (vermelha), externa/talude (magenta) e região oceânica (preto). (a,b) Meses associados à primavera/verão e (c,d) outono/inverno. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.23a.

Para a radial localizada na latitude de 16°S observa-se a presença de um fluxo direcionado para sul em superfície durante todas as estações do ano (Figuras 4.18, 4.24 e 4.28). No entanto, por estar localizada próximo ao limite sul de migração da bCSE (~17°S) e posicionada sobre a topografia do BRC (Figura 4.11), a circulação sobre a R16 apresenta características distintas entre as regiões da PC e de quebra da PC/talude continental durante as estações do ano.

Durante os meses de primavera/verão o fluxo da CB apresenta-se bem organizado, ocupando os primeiros 100 m de coluna de água (Figuras 4.24a,d e 4.28a). A circulação na PC interna e média apresenta um fluxo integrado na coluna de água bem organizado para sul (Figura 4.37b,c), com intensidade média para o componente paralelo à costa de $-35,9 \text{ cm s}^{-1}$ e $-31,1 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente (Tabela 4.6). Estas correntes são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais, responsáveis por mais de 97% da variabilidade observada e não apresentam correlação com as correntes na região do talude continental (Figura 4.38a). As correntes perpendiculares à costa apresentam uma alta variabilidade e são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais. No entanto, na banda supra-inercial as correntes de maré desempenham um importante papel nesta direção, com uma contribuição de no mínimo 56% para a variabilidade das correntes na região da PC média (Tabela 4.6).

A variabilidade das correntes paralelas à costa nestas regiões da PC possuem um padrão similar ao do componente paralelo à costa do vento (Figura 4.39a,b,c), apresentando um coeficiente de correlação de +0,5 ao longo da coluna de água, sem aumento de defasagem em direção ao fundo (Figura 4.40a, linhas azul e vermelha). Para o componente perpendicular à costa, as correntes apresentam um coeficiente de correlação significativo com o vento paralelo à costa, e fora de fase, em superfície, sendo de -0,5 para ambas PC interna e média (Figura 4.40b, linhas azul e vermelha).

As correntes na região de quebra da PC e talude continental durante os meses de primavera/verão, apresentam um padrão de circulação diferenciado ao observado nas regiões da PC interna e média (Figura 4.37d,e). Para estas regiões as correntes integradas na coluna de água apresentam uma polarização e se concentram preferencialmente na direção perpendicular à costa, com intensidades de $+20,6 \text{ cm s}^{-1}$ e $+14,7 \text{ cm s}^{-1}$ superiores ao observado para o componente paralelo à costa, de $-13,6 \text{ cm s}^{-1}$ e $-9,0 \text{ cm s}^{-1}$ para as regiões de quebra da PC e talude continental, respectivamente (Tabela 4.6), apresentando uma alta correlação ($>+0,75$) nesta direção (Figura 4.38a, linha preta). Este comportamento sugere uma associação com a CCO e com a topografia irregular do BRC, que induz uma mudança na direção do fluxo médio ao contornar sua porção mais oceânica (Figura 4.28a).

Figura 4.37: Séries temporais (2006-2009) das correntes integradas na coluna de água na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 16°S (R16). Também é apresentada a (a) série temporal do vento derivada do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. O eixo vertical está orientado na direção N/S. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.24a.

Para estas estações do ano, ambos componentes das correntes integradas na coluna de água nas regiões de quebra da PC e talude continental possuem a sua variabilidade concentrada na banda sub-inercial, responsáveis por no mínimo 83% da variabilidade na região de quebra da PC (Tabela 4.6). As correntes de maré representam o principal mecanismo forçante da circulação na banda supra-inercial, com exceção do componente perpendicular à costa na região oceânica, sendo responsáveis por no mínimo 64% da variabilidade observada. As correntes paralelas à costa em superfície apresentam um comportamento similar (Figura 4.39d,e), no entanto, enquanto na região

oceânica é observado uma grande homogeneidade ao longo da coluna de água, para a região de quebra da PC as correntes de fundo são muito fracas. Este padrão de circulação, associado à baixa correlação do componente paralelo à costa do vento com ambos componentes das correntes em superfície e fundo (Figura 4.40a,b linhas magenta e preta), aponta para a forte influência da CCO nestas regiões da R16.

Tabela 4.6: Estatística básica das correntes integradas na coluna de água para os componentes paralelo (v) e perpendicular (u) à costa durante os meses de primavera/verão e outono/inverno (2006-2009) nas regiões da PC interna (PI), média (PM), externa/talude (PE) e na região oceânica (RO) da Radial em 16°S (R16). São apresentadas as médias ($\bar{v}$, $\bar{u}$), desvio-padrão (σ_v , σ_u) e a porcentagem de explicação da variabilidade ($\%var_v$, $\%var_u$) das correntes observadas em relação às forçantes supra-inerciais. O valor entre parênteses indica a contribuição das marés para a banda supra-inercial. Valores positivos de v (u) são orientados para N (E). A unidade é cm s^{-1} . A localização dos pontos de análises encontra-se apresentada nas Figuras 4.11 e 4.24a.

		$\bar{v}$	σ_v	$\%var_v$	$\bar{u}$	σ_u	$\%var_u$
primavera/Verão	PI	-35,9	30,1	3 (14)	+9,3	10,4	26 (79)
	PM	-31,1	21,4	2 (10)	+8,0	12,3	7 (56)
	PE	-13,6	15,3	17 (77)	+20,6	20,1	3 (64)
	RO	-9,0	19,8	8 (72)	+14,7	31,5	2 (35)
Outono/Inverno	PI	-6,9	32,4	3 (8)	+3,3	9,4	30 (83)
	PM	-11,1	22,4	3 (7)	+3,2	12,3	8 (43)
	PE	-0,3	13,5	24 (77)	+8,0	16,4	11 (63)
	RO	+3,4	19,7	9 (69)	+4,4	17,7	5 (33)

Figura 4.38: Correlação cruzada entre o componente paralelo à costa das correntes sub-inerciais integradas ao longo da coluna d'água para a região oceânica e o análogo para a região da PC interna (linha azul), média (linha vermelha) e externa/talude (linha preta) durante os meses de (a) primavera/verão e (b) outono/inverno, para a Radial em 16°S (R16). A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.24a.

Durante os meses de outono/inverno ocorre uma reversão no campo médio de circulação atmosférica para E-SE e a migração latitudinal da bCSE atinge seu limite sul ($\sim 17^\circ\text{S}$). Para estas estações, a circulação na região da R16 fica sobre a influência de uma intensa atividade de meso-escala e pode ser observado a presença de um vórtice anti-ciclônico no campo de circulação horizontal médio sobre esta radial (Figura 4.28b).

Para a região da PC interna e média, as correntes integradas na coluna de água apresentam episódios de reversão do fluxo preferencial (Figura 4.37b,c), uma maior variabilidade em ambos componentes se comparado aos meses de primavera/verão (Tabela 4.6) e a intensidade média do fluxo mantém-se direcionado para sul, com intensidade médias de $-6,9 \text{ cm s}^{-1}$ e $-11,1 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente. Seguindo o padrão observado para os meses de primavera/verão, estas correntes possuem grande parte de sua variabilidade geradas por forçantes sub-inerciais, responsáveis por até 97% da variabilidade das correntes na direção paralela à costa (Tabela 4.6), e não apresentam correlação com as correntes na região do talude continental (Figura 4.38b, linhas azul e vermelha). Na banda supra-inercial, as correntes de maré continuam representando um importante mecanismo forçante para a geração das correntes na direção perpendicular à costa, responsáveis por até 83% da variabilidade na PC interna.

Figura 4.39: Séries temporais sub-inerciais (2006-2009) do componente paralelo à costa para as correntes de superfície (linha preta) e fundo/85 m (linha cinza), na PC (b) interna, (c) média, (d) externa/talude e (e) região oceânica da Radial localizada em 16°S (R16). Também é apresentada a (a) série temporal sub-inercial do componente paralelo à costa do vento derivado do QuickSCAT para um ponto próximo às séries de análise. As linhas pontilhadas representam as entradas de frentes-frias (INPE, 2011a). O eixo vertical está orientado na direção N/S. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.24a.

Figura 4.40: Correlação cruzada entre o componente do vento paralelo à costa e o componente da corrente paralelo à costa (painéis da esquerda) e perpendicular à costa (painéis da direita) para a banda sub-inercial tanto em superfície (linha cheia) como no fundo (linha tracejada). As cores das linhas indicam a localização das estações ao longo da Radial em 16°S (R16), representando a PC interna (azul), média (vermelha), externa/talude (magenta) e região oceânica (preto). (a,b) Meses associados à primavera/verão e (c,d) outono/inverno. A localização dos pontos de análise é apresentada nas Figuras 4.11 e 4.24a.

As correntes paralelas à costa na PC interna e média durante os meses de outono/inverno, apresentam uma maior homogeneidade ao longo da coluna de água e seguem preferencialmente o padrão de ventos (Figuras 4.39a,b,c). Para estas correntes o coeficiente de correlação com a forçante remota do vento é superior a +0,7 e não varia significativamente em direção ao fundo.

Para o componente perpendicular à costa na PC interna e média, a maior correlação com a forçante remota do vento ocorre nas correntes em superfície (Figura 4.40c,d, linhas azul e vermelha).

A circulação na região de quebra da PC e talude continental para estas estações do ano sofre maiores episódios de influência de um fluxo direcionado para norte (Figuras 4.24b,c e 4.37d,e), o que pode ser uma resposta à migração da bCSE, que atinge o seu limite sul durante o mês de julho. Para a região de quebra da PC a corrente integrada na coluna de água é preferencialmente direcionada na direção perpendicular à costa, com intensidade média de $+8,0 \text{ cm s}^{-1}$ e uma alta variabilidade de $16,4 \text{ cm s}^{-1}$ (Tabela 4.6). Na direção paralela à costa, estas correntes apresentam uma alta correlação com aquelas que ocorrem na região do talude continental ($>70\%$, Figura 4.38b linha preta). No entanto a relação negativa de defasagem indica que não são geradas como resposta à variabilidade destas, e sim que ambas possuem o mesmo mecanismo forçante.

Na região do talude continental, as correntes integradas na coluna de água apresentam um fraco componente médio e uma alta variabilidade em ambas direções (Tabela 4.6). Como observado para os meses de primavera/verão, estas correntes, bem como aquelas que ocorrem na quebra da PC, são geradas principalmente por forçantes sub-inerciais e, na banda supra-inercial, possuem uma expressiva contribuição das correntes de marés, com exceção do componente perpendicular à costa no talude continental.

As correntes paralelas à costa nestas regiões, apresentam uma grande homogeneidade ao longo da coluna d'água e não seguem o padrão de ventos local para estas estações do ano (Figura 4.39a,d,e). Este comportamento, associado à baixa correlação com a forçante remota do vento para ambos componentes das correntes (Figura 4.40c,d linhas magenta e preta), reforça a influência da dinâmica associada à CCO nas regiões de quebra da PC/talude continental da R16.

Capítulo 5

Conclusões

A circulação sazonal da PCLB entre 10°S e 16°S foi investigada com base em um inédito conjunto de dados oceanográficos e, posteriormente, com o uso de modelagem hidrodinâmica. Os resultados obtidos a partir da análise de dados observacionais, concentrados na porção central da região de estudo (entre 13°S e 14°S) e apresentados no Capítulo 3, permitiram traçar uma primeira visão sobre a circulação na região de estudo e de seus mecanismos forçantes. Estes conjuntos de dados ilustraram a forte influência da circulação atmosférica e oceânica de meso/larga escalas, dos processos transientes e da topografia local na circulação regional, apresentando cenários distintos entre as estações de primavera/verão e outono/inverno.

Com base na discussão dos resultados para a região da PCLB localizada em torno de 14°S, apresentada na Seção 3.1, as conclusões mais importantes obtidas foram as seguintes: i) as correntes de maré foram o principal mecanismo forçante da circulação na região de conexão plataforma-estuário; ii) as correntes na PC interna apresentaram resposta diferenciada à forçante do vento entre as estações de verão e outono, e uma influência polarizada das correntes de maré; iii) o efeito combinado do vento e das correntes de maré dominou a circulação na PC média; iv) as atividades de meso-escala relacionadas às CCOs influenciaram periodicamente a circulação na PC e v) todo o sistema esteve submetido a um marcado ciclo sazonal da circulação atmosférica de larga-escala, resultando em cenários distintos de verão e outono.

Para a região de estudo da PCLB localizada em torno de 13°S, apresentada na Seção 3.2, as principais características a serem destacadas foram: i) a região da PC externa foi influenciada pela dinâmica de meso/larga escalas e pela topografia local; ii) a PC interna e média é influenciada pela circulação atmosférica e pela dinâmica associada à topografia local e iii) todo o sistema foi influenciado pelas variações sazonais da circulação oceânica e atmosférica de larga escala e pelos eventos transientes, apresentando cenários bem distintos entre as estações de primavera/verão e outono/inverno.

Para esta região da PCLB, durante as estações de primavera e verão, os ventos predominantes de ressurgência (de E-NE) foram responsáveis pela geração das correntes direcionadas para sudoeste na PC. A interação com a CCO (neste caso a CB), especialmente durante o verão, foi significativa e um considerável cisalhamento vertical no campo de velocidades foi observado na PC externa. A passagem de um sistema frontal durante a primavera causou uma completa reversão do fluxo médio e contribuiu para um aprofundamento da PCM. Adicionalmente, a presença de uma topografia íngreme, representada pelo CS, adicionou alguns processos dinâmicos na circulação local durante estas estações.

Uma análise de escala mostrou que o CS é um cânion estreito, implicando que o balanço geostrófico paralelo à costa de um fluxo ao passar pelo cânion não pode ser mantido ($S \gg 1$). Durante as estações de primavera e verão, quando a escala vertical de estratificação é comparável com a profundidade da margem do cânion, toda a coluna d'água acima da margem do cânion também foi afetada pela presença deste. Para ambas estações, a ressurgência e as correntes perpendiculares à costa sobre a cabeça do cânion foram intensificadas e observou-se uma circulação ciclônica trapeada nesta região. Durante o verão, esta circulação também afetou a região costeira à jusante.

Para estas estações do ano a PCM foi influenciada pela topografia local do cânion, pelos processos transientes e pela circulação de larga escala. O valor climatológico para a PCM é de cerca de 30 m, mas profundidades menores que 15 m foram observadas em todas as radiais sobre condições típicas. Este comportamento pode ser atribuído ao efeito combinado do vento e meandros da CCO favoráveis à ressurgência, que foi intensificada pela ressurgência induzida pelo cânion sobre o seu eixo.

Durante as estações de outono e inverno, os ventos favoráveis à subsidência (de SE) contribuíram para uma total reversão da circulação na PC, resultando em um fluxo para nordeste. A passagem de uma forte frente-fria durante o outono, contribuiu não somente para um aumento do fluxo mas também para um aprofundamento da PCM, em função da intensificação da mistura vertical. De acordo com *Hickey* (1997) e *She & Klinck* (2000), uma corrente favorável à subsidência ao passar por um cânion pode induzir uma dinâmica oposta quando comparado com a dinâmica em uma situação de ressurgência. Durante ambas estações, uma intensificação dos processos de subsidência foi observada no cânion e a corrente paralela à costa na região da PC adjacente à cabeça do cânion foi menos afetada, quando comparada com uma situação de ressurgência. Durante o outono, a presença de uma circulação anti-ciclônica na profundidade de 150 m também foi observada.

Adicionalmente, a PCM observada durante o inverno pareceu ser fortemente influenciada pela circulação na região de quebra da PC/talude e episódios onde a CCO esteve orientada em direção ao norte, sendo favorável à subsidência. Durante esta estação, não foi observado a passagem de nenhum sistema frontal, mas a PCM atingiu uma maior profundidade (>120 m) quando comparada ao valor climatológico de ~ 70 m.

Os resultados da modelagem hidrodinâmica, apresentados na Seção 4.4, permitem investigar a sazonalidade e a variação espaço-temporal da circulação da PCLB, bem como a sua interação com os diversos mecanismos forçantes apontados pela análise dos dados observados, mas agora tendo como base uma região mais abrangente (entre 10°S e 16°S). Estes resultados possibilitaram a compreensão da influência da dinâmica sazonal da circulação atmosférica de larga-escala, relacionada à excursão meridional sazonal da ZCIT, na circulação oceânica regional e de meso/larga escalas, bem como a interação entre elas.

Para as diferentes regiões da PCLB pôde-se observar uma resposta diferenciada aos mecanismos forçantes, apresentando características distintas ao longo da PC, o que resultou em cenários diferenciados para cada região analisada e entre as estações de primavera/verão e outono/inverno.

A circulação durante a primavera/verão

Durante os meses de primavera/verão a região ao sul de 12°S fica sujeita a ventos preferenciais de E-NE e a bCSE atinge o seu limite mais ao norte (~13°S em novembro). Como consequência, as correntes superficiais sobre a PC apresentam um marcado fluxo para sul, como resposta ao campo de ventos e aos transientes associados à dinâmica da circulação na região do talude continental. Em sub-superfície o fluxo foi predominantemente em direção ao equador ao norte de 13°S, sendo dominado pela SCNB, e, ao sul desta latitude, o fluxo foi preferencialmente em direção ao pólo, sob domínio da dinâmica associada à formação da CB. Uma intensa atividade de meso-escala pôde ser observada entre as latitudes de 14°S e 16°S, resultado da combinação entre a dinâmica associada à bCSE e o confinamento topográfico entre os BRC e BAb.

A circulação na porção norte do domínio (latitude de 10°S) durante estas estações foi gerada principalmente por forçantes sub-inerciais, com exceção do componente perpendicular à costa das correntes na PC interna. Na banda supra-inercial, a maré, que para toda a região de estudo foi dominada pelo componente de maré semi-diurna M_2 , foi o principal mecanismo forçante das correntes na direção perpendicular à costa sobre a PC/quebra de talude. Para a PC interna, a circulação foi polarizada na direção paralela à costa, seguindo para sul como resposta ao padrão de ventos local e apresentando uma baixa correlação com as correntes na região do talude continental. No entanto, estas correntes apresentaram um intenso cisalhamento vertical, com um alto coeficiente de correlação com o vento remoto para as correntes em superfície e sem correlação significativa com esta forçante para as correntes próximas ao fundo. O componente perpendicular à costa das correntes nesta região da PC foi um reflexo da dinâmica de Ekman, apresentando uma alta correlação fora de fase (em fase) com a forçante remota do vento para as correntes em superfície (fundo). A circulação na PC média, apesar de também ter seguido um fluxo polarizado para sul, apresentou uma correlação menos significativa com o vento remoto e uma maior correlação com as correntes na região do talude continental.

As correntes próximas ao fundo na PC média apresentaram um fraco fluxo para norte na direção paralela à costa e uma menor correlação com o vento na direção perpendicular à costa, se comparada com aquelas em superfície. Este comportamento reforça a influência das correntes que fluem no talude continental nesta porção da PC. Estas correntes foram claramente dominadas pela dinâmica da CNB/SCNB, apresentando um fluxo polarizado para norte, com uma alta variabilidade, contrário ao fluxo gerado pelo padrão de ventos e sem correlação com esta forçante. A maior influência da circulação no talude continental foi observada para as correntes na região de quebra da PC, que, seguindo o padrão observado no talude continental, apresentaram um fraco fluxo para norte e uma alta variabilidade, sem correlação com o vento remoto. No entanto, as correntes perpendiculares à costa em superfície apresentaram uma alta correlação com esta forçante, sendo que a relação de fase representou o efeito da deriva na camada de Ekman de superfície.

Para o domínio central (latitude de 14°S), ambos componentes das correntes ao longo da PC e na região do talude continental foram geradas preferencialmente por forçantes sub-inerciais, com as correntes de maré apresentando uma influência significativa na geração das correntes supra-inerciais perpendiculares à costa na PC média e externa. Durante estas estações do ano, quando o fluxo da CB apresentou-se com uma estrutura bem organizada ao longo de toda a região de quebra da PC/talude, as correntes nesta porção da PCLB fluíram para sul, apresentando uma menor intensidade e maior variabilidade na PC interna e um fluxo bem organizado na PC média, na quebra da PC e no talude continental. As correntes paralelas à costa na PC interna apresentaram um forte sinal barotrópico, com uma alta correlação com a forçante remota do vento e sem defasagem significativa ao longo da coluna d'água. As correntes perpendiculares à costa nesta região também apresentaram uma alta correlação com esta forçante, no entanto, a relação de defasagem sugeriu que as camadas de Ekman de superfície e fundo nesta porção da PC interagem, resultando em um fluxo perpendicular à costa gerado pela corrente de retorno em função do balanço na camada de Ekman de fundo. A circulação na PC média e na região de quebra da PC apresentou uma resposta similar aos mecanismos forçantes. Para o componente paralelo à costa das correntes foi observado uma alta correlação com as correntes paralelas à costa na

região do talude continental, uma baixa correlação com a forçante remota do vento e um significativo cisalhamento vertical. O componente perpendicular à costa das correntes somente apresentou correlação significativa com a forçante remota do vento na região da PC média e para as correntes de fundo. Para a região do talude continental, as correntes apresentaram uma menor intensidade e uma maior variabilidade do fluxo para sul se comparado àqueles nas regiões da PC média e de quebra da PC. Este comportamento provavelmente esteve associado ao fato de que nesta região foi evidenciada a presença dos fluxos contrários da CB e da SCNB durante estas estações do ano, podendo ter ocorrido interação entre eles.

Para a região localizada na latitude de 16°S , a circulação na PC e talude continental foi gerada por forçantes sub-inerciais e apresentou uma contribuição diferenciada das correntes de marés para a geração das correntes na banda supra-inercial. Para a região da PC interna e média, a maré foi o principal mecanismo forçante para as correntes perpendiculares à costa nesta banda de frequência, enquanto que na região do talude continental esta forçante apresentou uma alta influência na direção paralela à costa. Já para a quebra da PC as correntes de maré apresentaram uma alta influência na geração de ambos componentes das correntes na banda supra-inercial. Apesar das correntes ao longo da PC/talude continental nesta região da PCLB apresentarem os mecanismos forçantes na banda sub-inercial, observou-se uma clara divisão entre a circulação nas regiões da PC interna e média e na região de quebra da PC e talude continental. Para a PC interna e média, foi observado um intenso e organizado fluxo para sul, com baixa correlação com o fluxo na região do talude continental. A forçante remota do vento apresentou um coeficiente de correlação significativo com as correntes paralelas à costa em superfície e fundo e as correntes perpendiculares à costa refletiram o efeito da deriva nas camadas de Ekman de superfície. Para a região de quebra da PC e talude continental, a circulação foi polarizada na direção perpendicular à costa, sendo marcada por uma baixa correlação com a forçante remota do vento nesta direção, indicando uma associação com a topografia do BRC, que induziria uma mudança na direção do fluxo médio. As correntes paralelas à costa nesta região foram altamente correlacionáveis e apresentaram uma baixa correlação com a forçante remota do vento. No entanto, enquanto na quebra da PC é observado um intenso cisalhamento vertical,

no talude continental as correntes apresentaram uma grande homogeneidade ao longo da coluna d'água, apontando para uma forte influência da CCO nesta região.

A circulação durante o outono/inverno

Para os meses de outono/inverno, a região ao norte de $\sim 20^{\circ}\text{S}$ fica sujeita a ventos preferenciais de E-SE e a bCSE atinge o seu limite mais ao sul ($\sim 17^{\circ}\text{S}$ em julho). Como resultado, o padrão que foi observado é o de que as correntes superficiais sobre a PC sofrem uma reversão do fluxo médio, fluindo preferencialmente em direção ao equador ao norte de $\sim 15^{\circ}\text{S}$, e em direção ao pólo ao sul desta latitude. Em sub-superfície, toda a região da PC ao norte de 16°S apresentou um fluxo médio preferencial em direção ao equador, dominado pela dinâmica da SCNB, com intensificação em direção às baixas latitudes. As regiões adjacentes aos BRC e BAb apresentaram um domínio de estruturas vorticais, cuja borda interna contribuiu para a geração de um fraco fluxo para sul, sendo um provável indício da formação de uma fraca CB.

Para estas estações do ano, as correntes em 10°S continuaram sendo geradas principalmente por forçantes sub-inerciais, com exceção do componente perpendicular à costa na PC interna, com as correntes de maré representando o principal mecanismo forçante da circulação na banda supra-inercial. A circulação na PC interna apresentou uma reversão do fluxo médio, mas no entanto a alta variabilidade observada, associada a maior entrada de frentes-frias nesta época do ano, impôs um fraco componente para norte. Estas correntes foram geradas como resposta ao padrão de ventos preferencial de E-SE, apresentando uma alta correlação com a forçante remota do vento e uma baixa correlação com as correntes paralelas à costa na região do talude continental. As correntes próximo ao fundo apresentaram uma maior correlação com a forçante remota do vento, sendo um reflexo do efeito da menor estratificação observada durante estas estações. As correntes perpendiculares à costa, assim como observado para as estações de primavera/verão, refletiram o efeito da deriva na camada de Ekman em superfície e fundo. As correntes na PC média também sofreram uma reversão do fluxo médio, apresentando um fraco fluxo para norte e uma alta variabilidade. Assim como observado para a primavera/verão, a baixa correlação com a forçante remota do vento e a alta correlação com as correntes paralelas à costa na região do talude continental, reforçaram a alta influência destas correntes nas variabilidades observadas. No en-

tanto, a forçante remota do vento continuou exercendo uma alta influência na geração das correntes perpendiculares à costa em superfície para esta porção da PC, onde a alta correlação e a relação de defasagem com esta forçante refletiu o efeito da deriva na camada de Ekman de superfície. As correntes na região de quebra da PC e talude continental continuaram apresentando uma alta correlação entre si, sendo observado uma intensificação do fluxo médio para norte com uma menor variabilidade nestas regiões da PC. Este comportamento provavelmente esteve associado ao fluxo para norte da CNB/SCNB, que para estas estações do ano ocupa toda a região do talude continental. No entanto, as correntes superficiais perpendiculares à costa na região de quebra da PC continuaram sofrendo o efeito da deriva na camada de Ekman de superfície.

A circulação na porção central da PCLB (latitude de 14°S) durante estas estações do ano apresentou um comportamento similar ao observado para a primavera/verão, com a sua variabilidade gerada por forçantes sub-inerciais e uma contribuição significativa das correntes de marés para a geração das correntes supra-inerciais perpendiculares à costa nas regiões da PC média e quebra de talude. No entanto, para as regiões da PC interna e média e quebra da PC, apesar do fluxo médio ter apresentado uma reversão para norte, este foi caracterizado por uma baixa intensidade e uma alta variabilidade quando comparado à primavera/verão. Este comportamento provavelmente esteve associado não só à entrada mais frequente de frentes-frias, mas também ao fato desta região ter sido mais afetada pela influência do deslocamento da posição da bCSE em superfície. No caso da região de quebra da PC, observou-se também um maior número de episódios onde a SCNB ocupou esta região. Para a região da PC interna, as correntes paralelas à costa apresentaram uma alta correlação com a forçante remota do vento ao longo de toda a coluna d'água, refletindo a menor estratificação observada durante o outono/inverno. As correntes perpendiculares à costa também apresentaram uma alta correlação com esta forçante e a relação de fase sugeriu uma interação entre as camadas de Ekman de superfície e fundo nesta porção da PC, como observado durante a primavera/verão. Para a região da PC média e quebra da PC foi observado uma resposta diferenciada aos mecanismos forçantes se comparado à primavera/verão. Para a região da PC média, a relação de fase entre as correntes paralelas à costa com aquelas na região do talude continental não sugeriu uma influência des-

tas, apesar de apresentarem uma significativa correlação entre si. No entanto, assim como observado na PC interna, as correntes paralelas à costa na PC média apresentaram um sinal barotrópico, com uma alta correlação com a forçante remota do vento ao longo da coluna d'água, o que não foi observado para a primavera/verão. As correntes paralelas à costa na região de quebra da PC apresentam uma alta correlação com as correntes no talude continental e uma correlação significativa com a forçante remota do vento somente para as correntes em superfície. Este comportamento sugeriu uma maior influência das correntes na região do talude continental nas correntes na região de quebra da PC, o que possivelmente esteve associado à variabilidade da SCNB durante o outono/inverno. As correntes no talude continental apresentaram um fluxo médio para norte superior e menos variável do que o observado para as regiões da PC média e quebra da PC, não sendo observado um cisalhamento significativo das correntes paralelas à costa. Este comportamento esteve associado ao fluxo da CNB/SCNB, que ocupou toda a região de quebra da PC/talude continental durante as estações de outono/inverno.

Para o domínio sul (latitude de 16°S), a circulação também foi gerada por forçantes sub-inerciais com uma contribuição das correntes de maré similar ao observado para as estações de primavera/verão. A circulação na PC interna e média para estas estações do ano caracterizou-se por um fluxo médio paralelo à costa e direcionado para sul, como observado para as estações de primavera/verão. No entanto, observou-se uma maior variabilidade nesta direção associada aos episódios de reversão do fluxo médio. A grande homogeneidade ao longo da coluna d'água e a alta correlação destas correntes com a forçante remota do vento, indicaram esta forçante como o principal mecanismo na geração da circulação. As correntes perpendiculares à costa em superfície nestas regiões da PC, também apresentaram uma alta correlação com a forçante remota do vento, refletindo o efeito da deriva nas camadas de Ekman de superfície. Para a região de quebra da PC/talude continental, a circulação apresentou maiores episódios de influência de um fluxo médio direcionado para norte, o que provavelmente esteve associado à migração da bCSE que atinge seu limite sul durante a estação de inverno ($\sim 17^{\circ}\text{S}$ em julho). No entanto, para a região de quebra da PC o fluxo médio foi polarizado na direção perpendicular à costa, apresentando uma alta variabilidade e um fraco

componente para sul na direção paralela à costa, enquanto que na região do talude continental as correntes apresentaram um fraco componente e uma alta variabilidade em ambas direções. A alta correlação entre as correntes paralelas à costa, associada a grande homogeneidade ao longo da coluna d'água e à baixa correlação da forçante remota do vento com ambos componentes das correntes, apontou para uma significativa influência da CCO nestas regiões da PC.

Referências Bibliográficas

- Allen, J. S., R. C. Beardsley, J. O. Blanton, W. C. Biocourt, B. Butman, L. K. Coachman, A. Huyer, T. H. Kinder, T. C. Royer, J. D. Shumacher, R. L. Smith, & W. Struges, 1983: Physical Oceanography of Continental Shelves. *Rev. of Geophys. Space Phys.*, 21(5), 1149–1181.
- Allen, S. E. & X. Durrieu de Madron, 2009: A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. 5, 607–620.
- Amorim, F. N., 2005: *Caracterização oceanográfica da Baía de Camamu e adjacências e mapeamento das áreas de risco a derrames de óleo*. Masters Thesis. Universidade Federal da Bahia. 191 p.
- AVISO, 2011: The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, with support from Cnes (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>).
- Barth, A., A. Alvera-Azcárate, & R. H. Weisberg, 2008: Benefit of nesting a regional model into a large-scale ocean model instead of climatology. Application to the West Florida Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 28(561–573).
- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water Mass Characteristics and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight - Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(9), 18,537–18,550.
- Campos, E. J. D., D. Velhote, & I. C. A. Silveira, 2000: Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6), 751–754.
- Castro, B. M. & L. B. Miranda, 1998: Physical Oceanography of the Western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S coastal segment (4, W). In A. R. Robinson & K. H. Brink, editores, *The Sea*, volume 11. Wiley, 209–251.

- Centurioni, L. R., O. J. C., & P. P. Niler, 2008: Permanent meanders in the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 1060–1075.
- Chapman, D., 1985: Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1060–1075.
- Cirano, M. & G. C. Lessa, 2007: Oceanographic Characteristics of Baía de Todos os Santos, Brazil. *Rev. Bras. Geof.*, 25(4), 363–387.
- Cirano, M., M. M. Mata, E. J. D. Campos, & N. Deiró, 2006: A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul: validação da climatologia anual com base no modelo de circulação global OCCAM. *Rev. Bras. Geophys.*, 24, 209–230.
- Cohen, J. E., A. Mellinger, J. Gallup, & J. Sachs, 1997: Estimates of coastal populations. *Science*, 278, 1211–1212.
- Cummings, J. A., 2005: Operational multivariate ocean data assimilation. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 131(613), 3583–3604 note =.
- Dominguez, J. M. L., 2006: The Coastal Zone of Brazil - an Overview. *J. Coastal Res.*, 39:16–20, 16–20. Special Issue.
- Dottori, M. & B. M. Castro, 2009: The response of the Sao Paulo Continental shelf, Brazil, to synoptic winds. *Ocean Dynamics*, 59, 603–614.
- ECMWF, 2011: European Center for Medium-Range Weather Forecasts. Relatório técnico, ERA-Interim Reanalysis. <http://data.ecmwf.int/data/>.
- Egbert, G. D., A. F. Bennett, & M. G. G. Foreman, 1994: TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J. Geophys. Res.*, 99(24), 24.821–24.852.
- Egbert, G. D. & S. Y. Erofeeva, 2002: Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmospheric and Oceanic Technology.*, 19.
- Eisma, D., 1998: *An introduction to the geology of continental shelves*, In: *Ecosystems of the World: Continental Shelves*. ed. Postma & J. J. Zijlstra, Amsterdam, the Netherlands: Elsevier. 39–92 pp.

- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press, Oxford. 400 pp.
- Emilsson, I., 1961: The shelf and Coastal waters off southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo*, 17(2), 101–112.
- FEMAR, 2011: [Http://www.fundacaofemar.org.br/](http://www.fundacaofemar.org.br/).
- Flather, R., 1976: A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mémoires de la Societe Royale des Sciences de Liège*, 6(10), 141–164.
- Franco, A. S., 1988: *Tides: Fundamentals, Analysis and Prediction*. São Paulo, Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica. 249 pp.
- Garvine, R. W., 1991: Subtidal Frequency Estuary-Shelf Interaction: Observations near Delaware Bay. *J. Geophys. Res.*, 96(C4), 7049–7064.
- GLOBETaskTeam, 1999: The Global and Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0. Relatório técnico, NOAA-NGDC. [http : //www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html).
- GLOSS, 2011: *Global Sea Level Observing System*. University of Hawaii Sea Level Center. <Http://ilikai.soest.hawaii.edu/>.
- Gonzalez-Pola, C. J., J. M. Fernández-Días, & A. Lávin, 2007: Vertical structure of the upper ocean from profiles fitted to physically consistent functional forms. *Deep-Sea Res.*, 54, 1985–2004.
- Haidvogel, D. B., H. Arango, W. P. Budgell, B. D. Cornuelle, E. Curchitser, E. Di Lorenzo, K. Fennel, W. R. Geyer, A. J. Hermman, L. Lanerolle, J. Levin, J. C. McWilliams, A. J. Miller, A. M. Moore, T. M. Powell, A. F. Shchepetkin, C. R. Sherwood, R. P. Signell, J. C. Warner, & J. Wilkin, 2008: Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulations and skill assesment of the Regional Ocean Modeling System. *J. Comput. Phys.*, 227, 3595–3624.
- Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, & A. F. Shchepetkin, 2000: Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin:

- simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dyn. Atmos. Oceans*, 32, 239–281.
- Haidvogel, D. B. & A. Beckmann, 1999: *Numerical Ocean Circulation Modeling*. Imperial College Press. Vol. 2 of Series on Environmental Science and Management.
- Hall, S. J., 2002: The continental shelf benthic ecosystem: current status, agents for change and future prospects. *Environmental Conservation*, 29(3), 350–374.
- Hatje, V., F. Barros, Magalhaes, V. B. W., Riatto, F. N. Amorim, M. B. Figueiredo, S. Spanó, & M. Cirano, 2008: Trace Metals and Benthic Macrofauna Distributions in Camamu Bay, Brazil: Sediment Quality Prior Oil and Gas Exploration,. *Mar. Pollut. Bull.*, 56, 363–370.
- Hickey, B. M., 1997: The response of a Steep-Sided Narrow Canyon to Time-variable Wind Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 697–726.
- Hsu, S. A., 1986: Correction of Land-based wind data for Offshore applications: A further evaluation. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 390–394.
- HYCOM, 2011: Consortium for Data Assimilative Modeling - HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis. Available at <http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>.
- IFREMER, 2011: Near Real Time Blended Surface Winds. Relatório técnico, Center for Sattelite Exploitation and Research - CERSAT. http://cersat.ifremer.fr/data/discovery/by_product.type/gridded_products/mwf.blended.
- INPE, C., 2011a: Climanálise - boletim de monitoramento e análise climática. vol 21, vol. 22. <Http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>.
- INPE, C., 2011b: Plataforma de coleta de dados meteorológicos. <Http://satelite.cptec.inpe.br/PCD/historico/>.
- Ives, D. C. & R. M. Zacharias, 1987: Conformal mapping and orthogonal grid generation. In: AIAA/SAE/ASME/ASEE Joint Propulsion Conference. San Diego, California, paper number 87–2057.

- Kampf, J., 2006: Transient wind-driven upwelling in a submarine canyon: a process-oriented modeling study. *J. Geophys. Res.*, 111, C11.011.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, S. K. Woollen, Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, & G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis R-2. *BAMS.* 83: 1631–1643.
- Knoppers, B., W. Ekau, & A. G. Figueiredo, 1999: The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Mar. Lett.*, 19(3), 171 – 178. DOI 10.1007/s003670050106.
- Large, W. G., J. C. McWilliams, & S. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parametrization. *Rev. Geophys.*, 32, 363 – 403.
- Leão, Z., 2002: Abrolhos - o complexo recifal mais extenso do oceano Atlântico Sul. In C. Schobbenhaus, D. Campos, E. Queiroz, M. Winge, & M. Berbert-born, editores, *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.*, volume 1. DNPM, 345–359.
- Lee, T. N., W. J. Ho, V. Kourafalou, & J. D. Wang, 1984: Circulation on the Continental Shelf of the Southeastern United States. Part I: Subtidal Response to Wind and Gulf Stream Forcing During Winter. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1001–1012.
- Lentz, S. J., 1994: Current Dynamics over the Northern California Inner Shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2461–2478.
- Lentz, S. J. & C. D. Winant, 1986: Subinertial Currents on the Southern California Shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 16(11), 1737–1750.
- Lessa, G., J. M. L. Dominguez, A. C. S. P. Bittencourt, & A. Brichta, 2001: The tides and tidal circulation of Todos os Santos Bay, Northeast Brazil: a general characterization. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 73(2), 245 – 261.
- Lima, J. B., 2008: *Caracterização oceanográfica da Plataforma Continental na região sob influência dos emissários submarinos da CETREL e Millennium.* Monografia. Universidade Federal da Bahia. 55pp.

- Liu, P. C., D. J. Schwab, & J. R. Bennett, 1984: Comparison of a two-dimensional wave prediction model with synoptic measurements in Lake Michigan. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1514–1518.
- Mann, K. H. & J. R. N. Lazier, 2006: *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans*. Blackwell Publishing. Third Edition.
- Mantovanelli, A., E. Marone, E. T. Silva, L. F. Lautert, M. S. Klingenfuss, V. P. Prata, M. A. Noernberg, B. A. Knoppers, & R. J. Angulo, 2004: Combined tidal velocity and duration asymmetries as a determinant of water transport and residual flow in Paranaguá Bay estuary. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 59(4), 523–537.
- Mellor, G. L. & T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, 20, 851–875.
- Metzger, J., H. Hurlburt, A. Wallcraft, O. M. Smedstad, B. Kara, J. Shriver, L. Smedstad, P. Posey, P. Thoppil, & D. Franklin, 2008: Evaluation, Validation and Transition of the 1/12° Global hycom/ncoda/pips system. 2008 Ocean Science Meeting.
- Miranda, L. B., 1985: Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. *Bolm Inst. Oceanogr., S Paulo*, 33(2), 105–119.
- Montégut, C. B., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, & D. Iudicone, 2004: Mixed layer depth over the Global Ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, 109(C12003).
- NCEP, 2011: *National Center of Environmental Prediction Reanalysis Data. National Oceanic and Atmospheric Administration*. Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (NOAA-CIRES). Climate Diagnostics, Center, Boulder, Colorado, USA. [Http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html).
- Olavo, G., P. A. S. Costa, A. Martins, & B. P. Ferreira, 2011: Shelf-edge reefs as priority areas for conservation of reef fish diversity in the tropical Atlantic. *Aquatic Conserv: Mar. Freshw. Ecosyst.*, 21, 199–209.

- Oliveira, L. R., A. R. Piola, A. A. Mata, & I. D. Soares, 2009: Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, 114, 1–12.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, & S. Lentz, 2002: Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB Using *t_tide*. *Computers and Geosciences*, 28, 929–937.
- Penven, P., 2000: *A numerical study of the Southern Benguela circulation with an application to fish recruitment*. Doctoral Thesis. Université de Bretagne Occidentale. 146pp.
- Penven, P., L. Debreu, P. Marchesiello, & J. C. McWilliams, 2006: Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system. *Ocean Modelling*, 12, 157–187.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, & J. Tam, 2005: Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *J. Geophys. Res.*, 110(C10021).
- Pereira, A., A. Belem, B. M. Castro, & R. Geremias, 2005: Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf. *Cont. Shelf Res.*, 25, 1521–1539.
- Pond, S. & G. L. Pickard, 1983: *Introductory Dynamical Oceanography*. Oxford. Pergamon Press. 329pp.
- Postma, H. & J. J. Zijlstra, 1998: *Ecosystems of the World: Continental Shelves*. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier.
- Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progr. Oceanogr.*, 23, 149–244.
- Rezende, L. F., P. A. Silva, M. Cirano, A. Peliz, & J. Dubert, 2011: Mean circulation, seasonal cycle and eddy interactions in the Eastern Brazilian Margin, a nested ROMS model. *J. Coast. Res.*, 27(2), 329–347.
- Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, & M. Wimbush, 2007: Seasonal Variability of The South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 16–30.

- Schott, F. A., M. Dengler, R. Zantopp, L. Stramma, J. Fischer, & P. Brandt, 2005: The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at $5^{\circ} - 11^{\circ}\text{S}$. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2031–2053.
- Sharp, G. D., 1998: *Fish populations and fisheries: their perturbations, natural and man-induced*. In: *Ecosystems of the World: Continental Shelves*. ed. Postma & J. J. Zijlstra, Amsterdam, the Netherlands: Elsevier. 155–204 pp.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 1998: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Mon. Wea. Rev.*, (126), 1541–1580.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2003: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a non-aligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, (108), 1–34.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2005: The regional oceanic modeling systems (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, (9), 347–404.
- She, J. & J. M. Klinck, 2000: Flow near submarine canyon driven by constant winds. *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28.671–28.694.
- Silva, M., M. Araujo, J. Servain, P. Penven, & C. A. D. Lentini, 2009: High-resolution regional ocean dynamics simulation in the Southwestern Tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 30(4), 256–269.
- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, 99, 22.501–22.512.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste Brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2), 171–183.
- Soares, I. D. & O. J. Moller, 2001: Low-frequency and Water Mass Spatial Distribution on the Southern Brazilian Shelf. 21, 1785–1814.
- Song, Y. & D. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, 115, 228–244.

- Song, Y. T., 1998: A general pressure gradient formulation for ocean models. Part I: Scheme design and diagnostic analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3213–3230.
- Song, Y. T. & D. G. White, 1998: A general pressure gradient formulation for ocean models. Part II: Energy, momentum and bottom torque consistency. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3231–3247.
- Soutelino, R. G., I. C. A. Silveira, A. Gangopadhyay, & M. J. A., 2011: Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? *Geophys. Res. Lett.*, 38(L03607), 5p.
- Stewart, H. R., 2005: *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography. Texas A & M University.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20,863–20,883.
- Stramma, L., Y. Ikeda, & R. G. Peterson, 1990: Geostrophic Transport in the Brazil Current Region North of 20°S. *Deep-Sea Res.*, 37(12), 1875–1886.
- Stramma, L. & F. Schott, 1999: The Mean Flow Field of the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res., Part II*, 46, 279–303.
- Teixeira, C. E. P., 2006: *Caracterização e Variabilidade da Hidrodinâmica da Zona Costeira adjacente ao Banco de Abrolhos*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 109pp.
- Wallcraft, A. J. & E. J. Metzger, 2009: Software design description for the hybrid coordinate ocean model (hycom) version 2.2. Relatório Técnico NRL/MR/7320-09-9166, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, MS 39529-5004. Available at www.hycom.org/attachments/063_metzger1-2009.pdf.
- Walters, R. A. & C. Heston, 1982: Removing Tidal-Period Variations from Time-Series Data Using Low-Pass Digital Filters. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 112–115.
- Wong, K. C., 1999: The wind Driven Currents on the Middle Atlantic Bight Inner Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 103(C9), 18,393–18,404.