

PROCESSOS DE RESSURGÊNCIA  
NA PORÇÃO NORTE DA  
PLATAFORMA CONTINENTAL  
LESTE BRASILEIRA E SEUS  
FLUXOS DE TROCA COM A  
BAÍA DE TODOS OS SANTOS

ALESSANDRO LOPES AGUIAR

SALVADOR – BAHIA  
NOVEMBRO – 2017





**Processos de Ressurgência na Porção Norte da Plataforma  
Continental Leste Brasileira e seus Fluxos de Troca com a Baía de  
Todos os Santos**

por

ALESSANDRO LOPES AGUIAR

Oceanógrafo (Universidade Federal da Bahia – 2009)

Mestre em Geofísica na área de Oceanografia Física (Universidade Federal da Bahia – 2012)

Orientador: Mauro Cirano

Coorientador: Guilherme Camargo Lessa

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

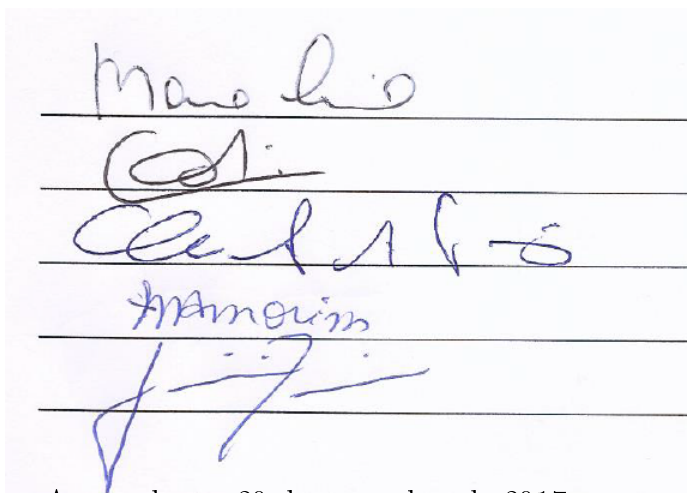
ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Handwritten signatures of the exam committee members on a light blue background. The signatures are written in blue ink and are placed above horizontal lines. From top to bottom, the signatures correspond to: Mauro Cirano, Carlos Eduardo Peres Teixeira, Clemente Augusto Souza Tanajura, Fabíola Negreiros Amorim, and Janini Pereira.

Dr. Mauro Cirano

Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

Dra. Fabíola Negreiros Amorim

Dra. Janini Pereira

Aprovada em 20 de novembro de 2017

A presente pesquisa foi desenvolvida no âmbito do Grupo de Oceanografia Tropical (GOAT), com recursos próprios e com o suporte financeiro da CAPES e da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) através de bolsas de estudo.

Aguiar, Alessandro Lopes,  
Processos de Ressurgência na Porção Norte da Plataforma  
Continental Leste Brasileira e seus Fluxos de Troca com a Baía de  
Todos os Santos / Alessandro Lopes Aguiar. — Salvador, 2017.  
124 f.: il., mapas, fotos.

Orientador: Mauro Cirano  
Coorientador: Guilherme Camargo Lessa  
Tese (Doutorado - Pós-Graduação em Geofísica) — Universi-  
dade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2017.

1. Plataforma Continental. 2. Circulação Estuarina. 3. Mo-  
delagem Regional. I. Cirano, Mauro. II. Lessa, Guilherme Ca-  
margo. III. Título.

*Uma verdadeira Amizade dura para sempre  
porque aqueles(as) que dela fazem parte sabem  
o valor de ter um bom amigo.*

*Caíque Veloso em 31.05.2017, trecho de sua  
dedicatória no livro *Ética a Nicômaco**

*A Amizade baseada no caráter, não  
tendo outro objeto senão ela mesma,  
é duradoura.*

*Certamente, ninguém escolheria  
viver sem amigos, ainda que tivesse  
todos os outros bens.*

*Aristóteles em *Ética a Nicômaco**

*Os amigos nos conhecem além das circunstâncias.*

*Orlando Trindade em 16.07.2017*

*Dedico esta obra à minha esposa  
Roseli Aguiar, a menina Musa fonte  
de Inspiração e Amor inesgotáveis.*

*Dedico os artigos, frutos dessa obra,  
a meu Irmão escolhido Caique  
Velo e ao meu Mestre e amigo  
Mauro Cirano, que estão sempre ao  
meu lado independente do desafio.*

# Resumo

Os processos de ressurgência e fluxo de troca foram estudados com base nas saídas do modelo regional de alta resolução, ROMS, próximo à Baía de Todos os Santos (13°S). Os dados de vento do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) foram utilizados para complementar os resultados do modelo.

Eventos de ressurgência e uplift de 2008 a 2012 foram analisados na região de bifurcação da Corrente Sul Equatorial e no Cânion de Salvador próximo a 13°S. Os eventos de ressurgência e uplift ocorreram predominantemente durante a primavera e o verão. Estudos anteriores sugerem implicações da ressurgência para a pesca e a diversidade de peixes na região. Os eventos de uplift foram, em média, mais longos do que os eventos de ressurgência. Espacialmente, os eventos mais intensos foram observados na plataforma adjacente da Baía de Todos os Santos e no Cânion de Salvador. Esta também foi a região com os eventos mais frequentes. A análise dos mecanismos forçantes revelou que o ressurgência induzida pelo vento, principalmente devido ao bombeamento de Ekman, é dominante, com a ressurgência induzida por corrente, proporcionando uma contribuição secundária. A conectividade entre os processos de ressurgência do Cânion de Salvador e da Baía de Todos os Santos foi observada em 20 eventos, preferencialmente durante o verão austral. Esta conectividade foi atribuída a uma subcorrente costeira para norte, que, por sua vez, promoveu a advecção da água ressurgida no cânion para a área da plataforma adjacente à baía. A conectividade ocorreu quando duas condições foram satisfeitas: i) intensa ressurgência no cânion e ii) baixa influência da Corrente do Brasil na plataforma. Os resultados deste estudo demonstram que a ressurgência induzida pelo vento contribui diretamente para o fenômeno da conectividade, enquanto a aproximação da Corrente do Brasil em relação à costa inibe esse processo.

Pulsos de troca baía-plataforma no período de 2008 a 2014 foram analisados. Os pulsos de troca ocorreram sob 2 padrões de circulação distintos, a saber,  $Circ_+$  e  $Circ_-$ , e exibiram uma sazonalidade marcada que corresponde ao regime de ventos vindos do estuário (primavera/verão) e indo para o estuário (outono/inverno), respectivamente. Quanto maior a magnitude da velocidade do vento e mais definida sua direção, mais intensos os pulsos. Os pulsos  $Circ_+$  promoveram a estratificação ao longo da coluna de água, ao passo que os pulsos

*Circ<sub>-</sub>* apresentaram uma maior duração, induziram uma maior troca de volume e forçaram a circulação estuarina a inverter. Além disso, ocorreu uma circulação lateral no sentido horário durante os pulsos *Circ<sub>+</sub>*, enquanto que uma circulação lateral no sentido anti-horário foi observada durante os pulsos *Circ<sub>-</sub>*. Verificou-se a conectividade entre o rio Jaguaripe e a entrada da Baía de Todos os Santos. O aumento da descarga do rio em associação com os ventos indo para o estuário promoveu a advecção para o norte da pluma do rio Jaguaripe em direção à entrada principal da baía, criando um gradiente horizontal de densidade sobre a margem oeste. Finalmente, nossos resultados demonstram que os estudos em latitudes mais altas são bastante aplicáveis aos estuários de baixa latitude quando a profundidade e/ou a largura da bacia indicam que o efeito de rotação da Terra é relevante.

**Palavras-chave:** circulação forçada pelo vento, cânion submarino, Corrente do Brasil, conectividade, circulação lateral, números adimensionais, modelagem regional.

# Abstract

Upwelling and shelf-estuary exchange processes were studied based on a high resolution regional model (ROMS) outputs near Todos os Santos Bay (13°S). Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) wind data were used to complement the model results.

Upwelling and exchange flow processes were studied based on high-resolution regional model (ROMS) outputs near Todos os Santos bay (13°S). Upwelling and uplift events from 2008 to 2012 were analyzed at the South Equatorial Current bifurcation region and in the Salvador Canyon near 13°S. Upwelling and uplift events occurred predominantly during spring and summer. Previous studies have suggested upwelling implications for fisheries and fish diversity in the region. Uplift events were, on average, longer than upwelling events. Spatially, the strongest events were found over the adjacent shelf of Todos os Santos Bay and Salvador Canyon. This was also the region with the most frequent events. Analysis of forcing mechanisms revealed that wind-driven upwelling, mainly due to upward Ekman pumping, is dominant, with current-driven upwelling providing an additional contribution. Connectivity between Salvador Canyon and Todos os Santos Bay upwelling processes was observed in 20 events, preferentially during the austral summer. This connectivity was linked to a northward coastal undercurrent, which, in turn, advected upwelled/uplifted water from the canyon to the bay-adjacent shelf area. Connectivity occurred under two conditions: i) intense canyon upwelling and ii) low influence of the Brazil Current flow on the shelf. The results of this study demonstrate that wind-driven upwelling contributes directly to the connectivity phenomenon, whereas Brazil Current encroachment inhibits this process.

Shelf-estuary exchange pulses from 2008 to 2014. Exchange pulses occurred under 2 distinct circulation patterns, namely  $Circ_+$  and  $Circ_-$ , and exhibited a clear seasonality matching the down-estuary (spring/summer) and up-estuary (autumn/winter) winds regime, respectively. The stronger the pulses, the greater the magnitude of the wind speed and the more defined the wind direction.  $Circ_+$  pulses promoted stratification along the water column, while  $Circ_-$  pulses lasted longer, induced more volume exchange, and forced the estuarine circulation to reverse. In addition, a clockwise lateral circulation occurred during  $Circ_+$  pulses, whereas a counterclockwise lateral circulation was observed during  $Circ_-$

pulses. The connectivity between Jaguaripe river and Todos os Santos bay entrance was observed. The increase in river discharge in association with up-estuary winds promoted the northward advection of the river plume toward the main entrance of the estuary, creating a horizontal density gradient over the western shoal. Finally, our results demonstrate that studies at higher latitudes are quite applicable to low latitude estuaries when depth and/or basin's width indicate that Earth's rotation effect is relevant.

**Keywords:** wind-driven circulation, submarine canyon, Brazil Current, connectivity, lateral circulation, nondimensional numbers, regional modeling.

# Artigos científicos vinculados à Tese

Os resultados apresentados no Capítulo 4 foram submetidos para publicação na revista internacional *Continental Shelf Research*. O manuscrito está em processo final de revisão e as sugestões dos revisores foram devidamente incorporadas nesta seção. A referência do artigo é:

Aguiar, A. L., M. Cirano, M. Marta-Almeida, G. C. Lessa, A. Valle-Levinson, 2017: Upwelling processes along South Equatorial Current bifurcation region and Salvador Canyon (13°S), Brazil.

*Esse artigo é dedicado a Caíque Veloso de Oliveira*

Os resultados apresentados no Capítulo 5 foram submetidos para publicação na revista internacional *Continental Shelf Research*. A referência do artigo é:

Aguiar, A. L., A. Valle-Levinson, M. Cirano, M. Marta-Almeida, G. C. Lessa, J. F. Paniagua-Arroyave, 2018: Ocean-estuary exchange variability in a tropical estuary.

*Esse artigo é dedicado a Mauro Cirano*

# Índice

<b>Resumo</b> . . . . .	v
<b>Abstract</b> . . . . .	vii
<b>Artigos científicos vinculados à Tese</b> . . . . .	ix
<b>Índice</b> . . . . .	x
<b>Índice de Tabelas</b> . . . . .	xii
<b>Índice de Figuras</b> . . . . .	xiv
<b>Lista de Abreviaturas</b> . . . . .	xxiii
<b>1 Introdução</b> . . . . .	1
1.1 Processos de Ressurgência . . . . .	3
1.2 Processos de Troca baía-plataforma . . . . .	5
1.3 Objetivos . . . . .	8
<b>2 Caracterização da Área de Estudo</b> . . . . .	10
2.1 Plataforma Continental Leste Brasileira . . . . .	10
2.2 Baía de Todos os Santos . . . . .	12
<b>3 Modelo Hidrodinâmico</b> . . . . .	16
<b>4 Processos de Ressurgência</b> . . . . .	20
4.1 Dados e Metodologia . . . . .	20
4.1.1 Dados de Satélite . . . . .	20
4.1.2 Identificação dos Eventos de Ressurgência e Uplift . . . . .	21
4.1.3 Análise dos Mecanismos de Ressurgência . . . . .	24
4.2 Resultados e Discussão . . . . .	27
4.2.1 Validação do Modelo . . . . .	27

---

4.2.2	Variabilidade Sazonal da Ressurgência/Uplift . . . . .	30
4.2.3	Mecanismos de Ressurgência . . . . .	37
4.2.4	Padrões de Circulação durante os Eventos de Ressurgência . . . . .	45
4.2.5	Conectividade entre os Processos de Ressurgência do Cânion de Salvador e da Plataforma Adjacente à Baía de Todos os Santos . . . . .	46
4.2.6	Estudos de Caso . . . . .	50
<b>5</b>	<b>Processos de Troca baía-plataforma . . . . .</b>	<b>57</b>
5.1	Metodologia . . . . .	58
5.1.1	Identificação dos pulsos de troca . . . . .	58
5.1.2	Análise dos Mecanismos de Troca . . . . .	60
5.2	Resultados . . . . .	64
5.2.1	Circulação Subinercial Média . . . . .	64
5.2.2	Pulsos do Fluxo de Troca baía-plataforma . . . . .	67
5.3	Discussão . . . . .	74
5.3.1	Força Gradiente de Pressão Baroclínico . . . . .	74
5.3.2	Circulação Forçada pelo Vento . . . . .	75
5.3.3	Conectividade Jaguaripe-BTS . . . . .	79
<b>6</b>	<b>Conclusão . . . . .</b>	<b>85</b>
	<b>Agradecimentos . . . . .</b>	<b>89</b>
	<b>Referências . . . . .</b>	<b>91</b>

# Índice de Tabelas

3.1	Parâmetros do modelo . . . . .	17
4.1	Índices dos mecanismos de ressurgência (esquerda) e índices de circulação de ressurgência (direita). . . . .	24
4.2	Número de eventos identificados para S1, S2, S3, S4 e S5, como indicado na Fig. 4.1. P/V e I/O indicam os períodos de primavera/verão e outono/inverno, respectivamente. . . . .	37
4.3	Média e desvio padrão da duração dos eventos em dias para S1, S2, S3, S4 e S5, como indicado na Fig. 4.1. P/V e I/O indicam os períodos de primavera/verão e outono/inverno, respectivamente. . . . .	37
4.4	Média e desvio padrão das séries temporais de $T_{costa}$ e $T_{80}$ para S1, S2, S3, S4 e S5, conforme indicado nas Figs. 4.8 e 4.9, respectivamente. As unidades são $^{\circ}C$ . . . . .	37
4.5	Média e desvio padrão das séries temporais da anomalia de $T_{costa}$ e $T_{80}$ para S1, S2, S3, S4 e S5, conforme indicado nas Figs. 4.8 e 4.9, respectivamente. As unidades são $^{\circ}C$ . Considerando o período completo, a média da anomalia é zero, portanto somente o desvio padrão é mostrado. . . . .	38
4.6	Média e desvio padrão das séries temporais de $T_{ek}$ , $T_{bomb}$ , $T_{Vento}$ , $T_{Cco}$ e $T_{TOT}$ para S1, S2, S3, S4 e S5 apresentadas na Fig. 4.10 e 4.11. As unidades são $m^2 s^{-1}$ . . . . .	40
4.7	Média e desvio padrão das séries temporais de $T_{costa}$ , $T_{80}$ , respectivas anomalias, $T_{ek}$ , $T_{bomb}$ , $T_{Vento}$ , $T_{Cco}$ e $T_{TOT}$ para S4 considerando somente os eventos de ressurgência de conectividade (esquerda) e somente os eventos de uplift de conectividade (direita). As unidades são $^{\circ}C$ para $T_{costa}$ , $T_{80}$ e respectivas anomalias e $m^2 s^{-1}$ para $T_{ek}$ , $T_{bomb}$ , $T_{Vento}$ , $T_{Cco}$ e $T_{TOT}$ e dias para a duração dos eventos. . . . .	47

5.1	Número e duração (dias) dos pulsos de troca; fluxo de troca total ( $Q_{Total}$ ), unidirecional ( $Q_{Uni}$ ) e bidirecional ( $Q_{Bi}$ ) em percentual de volume (%); condição de maré; e passagens de frentes frias (FF) registradas pelo (INPE, 2017) durante os pulsos de troca considerando suas intensidades. O percentual de volume é a razão entre o transporte de volume e o volume da baía no modelo ( $11,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ). As abreviações correspondem às cidades de Salvador (SSA), Ilhéus (Ilh), Caravelas (CA) e Vitória (Vit), conforme indicado na Fig. 5.1b.	70
5.2	Média e desvio padrão dos números adimensionais durante o período completo e os pulsos de troca de acordo com suas respectivas intensidades, conforme apresentados na Tab. 5.1.	70
5.3	Coefficientes de correlação entre $\Delta\rho_h$ e fontes de água doce.	74

# Índice de Figuras

1.1	Mapa da Baía de Todos os Santos. Extraído de Lessa et al. (2009). . . . .	2
1.2	Representação esquemática dos mecanismos de ressurgência. Painéis superiores: representação esquemática da ressurgência devido ao vento no hemisfério sul (esquerda). $\tau^y$ é a tensão do vento paralela à costa, $u_e$ é a velocidade <i>offshore</i> ao longo da espessura da camada de Ekman de superfície $H_e$ , $W$ é a velocidade vertical de ressurgência devido ao vento e $V$ é o jato costeiro associado à ressurgência. Representação esquemática da ressurgência devido à CCO no hemisfério sul (direita). $V_g$ é a média da velocidade da corrente geostrófica, $M_x$ é o transporte de massa através da CEF com uma espessura de $\delta$ , o uplift resultante $W_c$ é a velocidade de ressurgência devido à CCO e $u$ é a velocidade <i>offshore</i> com o mesmo volume que $W_c$ e gerada por conservação de volume. Adaptado de Roughan e Middleton (2004). Painel inferior esquerdo: representação esquemática da ressurgência de cânion no Hemisfério Norte. Extraído de Allen e Hickey (2010). Painel inferior direito: seção de temperatura vertical mostrando um vórtice da Corrente do Golfo induzindo o movimento ascendente de água mais fria. Extraído de Richardson et al. (1978).	4
1.3	Fluxos ao longo do canal (normalizado pelo fluxo de entrada máximo) e transversal ao canal (a escala do vetor aparece acima do canto superior direito em $\text{cm s}^{-1}$ ) em uma seção transversal (olhando para o estuário). As áreas hachuradas indicam regiões de fluxo de entrada. As isotacas estão em intervalos de $0,2 \text{ cm s}^{-1}$ . Para os painéis superiores, $Az = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; para os do meio, $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; e para os inferiores, $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Extraído de Valle-Levinson (2008). . . . .	6

1.4	Diagrama conceitual para ilustrar os efeitos da aceleração de Coriolis (fv, em azul) nas correntes ao longo do canal (u, em preto) no Hemisfério Norte. A circulação lateral é marcada por vetores vermelhos. O vento vindo do estuário (down-estuary wind) gera um fluxo de saída na camada superior e o fluxo de entrada na camada inferior, mas a força de Coriolis na circulação lateral de sentido anti-horário enfraquece esse fluxo de duas camadas. O vento indo para o estuário (up-estuary wind) gera fluxo de entrada na camada superior e o fluxo de saída na camada inferior, mas a força de Coriolis na circulação lateral de sentido horário opõe-se a este fluxo de duas camadas. Extraído de Li e Li (2012). . . . .	7
2.1	Representação esquemática da variação sazonal das Correntes de Contorno Oeste ao longo da PCLB. A linha cinza indica a posição mais a sul (17°S em julho) da bifurcação da CSE e a linha preta indica a posição mais a norte (13°S em novembro) da bifurcação da Corrente Sul Equatorial de acordo com (Rodrigues et al., 2007). Extraído de Amorim et al. (2013). . . . .	11
2.2	Elevação da superfície em 5 estações localizadas: no oceano (#13), Mar Grande (#19), Ilha dos Frades (#20) e Baía de Iguape (#18), mostrando a amplificação e distorção da maré dentro da Baía de Todos os Santos. Extraído de Cirano e Lessa (2007). . . . .	13
2.3	Descarga fluvial média mensal afluyente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias costeiras somadas à vazão dos rios Subaé, Traripe e Açu. Extraído de Lessa et al. (2009). . . . .	14
3.1	Domínio do modelo. Os painéis b) e c) ilustram os domínios da grade mãe e da grade aninhada. Os losangos azuis no painel b) indicam as estações meteorológicas do INPE onde as passagens de frentes frias foram registradas. Os retângulos vermelhos nos painéis a) e b) correspondem às áreas dos painéis b) e c). . . . .	18

- 4.1 Batimetria, modelo de grade e representação esquemática da circulação geral da região de estudo durante o verão. As isóbatas 30, 50, 1000, 2000 e 3000 m são representados por linhas pretas sólidas. As cinco radiais (linhas pretas perpendiculares ao litoral) são usadas para avaliar os eventos de ressurgência e uplift. As linhas azuis indicam a orientação adotada para estimar o transporte de Ekman. Os pontos vermelhos indicam o ponto de grade mais *onshore* onde foram obtidas as séries temporais de  $T_{costa}$ . Os pontos verdes indicam a posição geográfica da isóbata de 80 m para as estimativas de  $T_{80}$ . A linha vermelha sólida indica a seção XCAN, que segue a isóbata de 50 m e atravessa o Cânion de Salvador. As grades dos modelos foram plotadas em intervalos de 5 linhas de grade para melhorar a visibilidade. As abreviaturas indicam as seguintes seções: plataforma adjacente à Baía de Todos os Santos (S1), Baía de Todos os Santos (S2), ao norte do Cânion (S3), Cânion de Salvador (S4) e ao sul do Cânion (S5); e as correntes: Corrente do Brasil (CB), Corrente Norte do Brasil (CNB) e Subcorrente Norte do Brasil (SCNB). . . . . 23
- 4.2 Representação dos índices de circulação apresentados na Tab. 4.1.  $H_e$  indica a espessura da camada de Ekman de superfície a 40 km da costa. Os vetores indicam o campo de velocidade transversal/vertical. Os círculos pretos indicam a posição geográfica da quebra de plataforma para cada seção. A linha pontilhada indica a espessura da CEF desde a costa até a quebra de plataforma. 26
- 4.3 Mapa de RMSE entre a TSM observada (MURSST) e modelada para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de  $0,5^\circ\text{C}$ . As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5). . . . . 28
- 4.4 Diagramas de Taylor para o período de 2008 a 2012 para as seções S1 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), S3 (painel do meio esquerdo), S4 (painel do meio direito) e S5 (painel inferior). Os pontos verdes e azuis no eixo x mostram onde a TSM modelada e sua respectiva anomalia cairiam se houvesse uma concordância perfeita com a TSM observada e sua anomalia, respectivamente. Os pontos vermelho e laranja representam a comparação da TSM modelada com a TSM observada e o mesmo relativo às suas anomalias, respectivamente. Os desvios padrão (std), desvio quadrático médio (rmsd) e coeficientes de correlação (corr) considerando a TSM observada e a TSM modelada são indicados no topo, com os valores relativos às anomalias de TSM indicadas entre parênteses. . . . . 29

- 4.5 a) Mapa de RMSE entre os dados de vento do CCMP e CFSR para o período de 2008 a 2011. Os vetores indicam o vento médio do CFSR (verde) e CCMP (vermelho). As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5). Rosas dos ventos dos dados de vento do b) CCMP e c) CFSR. . . . . 31
- 4.6 Hovmöller da anomalia de  $T_{costa}$  na região costeira próximo a  $13^{\circ}\text{S}$  e para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1. . . . . 32
- 4.7 Hovmöller da anomalia de  $T_{80}$  na região costeira próximo a  $13^{\circ}\text{S}$  e para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1. . . . . 33
- 4.8 Séries temporais de  $T_{costa}$  para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 90 dias. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo). . . . . 34
- 4.9 Séries temporais de  $T_{80}$  para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 90 dias. Os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo). . . . . 35
- 4.10 Séries temporais de transporte de Ekman (azul), transporte por bombeamento de Ekman (vermelho) e transporte total devido ao vento (transporte de Ekman + transporte por bombeamento de Ekman) (preto) para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos e os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo). . . . . 41
- 4.11 Séries temporais de transporte total devido ao vento (transporte de Ekman + transporte por bombeamento de Ekman) (preto), transporte devido à CCO (azul claro) e transporte total (transporte total devido ao vento + transporte devido à CCO) (laranja) para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos e os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo). . . . . 42

- 4.12 Contribuições dos mecanismos de ressurgência devido ao vento e à CCO e padrões de circulação de ressurgência: a) porcentagem de influência nos eventos ressurgência (esquerda) e uplift (direita) em cada seção e b) transporte médio ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) durante eventos ressurgência (esquerda) e uplift (direita) em cada seção. . . . . 43
- 4.13 Hovmöller da anomalia de temperatura a 50 m para o período de 2008 a 2012 ao longo de XCAN, conforme indicado na Fig. 4.1. A isolinha preta indica a isoterma  $-0,5^\circ\text{C}$ . Os eventos de ressurgência (uplift) de conectividade são indicados por círculos (triângulos) brancos e o estudo de caso 2 é indicado em amarelo. As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5). . . . . 49
- 4.14 Séries temporais de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  (painéis superiores), transportes (painéis do meio) e padrões de circulação (painéis inferiores) durante o evento do estudo de caso 1 para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 30 dias para  $T_{ek}, T_{bomb}$  e  $T_{Vento}$ , e de 90 dias para  $T_{CCO}$  e  $T_{TOT}$ . O evento do estudo de caso 1 é indicado por um círculo verde. . . . . 51
- 4.15 Painel superior: seção transversal de temperatura durante o estágio de pico do evento do estudo de caso 1 para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1. O intervalo entre as isotermas é de  $1^\circ\text{C}$ . Painel inferior: seção transversal da velocidade durante o pico do mesmo evento para cada seção. Velocidades negativas (positivas) são para o sul (para o norte). O intervalo entre as isótacas é de  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ . Os vetores indicam o campo de velocidade transversal/vertical. . . . . 52
- 4.16 Mapa da magnitude do vento a 10 m durante os dias 2, 3 e 4 de dezembro de 2008. O intervalo entre os contornos é  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Os vetores indicam a intensidade e direção do vento. As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1. . . . . 53
- 4.17 Painéis à esquerda: seção de temperatura ao longo de XCAN, conforme indicado na Fig. 4.1, durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade do estudo de caso 2. Os vetores indicam o campo de velocidade ao longo de XCAN e vertical. Painéis à direita: mapa de temperatura a 40 m durante o e) estágio anterior, f) estágio inicial, g) estágio intermediário e h) estágio de pico do evento de conectividade do estudo de caso 2. A linha grossa indica a isoterma de  $23^\circ\text{C}$ . Os vetores indicam o campo de velocidade horizontal a 40 m. . . . . 56

- 5.1 Domínio do modelo (a - c) e batimetria da região de estudo (d). Os painéis b) e c) ilustram os domínios da grade mãe e da grade aninhada. Os losangos azuis no painel b) indicam as estações meteorológicas do INPE onde as passagens de frentes frias foram registradas. No painel d), a linha contínua indica a seção transversal para estimar o fluxo de troca na entrada da baía. A linha tracejada indica a seção no interior da baía utilizada para estimar o gradiente horizontal de densidade ao longo da baía. O losango azul claro indica o ponto interno da baía para calcular as diferenças no nível do mar entre a entrada e o interior da baía. O ponto e a linha vermelhos indicam o ponto de grade e a orientação adotada para estimar o transporte de Ekman, respectivamente. As isóbatas de 10 (vermelho), 25 (verde), 70 (azul) e 500 m (preto) são representadas. Os retângulos vermelhos nos painéis a) a c) correspondem às áreas dos painéis b) a d). . . . . 58
- 5.2 Série temporal do fluxo de troca na entrada da BTS durante o ano de 2008 para demonstrar o processamento dos dados de fluxo de troca. O painel superior indica o fluxo de troca total; o painel do meio indica o fluxo de troca de baixa frequência e o painel inferior indica o fluxo de troca sinótico separado em componente unidirecional (linha preta cheia) e componente bidirecional (linha tracejada cinza). . . . . 59
- 5.3 Representação dos padrões do fluxo de troca sinótico e suas condições necessárias. As linhas tracejadas grossas indicam os setores, a saber, A e B, enquanto as linhas tracejadas finas indicam as divisões  $A_{banco}$  e  $A_{canal}$  dentro do setor A. Os valores de anomalia de velocidade positiva e negativa indicam entrada e saída, respectivamente. A linha branca indica o nível de nenhum movimento. O intervalo entre isóbatas é de  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$ . . . . . 61
- 5.4 Análise de ondeleta para a) fluxo de troca subinercial e suas forçantes: b) transporte de Ekman, c) tensão do vento ao longo do canal, d) balanço de água (evaporação menos precipitação) e e) descarga fluvial. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. A hachura em branco indica o "cone de influência", onde os efeitos de borda se tornam importantes. O pacote de análise de ondeleta foi disponibilizado por Aslan Grinsted (veja Grinsted et al. (2004)). . . . . 65

- 5.5 Circulação subinercial média na seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d) considerando a) período completo (2008-2014), b) picos de maré de sizígia e c) quadratura. Valores positivos e negativos indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente. Os vetores representam a circulação lateral. Linhas contínuas indicam contornos isopicnais. Os números adimensionais e o raio de deformação interno são indicados. O eixo x indica a distância em km da margem oeste da entrada da BTS. . . . . 66
- 5.6 Série temporal de componentes do fluxo de troca na seção transversal na entrada da baía, conforme indicado na Fig. 5.1d. A linha grossa indica  $Q_{Uni}$  e a linha cinza indica  $Q_{Bi}$  ( $Q_{Bi_{in}}$ : valores positivos;  $Q_{Bi_{out}}$ : valores negativos). Os círculos azul e vermelho indicam o pico dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ , respectivamente. As linhas tracejadas e sólidas horizontais indicam 2 e 3 desvios padrão de  $Q_{Bi}$ , respectivamente. As linhas verticais tracejadas indicam passagens de frentes frias em Salvador (13°S, roxo), Ilhéus (15°S, vermelho), Caravelas (18°S, laranja) e Espírito Santo (21°S, verde) registrado pelas estações meteorológicas do INPE (INPE, 2017), como indicado na Fig. 5.1b. As unidades são  $m^3 s^{-1}$ . . . . . 68
- 5.7 Rosas dos ventos dos dados de vento (CFSR) que forçaram o modelo sobre a superfície da água dentro da baía durante a) primavera e verão, b) outono e inverno, c) picos dos pulsos  $Circ_+$ , d) picos dos pulsos  $Circ_-$ , e) picos dos pulsos  $Circ_+ std_1$  e f) picos dos pulsos  $Circ_- std_3$ . . . . . 69
- 5.8 a) Análise qualitativa: fluxo de troca predominante (unidirecional ou bidirecional) e números adimensionais durante picos dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ . b) Análise quantitativa: números adimensionais de acordo com a intensidade dos picos dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ . . . . . 71

- 5.9 Séries temporais de a) vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no ponto médio da seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d), b) transporte de Ekman normal à costa ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) a 40 km da costa e tensão do vento ao longo do canal (Pa), c) números adimensionais, d) fluxo de troca ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), e) aporte de água doce e  $\Delta\rho_h$  normalizados (subtraídos da média e divididos pelo desvio padrão), f) ASM (cm) e análise de coerência de ondeleta entre g) tensão do vento ao longo do canal e  $Q_{Bi_{out}}$ , h)  $\Delta\rho_h$  e módulo de  $Q_{Bi_{out}}$ , i) tensão do vento ao longo do canal e  $\Delta\rho_h$ , e j) descarga do rio Paraguaçu e  $\Delta\rho_h$  durante o estudo de caso *Circ+*. O eixo y indica o período em dias. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. As setas brancas indicam a fase entre as séries temporais em um determinado período de acordo com a escala à direita. As linhas verticais tracejadas indicam a duração do pulso. . . . . 80
- 5.10 Mapas de a) ASM subinercial (cm) com vetores de superfície (preto), fundo (laranja) e integrado (amarelo) e b) salinidade subinercial na superfície com isohalina de 36 em branco e perfis de c) salinidade subinercial com isohalina de 36, d) velocidade subinercial, e) velocidade de baixa frequência e f) anomalia de velocidade ( $\text{cm s}^{-1}$ ) com contornos isopicnais e vetores de circulação lateral durante o pico do estudo de caso *Circ+*. Os valores positivos e negativos de velocidade indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente. . . . . 81
- 5.11 Séries temporais de a) vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no ponto médio da seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d), b) transporte de Ekman normal à costa ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) a 40 km da costa e tensão do vento ao longo do canal (Pa), c) números adimensionais, d) fluxo de troca ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), e) aporte de água doce e  $\Delta\rho_h$  normalizados (subtraídos da média e divididos pelo desvio padrão), f) ASM (cm) e análise de coerência de ondeleta entre g) tensão do vento ao longo do canal e  $Q_{Bi_{in}}$ , h)  $\Delta\rho_h$  e módulo de  $Q_{Bi_{out}}$ , i) tensão do vento ao longo do canal e  $\Delta\rho_h$ , e j) descarga do rio Paraguaçu e  $\Delta\rho_h$  durante o estudo de caso *Circ-*. O eixo y indica o período em dias. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. As setas brancas indicam a fase entre as séries temporais em um determinado período de acordo com a escala à direita. As linhas verticais tracejadas indicam a duração do pulso. . . . . 82

- 5.12 Mapas de a) ASM subinercial (cm) com vetores de superfície (preto), fundo (laranja) e integrado (amarelo) e b) salinidade subinercial na superfície com isohalina de 36 em branco e perfis de c) salinidade subinercial com isohalina de 36, d) velocidade subinercial, e) velocidade de baixa frequência e f) anomalia de velocidade ( $\text{cm s}^{-1}$ ) com contornos isopicnais e vetores de circulação lateral durante o pico do estudo de caso *Circ+*. Os valores positivos e negativos de velocidade indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente. . . . . 83
- 5.13 Painéis superiores: mapas da salinidade subinercial na superfície com vetores de corrente na superfície durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade entre o Jaguaripe e a entrada da baía. A direção e velocidade do vento promediada ao longo na entrada da baía são apresentadas conforme indicado na Fig. 5.1. Painéis inferiores: perfis de salinidade subinercial com contornos isopicnais durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade entre o Jaguaripe e a entrada da baía. O intervalo entre isohalinas é de 0,5. A linha grossa branca indica a isohalina de 36. . . . . 84

# Lista de Abreviaturas

- AT – Água Tropical
- ACAS – Água Central do Atlântico Sul
- ASM – Altura da Superfície do Mar
- BTS – Baía de Todos os Santos
- CA – Caravelas
- CB – Corrente do Brasil
- $C_{can}$  – Circulação forçada por cânion
- CCMP – Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector Analyses
- CCO – Corrente de Contorno Oeste
- $C_{cco}$  – Circulação forçada pela Corrente de Contorno Oeste
- CEF – Camada de Ekman de Fundo
- $C_{ek}$  – Circulação forçada pelo Vento
- $Circ_+$  – Circulação a favor da circulação gravitacional
- $Circ_-$  – Circulação oposta à circulação gravitacional
- $Circ_{+h}$  – Circulação a favor da circulação retificada pela maré
- $Circ_{-h}$  – Circulação oposta à circulação retificada pela maré
- $C_{other}$  – Outra Circulação
- CSE – Corrente Sul Equatorial
- $\Delta\rho_h$  – Gradiente horizontal de densidade
- $Fr_0$  – Número de Froude mareal
- GFS – Global Forecasting System
- GHRSSST – Group for High-Resolution Sea Surface Temperature
- Ilh – Ilhéus
- MURSST – Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature
- NCEP – National Centers for Environmental Prediction
- PCBL – Plataforma Continental Brasileira Leste
- $Q_{Total}$  – Fluxo de troca total
- $Q_{Uni}$  – Componente barotrópica do fluxo de troca sinótico

- $Q_{Bi}$  – Componente baroclínica do fluxo de troca sinótico
- $Q_{Bi_{in}}$  – Componente baroclínica do fluxo de troca sinótico de entrada
- $Q_{Bi_{out}}$  – Componente baroclínica do fluxo de troca sinótico de saída
- REMO – Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica
- Rdi – Raio interno de Rossby
- Ri – Número de Richardson
- RMSD – Root Mean Square Deviation
- RMSE – Root Mean Square Error
- ROMS – Regional Ocean Modeling System
- $S_0$  – Número de Tensão
- SSA – Salvador
- $T_{bomb}$  – Transporte por bombeamento de Ekman
- $T_{Cco}$  – Transporte pela corrente de contorno oeste
- $T_{costa}$  – Temperatura da superfície do mar costeira
- $T_{ek}$  – Transporte de Ekman
- $T_{TOT}$  – Transporte total
- $T_{Vento}$  – Transporte total devido ao vento
- $T_{80}$  – Temperatura de fundo na isóbata de 80 m
- TSM – Temperatura da Superfície do Mar
- $T_{total}$  – Transporte total de Ekman
- Vit – Vitória
- Wn – Número de Wedderburn

# 1

## Introdução

A Baía de Todos os Santos (BTS) está entre as principais baías brasileiras: é a segunda em área e possui grande importância socioeconômica. A BTS situa-se nas adjacências da terceira maior região metropolitana do Brasil: a cidade de Salvador com mais de 3 milhões de habitantes (Fig. 1.1).

A BTS tem um destacado papel na atividade petrolífera brasileira por abrigar o maior complexo petroquímico do Hemisfério Sul, o Pólo Petroquímico de Camaçari. Aliado a isso, existem poços de prospecção de petróleo e gás a cerca de 100 km da entrada da baía. Logo a nordeste da entrada da BTS, encontram-se 3 emissários submarinos projetados para suportar uma descarga máxima de  $8,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (CRA, 2001). Dois destes emissários descartam resíduos químicos, enquanto que o outro é destinado ao descarte de resíduos domésticos.

Devido a sua importância econômica, oito dos dez portos da Bahia situam-se na BTS. Dentre estes portos, os mais importantes são o Porto de Salvador e o Porto de Aratu com um fluxo total por ano de  $31,4 \times 10^6$  toneladas, representando cerca de 5% da atividade portuária brasileira (ANTAQ, 2005).

Além do aspecto econômico, a BTS mostra também grande relevância biológica devido à presença de ecossistemas com alta biodiversidade, como uma expressiva extensão de recifes de corais, estuários e manguezais. Haja vista sua relevância ambiental, a região foi designada, através do decreto Estadual 7.595 (de 5 de julho de 1999), como uma Área de Proteção Ambiental, a APA Baía de Todos os Santos.

Apesar de sua importância no cenário socioeconômico brasileira, existem ainda poucos estudos das condições oceanográficas da BTS na literatura. Mesmo com a realização de programas de monitoramento contínuo na baía e nas regiões adjacentes, esses resultados



dos recursos da BTS assim como para a investigação científica na área da oceanografia física e em outras áreas, por exemplo, ecologia e biogeoquímica marinha, morfologia costeira, sedimentologia e aquicultura.

## 1.1 Processos de Ressurgência

Os processos de ressurgência tem sido foco de estudos nas últimas décadas devido à sua importância como motor da produtividade biológica em áreas costeiras. Seguindo Rochford (1991), o termo ressurgência (*upwelling*) é usado aqui para se referir à advecção de águas de maior profundidade e com menor temperatura até a superfície, enquanto o termo *uplift* refere-se à advecção dessas águas para uma certa profundidade, mas sem atingir a superfície. Embora tanto a ressurgência como o *uplift* conduzam águas ricas em nutrientes para a costa, esses fenômenos são distintos em relação à intensidade, duração, localização e mecanismos forçantes, conforme indicado em estudos anteriores (e.g., Oke e Middleton, 2001; Roughan e Middleton, 2002; Castelão et al., 2004; Palma e Matano, 2009).

Já é bem estabelecido na literatura que o transporte de Ekman e o bombeamento de Ekman podem promover a ressurgência costeira. O primeiro mecanismo envolve a advecção da água costeira em direção ao oceano aberto pela componente paralela à costa da tensão do vento. Como consequência, a água ressurge próximo à costa para compensar o transporte de Ekman *offshore* (Smith, 1981). Este processo também envolve a criação de um jato geostrófico com a mesma direção do vento ao longo da plataforma, enquanto que uma contracorrente geostrófica, com direção oposta ao vento, desenvolve-se sobre a porção superior da elevação continental (Bowden, 1983; Kampf e Chapman, 2016). Sobre o segundo mecanismo, o rotacional negativo (positivo) de tensão do vento gera uma divergência (convergência) na superfície do oceano, resultando em sucção (bombeamento) de Ekman, forçando assim o movimento ascendente (descendente) da água no hemisfério sul (Pickett e Paduan, 2003; Castelão e Barth, 2006; Castelão, 2012; Wang e Castelão, 2016). Neste trabalho, a sucção de Ekman será referida como um bombeamento de Ekman positivo (orientado para cima no eixo  $z$ ).

Embora a maioria dos estudos tenha se focado na ressurgência causada pelo vento, estudos recentes têm se concentrado nos processos de ressurgência induzidos pela interação entre Corrente de Contorno Oeste (CCO) e a plataforma continental. A aproximação da CCO (movimento do seu eixo em direção à costa) contribui para o pré-condicionamento das isotermas e, se a CCO for suficientemente intensa, a advecção de água da quebra da plata-

forma ocorrerá através da Camada de Ekman de Fundo (CEF) (Roughan e Middleton, 2002). Além disso, as variações topográficas, como o estreitamento/alargamento da plataforma e as mudanças na orientação da costa, também influenciam a dinâmica da CCO (por exemplo, sua intensidade, eixo e atividade de meso-escala) e, por sua vez, processos de ressurgência induzidos pela mesma (Lutjeharms et al., 2000; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Roughan e Middleton, 2002). Além disso, vórtices ciclônicos liberados pelo fluxo principal do CCO elevam a termoclina devido à divergência na superfície, até um ponto em que a região torna-se pré-condicionada à ressurgência (Roughan e Middleton, 2002).

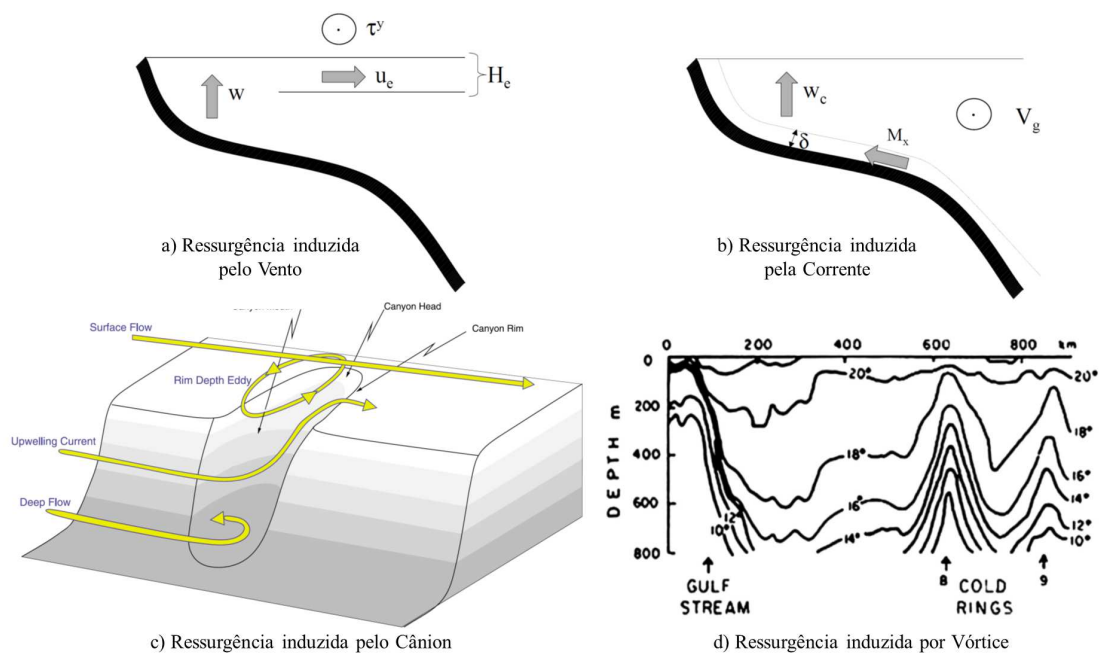


Figura 1.2: Representação esquemática dos mecanismos de ressurgência. Painéis superiores: representação esquemática da ressurgência devido ao vento no hemisfério sul (esquerda).  $\tau^y$  é a tensão do vento paralela à costa,  $u_e$  é a velocidade *offshore* ao longo da espessura da camada de Ekman de superfície  $H_e$ ,  $W$  é a velocidade vertical de ressurgência devido ao vento e  $V$  é o jato costeiro associado à ressurgência. Representação esquemática da ressurgência devido à CCO no hemisfério sul (direita).  $V_g$  é a média da velocidade da corrente geostrofica,  $M_x$  é o transporte de massa através da CEF com uma espessura de  $\delta$ , o uplift resultante  $W_c$  é a velocidade de ressurgência devido à CCO e  $u$  é a velocidade *offshore* com o mesmo volume que  $W_c$  e gerada por conservação de volume. Adaptado de Roughan e Middleton (2004). Painel inferior esquerdo: representação esquemática da ressurgência de cânion no Hemisfério Norte. Extraído de Allen e Hickey (2010). Painel inferior direito: seção de temperatura vertical mostrando um vórtice da Corrente do Golfo induzindo o movimento ascendente de água mais fria. Extraído de Richardson et al. (1978).

De acordo com Hickey (1997), os cânions submarinos são regiões onde ocorrem processos de ressurgência, havendo um fluxo de nutrientes em direção à plataforma (Hickey e Banas, 2008). Os mecanismos de ressurgência em cânions são bem diferentes dos descritos acima. Durante os ventos favoráveis à ressurgência, o gradiente de pressão em direção à costa, que mantém o fluxo geostrófico, quebra a restrição geostrófica ao interagir com a topografia do cânion, conduzindo a água para o interior do mesmo. Mirshak e Allen (2005) sugerem que a ressurgência de cânion requer um fluxo geostrófico na direção oposta à propagação da onda de Kelvin, que é a mesma direção do jato geostrófico inerente à ressurgência causada pelo vento. Além disso, Kampf (2006) sugere que o fluxo em direção ao cânion é gerado pelo ajuste rápido aos gradientes de pressão barotrópico estabelecidos em todo o cânion. O autor também sugere que os distúrbios no campo de densidade intensificam os processos de ressurgência de cânion, mas não são essenciais à sua geração. Nesse processo, a formação de um vórtice ciclônico dentro do cânion ocorre como um efeito importante da estratificação. Durante os fortes ventos favoráveis à ressurgência, os cânions submarinos "bombeiam" a água da elevação continental para a plataforma. Nesse processo, essa água é advectada pela corrente costeira induzida pelo vento. Assim, eventos de ressurgência induzida por cânion podem fertilizar grandes áreas na plataforma continental adjacente. Para os ventos favoráveis à subsidência, no entanto, um vórtice anticiclônico com o eixo maior alinhado à costa aparece próximo à cabeça do cânion. Ao contrário, o vórtice ciclônico formado durante os ventos favoráveis à ressurgência tem o seu eixo maior alinhado perpendicular à costa (She e Klinck, 2000). A Fig. 1.2 mostra uma representação esquemática dos mecanismos de ressurgência e suas implicações na região são apresentadas abaixo.

## 1.2 Processos de Troca baía-plataforma

Compreender a dinâmica dos fluxos de troca baía-plataforma é de fundamental interesse para a pesquisa e gestão de um ambiente estuarino. Tradicionalmente, o fluxo de troca é representado pela circulação gravitacional gerada por um gradiente de densidade ao longo do canal, em que a água menos densa flui para fora da baía, ao passo que a água mais densa vinda do oceano entra por baixo (e.g., Pritchard, 1952). A estrutura da circulação gravitacional pode ser influenciada pela largura e pela batimetria da bacia (Wong e Valle-Levinson, 1994; Friedrichs e Hamrick, 1996; Kasai et al., 2000; Valle-Levinson et al., 2003). Valle-Levinson (2008) investigou o fluxo de troca induzido por densidade em termos dos números de Ekman (Ek) e Kelvin (Ke). De acordo com esses autores, o fluxo de troca apresenta um cisalhamento horizontal em condições de atrito elevado ( $Ek > 1$ ) independentemente da largura da bacia

( $Ke$ ) (Figs. 1.3c, f e i). Sob atrito intenso, o fluxo de saída ocorre pelas laterais, enquanto o fluxo de entrada ocupa toda a coluna de água no meio do canal. O padrão do fluxo de troca também é cisalhado horizontalmente sob fraca fricção ( $Ek \ll 1$ ) e em bacias largas ( $Ke > 2$ ) (Fig. 1.3a). Nesse caso, para o Hemisfério Norte, o fluxo de saída e o fluxo de entrada são concentrados na parte esquerda e direita da seção transversal, respectivamente. No hemisfério sul, o cenário é inverso, com fluxo de saída e entrada ocupando a direita e a esquerda, respectivamente. Além disso, sob baixo atrito ( $Ek \ll 1$ ) e à medida que a largura da bacia torna-se pequena ( $Ke < 1$ ), a circulação de troca tende a ser mais cisalhada verticalmente, com fluxo de saída na superfície e o de entrada abaixo (Figs. 1.3d e g).

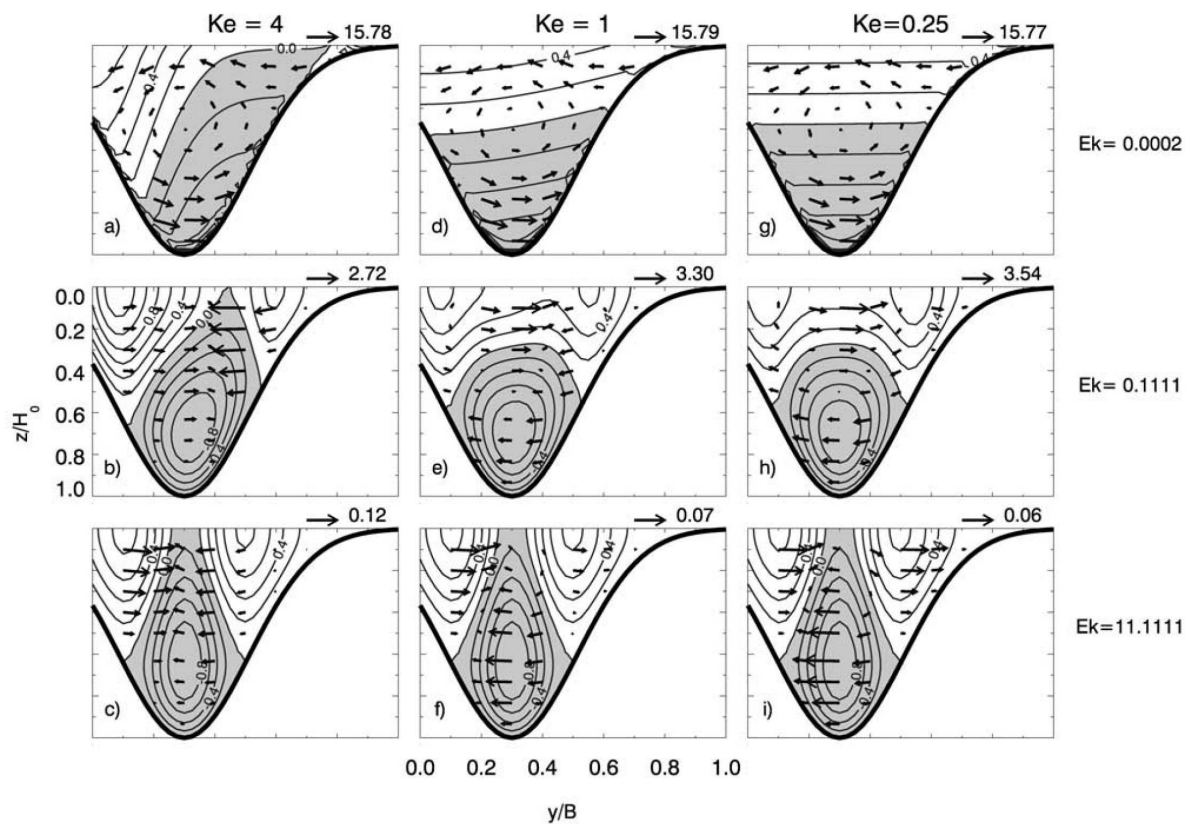


Figura 1.3: Fluxos ao longo do canal (normalizado pelo fluxo de entrada máximo) e transversal ao canal (a escala do vetor aparece acima do canto superior direito em  $\text{cm s}^{-1}$ ) em uma seção transversal (olhando para o estuário). As áreas hachuradas indicam regiões de fluxo de entrada. As isotacas estão em intervalos de  $0,2 \text{ cm s}^{-1}$ . Para os painéis superiores,  $Az = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; para os do meio,  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; e para os inferiores,  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Extraído de Valle-Levinson (2008).

Os ventos também são conhecidos por modificar a circulação estuarina. A influência dos ventos nos fluxos de troca é atribuída principalmente a dois processos: os efeitos remoto e

local do vento. O efeito remoto do vento está associado às variações do nível do mar induzidas pelo vento na entrada de um estuário, as quais podem produzir um transporte subinercial unidirecional (barotrópico) (de entrada ou de saída) na entrada da baía. Ao contrário, o efeito local do vento atua diretamente sobre a área superficial do estuário produzindo um fluxo bidirecional (baroclínico), que consiste em correntes com a mesma direção do vento na camada superior e com direção contrária ao vento na camada inferior, cujo transporte líquido integrado na coluna de água é nulo (Wong e Valle-Levinson, 2002; Guo e Valle-Levinson, 2008).

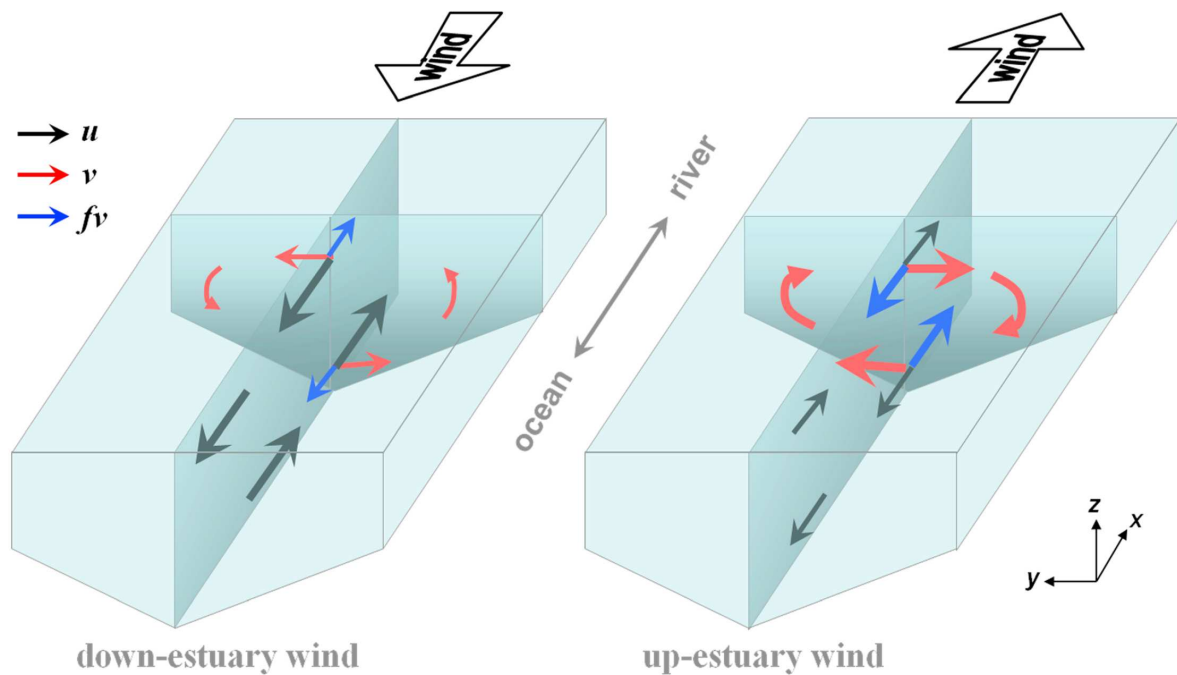


Figura 1.4: Diagrama conceitual para ilustrar os efeitos da aceleração de Coriolis ( $f_v$ , em azul) nas correntes ao longo do canal ( $u$ , em preto) no Hemisfério Norte. A circulação lateral é marcada por vetores vermelhos. O vento vindo do estuário (down-estuary wind) gera um fluxo de saída na camada superior e o fluxo de entrada na camada inferior, mas a força de Coriolis na circulação lateral de sentido anti-horário enfraquece esse fluxo de duas camadas. O vento indo para o estuário (up-estuary wind) gera fluxo de entrada na camada superior e o fluxo de saída na camada inferior, mas a força de Coriolis na circulação lateral de sentido horário opõe-se a este fluxo de duas camadas. Extraído de Li e Li (2012).

Valle-Levinson (1995) e Scully et al. (2005) demonstraram a influência do efeito local do vento no padrão de troca e na estratificação estuarina. Esses autores propuseram um mecanismo de *straining* induzido pelo vento, onde o vento vindo do estuário (down-estuary wind) aumenta o cisalhamento vertical e distende o gradiente de densidade do canal aumentando a

estratificação, enquanto que o vento indo para o estuário (up-estuary wind) reduz ou mesmo reverte o cisalhamento vertical, tendendo a diminuir a estratificação. Chen e Sanford (2009), com base em uma simulação numérica para um canal estuarino idealizado, descobriram que a razão entre o *straining* e a mistura induzidos pelo vento determina o efeito resultante deste sobre a estratificação. O *straining* por vento ocorre por advecção horizontal de água menos/mais densa por cisalhamento vertical forçado pelo vento, enquanto que a mistura por vento refere-se à mistura vertical direta induzida pela tensão do vento sobre a superfície da água. Suas descobertas sugerem que os ventos vindos do estuário moderados aumentam a estratificação, sendo o *straining* por vento mais intenso do que a mistura por vento. Além disso, sugerem que intensos ventos vindos do estuário promovem uma mistura por vento mais intensa, reduzindo a estratificação. Finalmente, todos os ventos indo para o estuário diminuem a estratificação devido ao *straining* por vento e à mistura por vento trabalharem em conjunto para promover a mistura em toda a coluna de água. Em relação à circulação lateral induzida pelo vento, Li e Li (2011) descobriram que, na presença de efeitos de rotação (considerando o Hemisfério Norte), os ventos vindos do estuário (indo para o estuário) impõem um circulação em sentido anti-horário (horário) no eixo transversal ao canal, o que inclina e aplanam as isopicnais, respectivamente, e reduz o cisalhamento das correntes normais ao canal (Fig. 1.4).

### 1.3 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal o estudo da sazonalidade e variabilidade sinótica dos processos de ressurgência e de fluxo de troca inerentes à região que conecta a BTS e a PCLB. Como objetivos específicos, pretende-se:

- Caracterizar a sazonalidade e variabilidade sinótica dos processos de ressurgência e seus mecanismos forçantes na PCLB, nas proximidades de 13°S;
- Avaliar a influência do Cânion de Salvador na circulação associada à ressurgência e possíveis interações do sistema cânion-plataforma adjacente à BTS;
- Investigar a estrutura média e as forçantes da circulação subinercial na entrada da BTS;
- Analisar, com base em simulações hidrodinâmicas de longa duração, com forçantes atmosféricas sinóticas, os mecanismos do fluxo de troca entre a BTS e a PCLB;

- 
- Avaliar a influência de eventos/pulsos ocorridos, seja no interior da BTS, seja na plataforma continental, na dinâmica do fluxo de troca na BTS.

# 2

## Caracterização da Área de Estudo

### 2.1 Plataforma Continental Leste Brasileira

A PCLB, apresenta uma batimetria complexa e apresenta importantes processos oceanográficos. A PCLB, que se estende de 13°S a 22°S (Knoppers et al., 1999), é a plataforma continental mais estreita do litoral brasileiro, exceto no Banco Abrolhos (18°S), onde a plataforma se amplia até 190 km. Na vizinhança da Baía de Todos os Santos (13°S) (Fig. 4.1), onde a plataforma se estende por apenas 17 km, a circulação costeira é fortemente influenciada pela porção norte do giro subtropical do Atlântico Sul, onde a bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) produz duas CCOs: a Corrente Norte do Brasil e a Corrente do Brasil (CB) que fluem para norte e para sul, respectivamente.

De acordo com Rodrigues et al. (2007), a bifurcação da CSE sofre uma excursão latitudinal sazonal com os primeiros 400 m da coluna de água oscilando entre  $\sim 13^{\circ}\text{S}$  no verão e  $\sim 17^{\circ}\text{S}$  no inverno. Nos primeiros 150 m, existe uma alternada dominância entre os fluxos para norte e para sul em  $14^{\circ}\text{S}$  (Amorim et al., 2013). Os fluxos para sul prevalecem de outubro a fevereiro, enquanto que os fluxos para norte ocorrem preferencialmente de março a setembro. Esses fluxos são geralmente associados à Água Tropical quente e salina ( $T > 20^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 36.40$  (Castro e Miranda, 1998)). Assim, a CCO pode ser favorável (para o sul) ou desfavorável (para o norte) à ressurgência/uplift na região do estudo, dependendo da época do ano. Entre aproximadamente 150 e 400 m, o fluxo do norte persiste ao longo de todo o

ano carregando a água da termoclina, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS,  $T < 20^{\circ}\text{C}$ ,  $S < 36.40$  (Castro e Miranda, 1998)).

Santos (2014) foi o primeiro estudo sobre os processos de ressurgência induzida por vento próximo à região da bifurcação da CSE no verão ( $13^{\circ}\text{S}$ ). Em seu estudo, foram utilizados 3 métodos (M1, M2 e M3) de identificação do fenômeno em 9 segmentos de 20 km de extensão ao longo da plataforma continental, os quais foram delimitados a leste pela isóbata de 200 m. Assim, a partir dos métodos M1, M2 e M3 foram identificados 47, 34 e 35 eventos de ressurgência no período de 2003 a 2012, respectivamente. Além disso, o autor observou que os eventos de ressurgência ocorreram com maior frequência entre os meses de dezembro a março, muitas vezes abrangendo grande parte da plataforma e com duração de 72 horas a 11 dias.

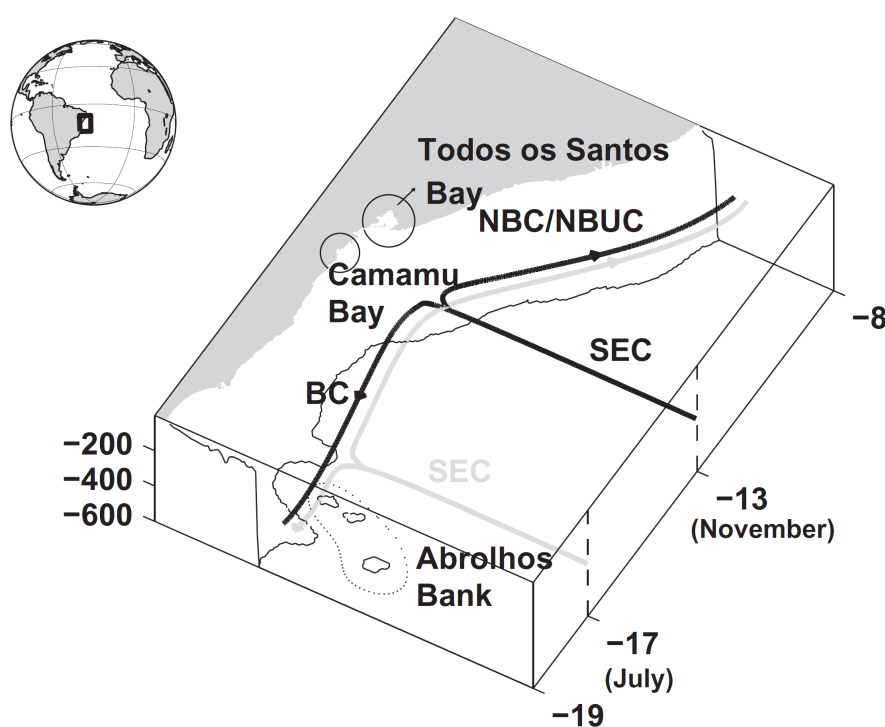


Figura 2.1: Representação esquemática da variação sazonal das Correntes de Contorno Oeste ao longo da PCLB. A linha cinza indica a posição mais a sul ( $17^{\circ}\text{S}$  em julho) da bifurcação da CSE e a linha preta indica a posição mais a norte ( $13^{\circ}\text{S}$  em novembro) da bifurcação da Corrente Sul Equatorial de acordo com (Rodrigues et al., 2007). Extraído de Amorim et al. (2013).

Em relação à distribuição das massas de água, estudos recentes sugerem implicações da ressurgência sobre a pesca e a diversidade de peixes ao longo do PCLB. Os resultados de Olavo et al. (2011) revelaram que a região entre  $13^{\circ}\text{S}$  e  $18^{\circ}\text{S}$ , de 40 a 200 m, como sendo uma área onde se encontram espécies características da PCLB, onde a maior parte

do esforço de pesca artesanal e comercial se concentra entre 30 e 80 m de profundidade (Olavo et al., 2005). Além disso, pesquisas hidrográficas realizadas por Braga et al. (2014) mostraram a ocorrência da ACAS a 200 m entre 13°S e 15°S, com temperaturas de cerca de 14°C observadas ao longo da plataforma adjacente à Baía de Todos os Santos. Os autores também indicam que a distribuição espacial da ACAS parece explicar a distribuição da diversidade de peixes lanterna.

O regime de vento na PCLB é caracterizado por ventos alísios sazonais. Durante a primavera/verão, os ventos sopram predominantemente de NE. Durante o outono/inverno, o vento sopra de E/SE quando a passagem de sistemas frontais é mais frequente (Dominguez, 2006).

Uma característica feição batimétrica da PCLB é o Cânion de Salvador (mostrado na Fig. 4.1). Trata-se de um estreito cânion submarino de 24 km de comprimento com uma profundidade axial (H) de 450 m e uma meia-largura (L) de 7,7 km, proporcionando uma relação de aspecto (H/L) de 0,06. O cânion é relativamente simétrico e aproximadamente perpendicular às isóbatas locais. As correntes geostróficas cruzam o eixo do cânion em ângulo reto (Amorim et al., 2012). Análise de escala realizada por Amorim et al. (2012) indica que o equilíbrio geostrófico não é mantido dentro do Cânion de Salvador. Esse estudo relatou que durante a primavera/verão, em uma situação de ventos favoráveis, a ressurgência foi fortemente intensificada no cânion. Além disso, também se observou uma aceleração das correntes normais à costa na cabeça do cânion e a formação de uma circulação ciclônica dentro do cânion. Durante o outono e o inverno, a subsidência intensificou-se no cânion e a velocidade das correntes paralelas à costa na região próxima à cabeça do cânion foi menos afetada quando comparada à situação de ressurgência. Durante o outono, a evidência de uma circulação anticiclônica a 150 m de profundidade também foi encontrada.

## 2.2 Baía de Todos os Santos

A BTS, centrada na latitude 12°50'S e na longitude 38°30'W, possui uma largura máxima aproximada de 32 km (eixo oeste-leste) e um comprimento de 50 km (eixo norte-sul). A baía é um típico sistema estuarino da planície costeira que recebe principalmente a descarga de três principais bacias de drenagem composta pelos rios Paraguaçu, Subaé e Jaguaripe. Sua área máxima e perímetro molhado em marés equinociais de sizígia, correspondem a 1223 km<sup>2</sup> e 1175 km<sup>2</sup>, respectivamente.

A BTS é uma baía rasa com uma profundidade ponderada por área de 9,8 m. Aproximadamente 94% da sua área situa-se acima das profundidades de 25 m. A área intermareal

é de 327 km<sup>2</sup> (27%), onde 152 km<sup>2</sup> são ocupados por manguezais e 175 km<sup>2</sup> por planícies sem cobertura vegetal. O volume da baía durante o máximo de marés de sizígia é aproximadamente 12 x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>, enquanto que o volume abaixo do datum hidrográfico é de 8,9 x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>, gerando assim um prisma máximo de sizígia de aproximadamente 3,1 x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> (Cirano e Lessa, 2007).

As marés são semi-diurnas, com um número de forma inferior ou igual a 0,11. Ao entrar na baía, a onda de maré é progressivamente amplificada e distorcida, especialmente nas regiões estreitas, sinuosas e/ou rasas (Fig. 2.2). Na parte mais interna da baía, o número do forma pode chegar a 0,06. No eixo central da baía, 97,5% da variação no nível da água é devido à ação da maré astronômica, e dentro da baía 86% da variância das correntes é controlada pelo regime de maré (Cirano e Lessa, 2007). Xavier (2002) observou variações significativas nas correntes entre as marés de sizígia e quadratura (quando as correntes são 50% mais intensas), porém nenhuma variação entre verão e inverno foi encontrada. Com base em dados de derivadores, a autora estimou valores de excursão de maré entre 3,7 a 7 km, adotando o valor de 6 km como padrão para a BTS.

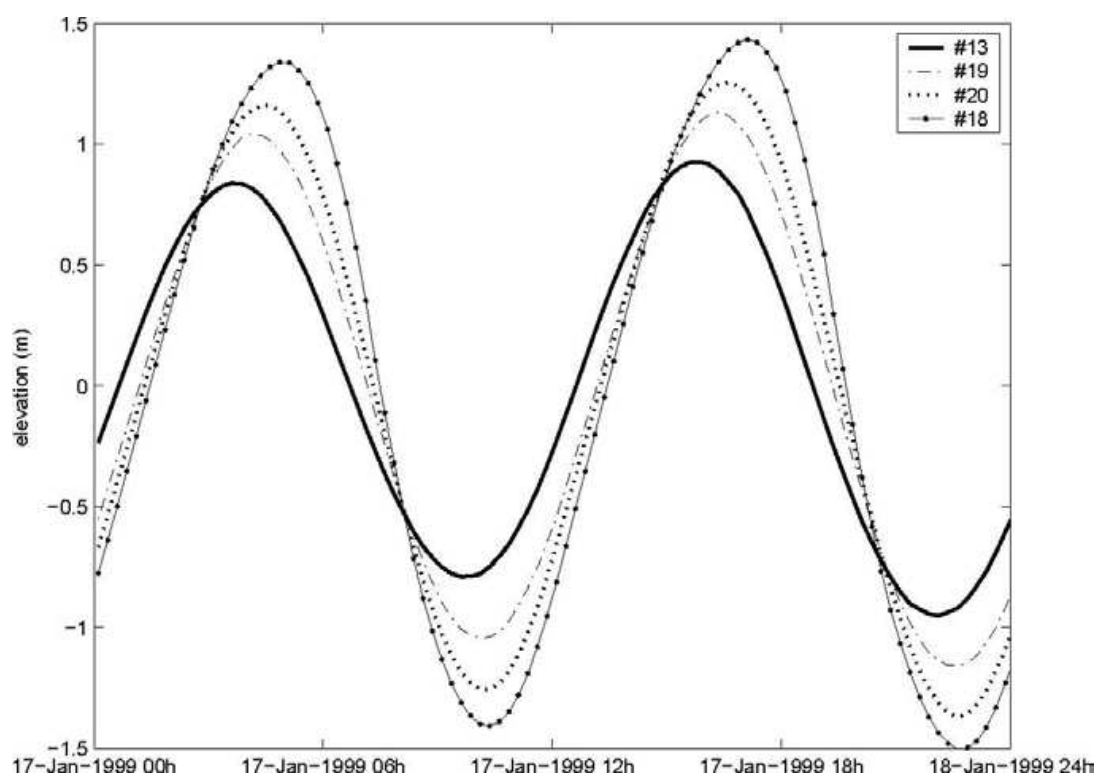


Figura 2.2: Elevação da superfície em 5 estações localizadas: no oceano (#13), Mar Grande (#19), Ilha dos Frades (#20) e Baía de Iguape (#18), mostrando a amplificação e distorção da maré dentro da Baía de Todos os Santos. Extraído de Cirano e Lessa (2007).

O balanço hídrico na entrada da baía é positivo durante a maior parte do ano. A

precipitação concentra-se de março a julho, quando ocorrem 60% da precipitação média anual. Na região continental ao norte da baía, no entanto, a distribuição mensal das chuvas ocorre fora de fase com a da baía, sendo que a estação úmida ocorre entre os meses de novembro e fevereiro (Cirano e Lessa, 2007).

O aporte fluvial dentro da baía é dominado pelo rio Paraguaçu, com a descarga média de  $92,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  entre os anos de 1947 e 2003. No entanto, a vazão do Paraguaçu é regulada pela barragem de Pedra do Cavalo desde 1986 (Fig. 1.1). Além disso, os rios Jaguaripe e Subaé contribuem com taxas de fluxo médias de 9 e  $4,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , respectivamente (Lessa et al., 2009). As diferenças locais na precipitação produzem uma sazonalidade alternada em relação ao aporte de água fluvial na baía. A descarga do rio Paraguaçu depende da precipitação na região continental ao norte da baía. Por outro lado, as chuvas sobre a baía alimentam os rios Subaé e Jaguaripe e as bacias costeiras. Assim, os picos do rio Paraguaçu ocorrem de novembro a fevereiro (verão austral), enquanto outros rios atingem o pico de descarga de abril a junho (outono austral) (Fig. 2.3). No entanto, o rio Jaguaripe não contribui efetivamente para o aporte de água doce na BTS, por desaguar próximo ao Oceano Atlântico, ao sul da ilha de Itaparica (Xavier, 2002).

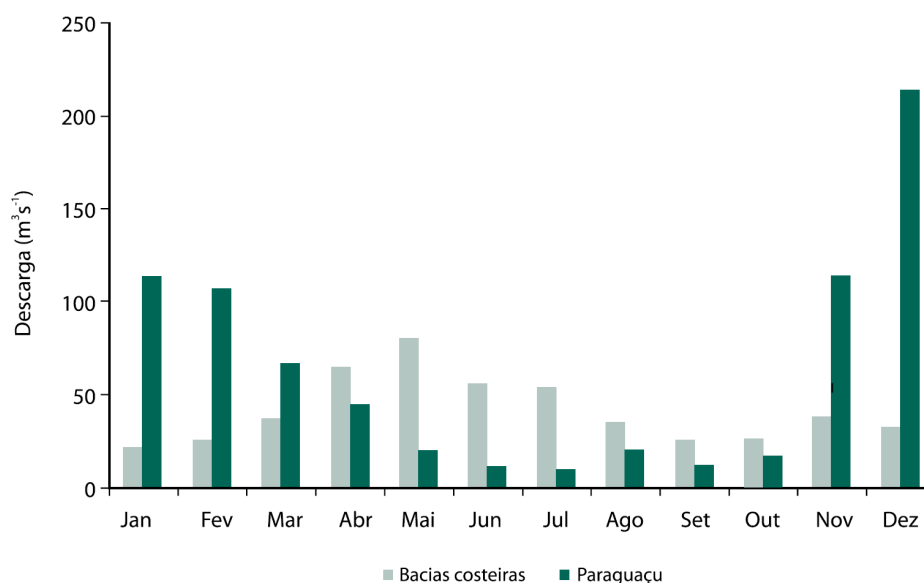


Figura 2.3: Descarga fluvial média mensal afluyente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias costeiras somadas à vazão dos rios Subaé, Traripe e Açú. Extraído de Lessa et al. (2009).

A circulação residual na BTS foi investigada por Xavier (2002), utilizando um modelo barotrópico da circulação (SisBAHIA). Seus resultados indicaram zonas de escoamento preferencial de vazante para toda coluna d'água na maior parte da baía, sendo que algumas regiões, com fluxo preferencial de enchente menos intensos, induziriam à formação de vórti-

ces resultantes de interações não-lineares entre o fluxo e a batimetria. Cirano e Lessa (2007), investigando a circulação residual a partir dos dados do Programa Bahia Azul (CRA, 2001), identificaram a presença de correntes com sentidos opostos no fundo e superfície, no centro da BTS e no canal de Salvador, tanto no período de verão quanto no período de inverno. Pereira e Lessa (2009), com base em dados de ADCP fundeados por 30 dias nas estações seca e úmida, também identificaram o mesmo padrão de circulação na Baía de Aratu (Fig. 1.1). Santana et al. (2017) estudaram a sazonalidade da circulação residual e o papel de suas forçantes utilizando o modelo ROMS. Cabe destacar que essa simulação foi iniciada com condições barotrópicas e baseada em forçantes climatológicas, exceto o forçamento de maré. Seus resultados indicaram que a maré é a principal forçante da circulação residual na BTS, seguida pela descarga fluvial, sendo sua estrutura caracterizada por um fluxo de entrada na porção central próximo ao fundo do canal e fluxos de saída nas margens da entrada da BTS.

# 3

## Modelo Hidrodinâmico

A simulação do oceano foi realizada usando o Regional Ocean Model System (ROMS) (Shchepetkin e McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008). ROMS é um modelo tridimensional que resolve as equações de superfície livre, hidrostáticas e primitivas do oceano sobre uma batimetria variável. Além disso, o ROMS é altamente configurável para uso em aplicações regionais realistas. A resolução horizontal do domínio do modelo é variável, sendo alta dentro da baía (300-400 m) e diminuindo para 600-1200 m nos contornos da grade. A coordenada vertical foi discretizada em 32 níveis sigma, com resolução aumentando ligeiramente para a superfície. Além disso, a batimetria foi interpolada a partir da base de dados do ETOPO (Amante e Eakins, 2009) complementados com medidas de alta resolução obtidas pela Marinha do Brasil. Os parâmetros da simulação são apresentados na Tab. 3.1.

Os campos do modelo foram analisados na forma de médias diárias (*averages*) e valores instantâneos horários. Os campos horários foram calculados em aproximadamente 2000 pontos específicos (*stations*) ao longo do domínio. Os campos diários foram utilizados tanto para estudar os processos de ressurgência como os processos dos fluxos de troca baía-plataforma. Inicialmente, a intenção era estudar o fluxo de troca com base nos campos horários, no entanto, por estes revelarem uma representabilidade insatisfatória do fluxo de saída na entrada principal da BTS, as análises foram realizadas utilizando os campos diários. Os campos horários foram empregados na identificação dos picos de maré de sizígia e quadratura e na estimativa da amplitude da corrente de maré.

O forçamento atmosférico foi obtido do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, Saha et al., 2010), que pertence à nova geração de reanálises sendo significativamente mais

precisa do que os conjuntos de dados anteriores do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), particularmente no Hemisfério Sul. As variáveis do CFSR estão disponíveis em uma resolução espacial de  $0,3^\circ$  com um intervalo de tempo de 6 h. Dessa maneira, os fluxos de vento, calor e água doce são calculados por formulação *bulk*.

O forçamento de maré foi imposto nos contornos da grade do modelo. Os dados de maré foram obtidos a partir da base de dados global do TPXO 7.1 (Egbert e Erofeeva, 2002), que fornece as amplitudes e fases da elevação da superfície do mar e correntes barotrópicas para as oito constituintes primárias ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ), obtidas a partir da solução regional ATLAS do Oceano Atlântico  $1/12^\circ$ ; e as duas constituintes de longo período ( $M_f$ ,  $M_m$ ), obtidas a partir da solução Global Ocean-ATLAS de  $1/4^\circ$ . As frequências de águas rasas foram excluídas do forçamento de maré.

L	349	Número de pontos na direção i
M	399	Número de pontos na direção j
N	32	Número de níveis sigma
$h_{max}$	3973 m	Profundidade máxima
$h_{min}$	5 m	Profundidade mínima
$\theta_s$	4	Parâmetro de controle da coordenada sigma na superfície
$\theta_b$	0	Parâmetro de controle da coordenada sigma no fundo
$h_c$	5 m	Profundidade crítica
$\Delta x$	300 - 1200 m	Resolução na direção zonal
$\Delta y$	300 - 1200 m	Resolução na direção meridional
$\Delta t$	400 s	Passo de tempo baroclínico
$\Delta t_f$	20 s	Passo de tempo barotrópico
r	$3 \cdot 10^{-3}$	Coefficiente quadrático de atrito do fundo

Tabela 3.1: Parâmetros do modelo

O aporte fluvial foi incorporado à configuração do modelo, com valores diários para os rios e valores mensais para as bacias costeiras. As fontes de dados e as metodologias utilizadas para obter as vazões de cada rio são detalhadas a seguir: o Paraguai foi medido na barragem de Pedra do Cavalo; Subaé e Jaguaripe foram medidos pela ANA (Agência Nacional de Águas); o Traripe e Açu foram estimados com base na descarga do Subaé; o Dona foi estimado com base na vazão do rio Jaguaripe; e os valores mensais das bacias costeiras foram estimados a partir de dados de precipitação e dados históricos. As estimativas seguiram o CRA (2001). As descargas fluviais foram introduzidas no modelo na foz de cada rio, enquanto que as bacias costeiras foram distribuídas por oito locais dentro da baía. As temperaturas dos rios foram definidas como a temperatura climatológica do ar para a região de acordo com da Silva et al. (1994).

Este trabalho utilizou sete anos de resultados de simulação desde o início de 2008 até o

final de 2014, usando condições iniciais e de contorno, através de um aninhamento *offline* a um modelo regional com resolução horizontal  $1/36^\circ$  utilizado por Amorim et al. (2013). Este modelo foi desenvolvido no âmbito do projeto REMO (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica) para a região entre  $8^\circ\text{S}$  a  $9^\circ\text{S}$  e  $32^\circ\text{W}$  a  $40^\circ\text{W}$ , incluindo a PCLB e o oceano profundo adjacente (Fig. 3.1). A resolução vertical consistiu em 32 níveis sigma. O forçamento da superfície e de maré foi o mesmo usado neste trabalho. O forçamento lateral foi obtido a partir do modelo Hybrid Coordinate Ocean Model, juntamente com a assimilação de dados oceânicos acoplada à marinha dos Estados Unidos (HYCOM/NCODA, HYCOM, 2011), em *outputs* diários com resolução horizontal de  $1/12^\circ$ .

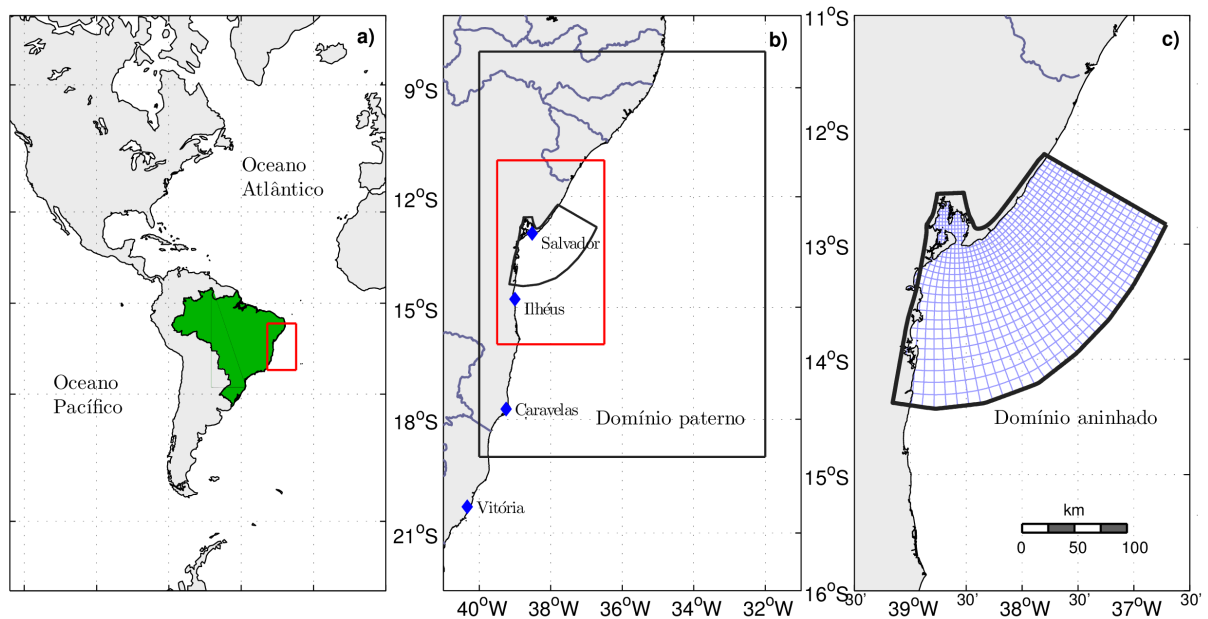


Figura 3.1: Domínio do modelo. Os painéis b) e c) ilustram os domínios da grade mãe e da grade aninhada. Os losangos azuis no painel b) indicam as estações meteorológicas do INPE onde as passagens de frentes frias foram registradas. Os retângulos vermelhos nos painéis a) e b) correspondem às áreas dos painéis b) e c).

Os campos médios de 5 dias do modelo regional utilizado por Amorim et al. (2013) foram usadas no aninhamento *offline*. O aninhamento *offline* seguiu a metodologia testada por Marta-Almeida et al. (2013). Mais detalhes sobre a configuração do modelo e a validação do modelo com dados *in situ* são apresentados em Marta-Almeida et al. (2017a) e Marta-Almeida et al. (2017b). Na PCLB, o campo termohalino foi validado com dados de ARGO e a circulação foi validada utilizando dados de correntômetros acústicos (ADPs e ACMs) e de circulação geostrófica gerada a partir de dados de elevação do AVISO, conforme descrito em Amorim et al. (2013). Na BTS, a validação mostrou a capacidade do modelo em reproduzir o campo termohalino (transectos quinzenais de CTD ao longo do eixo principal da baía), as

correntes de maré (dados de ADCP fundeados) e a variabilidade da superfície livre (dados de elevação do GLOSS) nas escalas de tempo de mareal e sub-mareal, conforme descrito em Marta-Almeida et al. (2017a) e Marta-Almeida et al. (2017b).

Esta configuração baía-plataforma é uma evolução de estudos anteriores de modelagem usando o ROMS na região, tais como trabalhos focados em processos de ressurgência (Aguilar et al., 2014), modelagem operacional (Marta-Almeida et al., 2011a; Marta-Almeida et al., 2011b), modelagem de dispersão de óleo (Marta-Almeida et al., 2013) e circulação de plataforma (Amorim et al., 2013).

# 4

## Processos de Ressurgência

Embora certo conhecimento tenha sido produzido sobre a circulação sazonal da PCLB e os processo de ressurgência dentro do cânion, uma análise de longo prazo dos processos de ressurgência e dos mecanismos forçantes ainda não foi realizada. Além disso, estudos de ressurgência relacionados a CCO em baixas latitudes (inferior a  $\sim 17^\circ$ ) ainda são escassos na literatura (e.g., Andrade e Barton, 2005). Neste capítulo, eventos de ressurgência e uplift entre 2008 e 2012 serão analisados. Dados de vento do CFSR, complementados por uma simulação de modelo oceânico regional de longo prazo, de alta resolução, configurada com forçamentos e condições de contorno realistas (fluxos de vento, calor e água doce a cada 6 horas por formulação *bulk*, forçamento oceânico em grande escala e marés), foram usados para investigar a ocorrência e os mecanismos responsáveis por esses eventos na região de estudo.

### 4.1 Dados e Metodologia

#### 4.1.1 Dados de Satélite

##### Temperatura da Superfície do Mar

Os dados da temperatura da superfície do mar (TSM) utilizados neste trabalho foram obtidos do Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature (MUR SST), uma

análise L4 da TSM gerada pelo GHRSSST (Group for High Resolution Sea Surface Temperature) usando dados de satélite, nas faixas do infravermelho e microondas, complementados com medições *in situ* adquiridas por boias e navios. O MUR SST fornece um conjunto de dados de TSM diário com uma resolução espacial de  $0,01^\circ$  ( $\sim 1$  km), que está entre os conjuntos de dados de análise de SST de maior resolução atualmente disponíveis e adere ao padrão internacional de dados de TSM conhecido como Especificação de Dados de Processamento do GHRSSST. A resolução ultra alta é conseguida usando a Análise Variacional Multi-Resoluções, que emprega a expansão de sinal multi-escala baseada em ondeletas para abordar a irregularidade em locais de medição e questões de interpolação relativas à escala, comuns em observações de parâmetros da superfície a partir de satélites (Chin et al., 1998). Mais informações podem ser encontradas em <http://mur.jpl.nasa.gov/>.

## Vento

O conjunto de dados CCMP combina dados de ventos obtidos por satélites de microondas e medições *in situ* usando um Método de Análise Variacional (VAM, em inglês) para produzir análises de alta resolução (25 km). Os radiômetros são intercalibrados no nível de temperatura de brilho para dentro de  $0,2^\circ\text{C}$ , aplicando um modelo refinado de emissividade da superfície do mar e uma função de transferência radiativa para derivar os ventos de superfície. Os sinais de retorno do vento resultantes são altamente consistentes entre as plataformas de instrumentos do radiômetro de microondas, incluindo SSM/I, SSMIS, AMSR, TMI, WindSat e GMI. Também é utilizada uma função de modelo geofísico para derivar as velocidades e direções dos ventos a partir de dispersores de microondas, incluindo QuikSCAT e ASCAT. Ambos os dados do radiômetro e do escaterômetro são validados com base em dados de bóias fundeadas no oceano, o que confirma que as medidas estão de acordo (para dentro de  $0,8 \text{ m s}^{-1}$ ) apesar da diferença nas metodologias de medição e sinal de retorno do vento. O VAM combina os dados de satélite com as medidas da bóias fundeadas e uma estimativa de partida (*first guess*) do campo de vento. Todas as observações de vento (satélite e bóias) e os campos de análise do modelo são referenciados a uma altura de 10 metros. Mais informações podem ser encontradas em <http://www.remss.com/measurements/ccmp/>.

### 4.1.2 Identificação dos Eventos de Ressurgência e Uplift

Foram escolhidas cinco seções para investigar a ocorrência e os mecanismos responsáveis

pelos eventos de ressurgência/uplift observados na área de estudo (Fig. 4.1) nos anos de 2008 a 2012. As seções S3 e S4 são análogas aos transectos R1 e R2 analisados em Amorim et al. (2012).

Os eventos de ressurgência foram identificados com base nas séries temporais de TSM modelada, considerando o ponto de grade mais próximo à costa para cada seção ( $T_{costa}$ ), como ilustrado na Fig. 4.1. Os eventos de uplift, por sua vez, foram identificados com base nas séries temporais de temperatura de fundo modelada na isóbata de 80 m ( $T_{80}$ ) (Fig. 4.1). Outras isóbatas foram consideradas e testadas, mas a de 80 m foi a que melhor capturou a variabilidade da temperatura associada ao uplift. Semelhante a Aguiar et al. (2014), anomalias de temperatura para a análise de eventos ( $T_{costa}$  e  $T_{80}$ ) foram obtidas subtraindo da série temporal a respectiva média-móvel de 90 dias.

A identificação dos eventos de ressurgência/uplift foi realizada usando um procedimento automático e seguindo critérios específicos. Um pico de ressurgência/uplift foi considerado como a anomalia mais fria entre anomalias contíguas mais frias que  $-0,5^{\circ}\text{C}$  e quando a condição 1 (a ser detalhada na seção 2.4) foi satisfeita, indicando que um fluxo de água ascendente através da CEF na plataforma foi observado. O valor de referência de  $-0,5^{\circ}\text{C}$  revelou-se capaz de capturar as respostas da circulação costeira associada à ressurgência durante os testes de sensibilidade para a área de estudo. As anomalias de TSM mais frias do que  $-0,5^{\circ}$  não foram consideradas como eventos de uplift caso  $T_{costa}$  fosse mais fria do que a temperatura de fundo no ponto médio da plataforma. Essas anomalias frias foram, portanto, atribuídas ao resfriamento atmosférico em vez de a processos de ressurgência. Além disso, as datas de início e fim de cada evento também foram identificadas, as quais consistem na anomalia negativa menos fria, que deve ser superior a  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , que precede e sucede um pico de ressurgência/uplift, respectivamente. Os picos de uplift identificados durante os eventos de ressurgência foram excluídos.

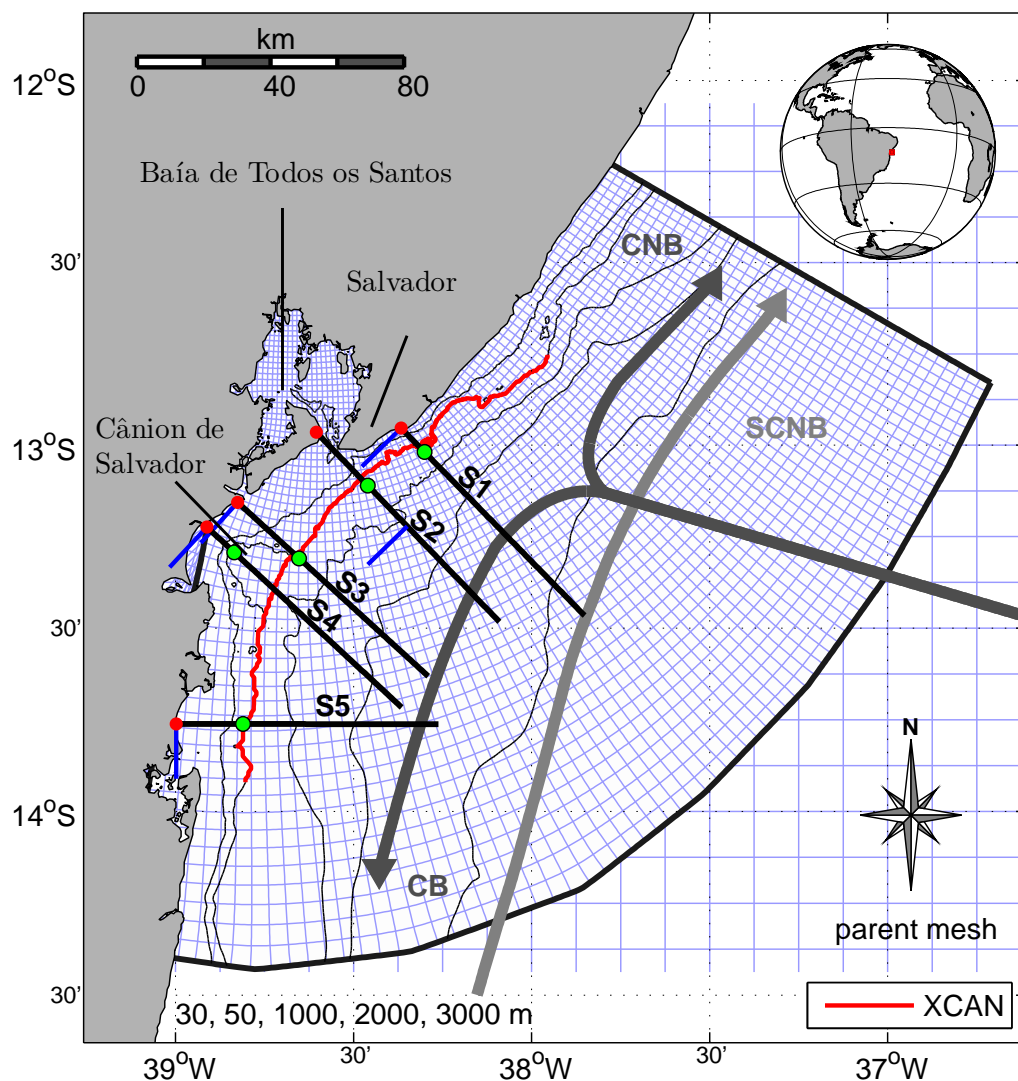


Figura 4.1: Batimetria, modelo de grade e representação esquemática da circulação geral da região de estudo durante o verão. As isóbatas 30, 50, 1000, 2000 e 3000 m são representados por linhas pretas sólidas. As cinco radiais (linhas pretas perpendiculares ao litoral) são usadas para avaliar os eventos de ressurgência e uplift. As linhas azuis indicam a orientação adotada para estimar o transporte de Ekman. Os pontos vermelhos indicam o ponto de grade mais *onshore* onde foram obtidas as séries temporais de  $T_{costa}$ . Os pontos verdes indicam a posição geográfica da isóbata de 80 m para as estimativas de  $T_{80}$ . A linha vermelha sólida indica a seção XCAN, que segue a isóbata de 50 m e atravessa o Cânion de Salvador. As grades dos modelos foram plotadas em intervalos de 5 linhas de grade para melhorar a visibilidade. As abreviaturas indicam as seguintes seções: plataforma adjacente à Baía de Todos os Santos (S1), Baía de Todos os Santos (S2), ao norte do Cânion (S3), Cânion de Salvador (S4) e ao sul do Cânion (S5); e as correntes: Corrente do Brasil (CB), Corrente Norte do Brasil (CNB) e Subcorrente Norte do Brasil (SCNB).

### 4.1.3 Análise dos Mecanismos de Ressurgência

Foram estabelecidos índices quantitativos de ressurgência (IRs) para determinar o papel dos diferentes mecanismos de ressurgência na região de estudo. Os IRs foram classificados em duas categorias: IRs meteorológicos, induzidos pelo vento, e oceanográficos, induzido pela CCO (Tab. 4.1).

Índices de Ressurgência (IR)		Índices de Circulação de Ressurgência (ICR)
Meteorológicos	Transporte de Ekman ( $T_{ek}$ )	Circulação forçada pelo Vento ( $C_{ek}$ )
	Transporte por Bombeamento de Ekman ( $T_{bomb}$ )	Circulação forçada pela CCO ( $C_{cco}$ )
Oceanográficos	Transporte devido à CCO ( $T_{cco}$ )	Circulação forçada por Cânion ( $C_{can}$ )
		Outra Circulação $C_{other}$

Tabela 4.1: Índices dos mecanismos de ressurgência (esquerda) e índices de circulação de ressurgência (direita).

Os IRs meteorológicos foram divididos em dois componentes: transporte de Ekman ( $T_{ek}$ ) e transporte por bombeamento de Ekman ( $T_{bomb}$ ). As estimativas de  $T_{ek}$  (em unidades de  $m^3 s^{-1}$  por metro da costa) foram obtidas considerando o ponto de grade mais próximo à costa e utilizando a formulação de Smith (1968):

$$T_{ek} = \frac{\vec{\tau} \cdot \hat{t}}{\rho_o f} \quad (4.1)$$

onde  $\vec{\tau}$  é o vetor de tensão do vento, obtido a partir dos campos diários do modelo;  $\hat{t}$  é um vetor unitário tangente à linha de costa (a direção  $\hat{t}$  é indicada pelas linhas azuis na Fig. 4.1);  $\rho_o$  é a densidade da água do mar ( $1024 \text{ kg m}^{-3}$ ); e  $f$  é o parâmetro Coriolis. Em S2 (Fig. 4.1),  $T_{ek}$  foi estimado considerando o ponto da grade a 40 km da costa ao longo da seção.

Para o cálculo de  $T_{bomb}$ , a velocidade de bombeamento de Ekman ( $w$ ;  $m s^{-1}$ ) foi estimada a partir de Smith (1968):

$$w = \hat{k} \cdot \nabla \times \frac{\vec{\tau}}{\rho_o f} \quad (4.2)$$

onde  $\hat{k}$  é um vetor unitário na direção vertical.

Assim, para comparar os valores dos IRs meteorológicos, a velocidade de bombeamento de Ekman foi integrada ao longo da seção (até 80 km da costa: aproximadamente a distância, estimada usando os resultados do modelo, ao qual o rotacional negativo da tensão do vento

se estende na região). Uma metodologia similar foi adotada por Castelão e Barth (2006) e Aguiar et al. (2014). Os valores positivos dos IRs meteorológicos são considerados favoráveis à ressurgência.

O IR oceanográfico refere-se ao transporte induzido pela CCO ( $T_{cco}$ ) e quantifica o transporte de fluido através da CEF perpendicular ao fluxo principal (Cushman-Roisin e Beckers, 2011).

$$T_{cco} = -\frac{1}{2}V_g\delta \quad (4.3)$$

onde  $V_g$  é a corrente geostrófica média ao longo da costa e  $\delta$  é a espessura da CEF ( $\delta = \sqrt{2\nu/f}$ ) considerando o coeficiente de viscosidade turbulenta ( $\nu$ ) obtido a partir dos campos diários do modelo. Com base nos resultados do modelo, a isóbata de 70 m foi o limite *offshore* onde o fluxo principal da CCO se estende durante a sua aproximação à costa. Assim, para estimar  $V_g$ , a velocidade média foi calculada a partir da costa até a isóbata de 70 m. Para assegurar que os ventos locais não influenciaram essa estimativa, uma simulação adicional sem forçamento de vento regional foi realizada, cujos campos diários foram usados para estimar  $V_g$ . Devido à complexa batimetria da região, foi adotada uma metodologia específica para estimar  $V_g$  para duas seções. Em S2, a velocidade média foi calculada a partir do Banco Santo Antônio (Fig. 4.2) até isóbata de 70 m. Em S4,  $V_g$  foi estimado entre 24 e 42 km da costa, região onde a CB é encontrada quando está próxima à entrada do Cânion de Salvador.

De acordo com os métodos acima descritos, as contribuições de transporte individual de ressurgência devido tanto aos mecanismos meteorológicos como oceanográficos foram quantificadas separadamente. Vale ressaltar que a contribuição individual da ressurgência devido ao cânion, que é o transporte relativo à ressurgência intensificada pela interação dos processos de ressurgência com a batimetria do Cânion de Salvador, não foi quantificada. Apesar disso, os processos de ressurgência induzidos pelo cânion foram investigados com base em  $T_{costa}$ ,  $T_{80}$  e respectivas anomalias para inferir sua intensidade e duração, sendo o padrão de circulação ao longo da coluna de água também levado em consideração neste estudo.

Sabendo-se que os mecanismos de ressurgência geram mudanças no padrão da circulação costeira, foram estabelecidos 4 índices booleanos de circulação de ressurgência (ICRs), nomeadamente:  $C_{ek}$ ,  $C_{cco}$ ,  $C_{can}$  e  $C_{other}$  (Tab. 4.1). Esses ICRs indicam padrões de circulação distintos na coluna de água durante um evento: circulação induzida pelo vento ( $C_{ek}$ ); circulação induzida por corrente ( $C_{cco}$ ); circulação induzida pelo cânion ( $C_{can}$ ) e,  $C_{other}$  indica

um padrão de circulação diferente de  $C_{ek}$ ,  $C_{cco}$  ou  $C_{can}$  (Fig. 4.2). Os ICRs são definidos assumindo 2 condições: 1) o transporte ascendente através da CEF na plataforma e 2) o transporte *onshore/offshore* no meio da seção (40 km da costa). Em relação à condição 1, a velocidade vertical resultante na CEF (distância  $\delta$  do fundo) pode não ser positiva no dia do pico do evento. Nesse caso, a condição 1 é estendida para trás um ou dois dias até que seja satisfeita. Como a condição 1 indica se a ressurgência/uplift está ocorrendo ou não, os eventos identificados segundo os critérios da Seção 4.1.2 nos quais a condição 1 não foi satisfeita foram desconsiderados. Em relação à condição 2 e se a condição 1 for satisfeita,  $C_{ek}$  e  $C_{cco}$  exigem que a soma das velocidades normais à costa na camada de Ekman de superfície (a 40 km da costa) seja positiva e negativa, respectivamente. A profundidade da camada de Ekman de superfície foi estimada de acordo com Stewart (2005),  $H_e = 0.76U_{10}/\sqrt{\sin\phi}$ , onde  $U_{10}$  é a velocidade do vento a 10 m da superfície do mar e  $\phi$  é a latitude.

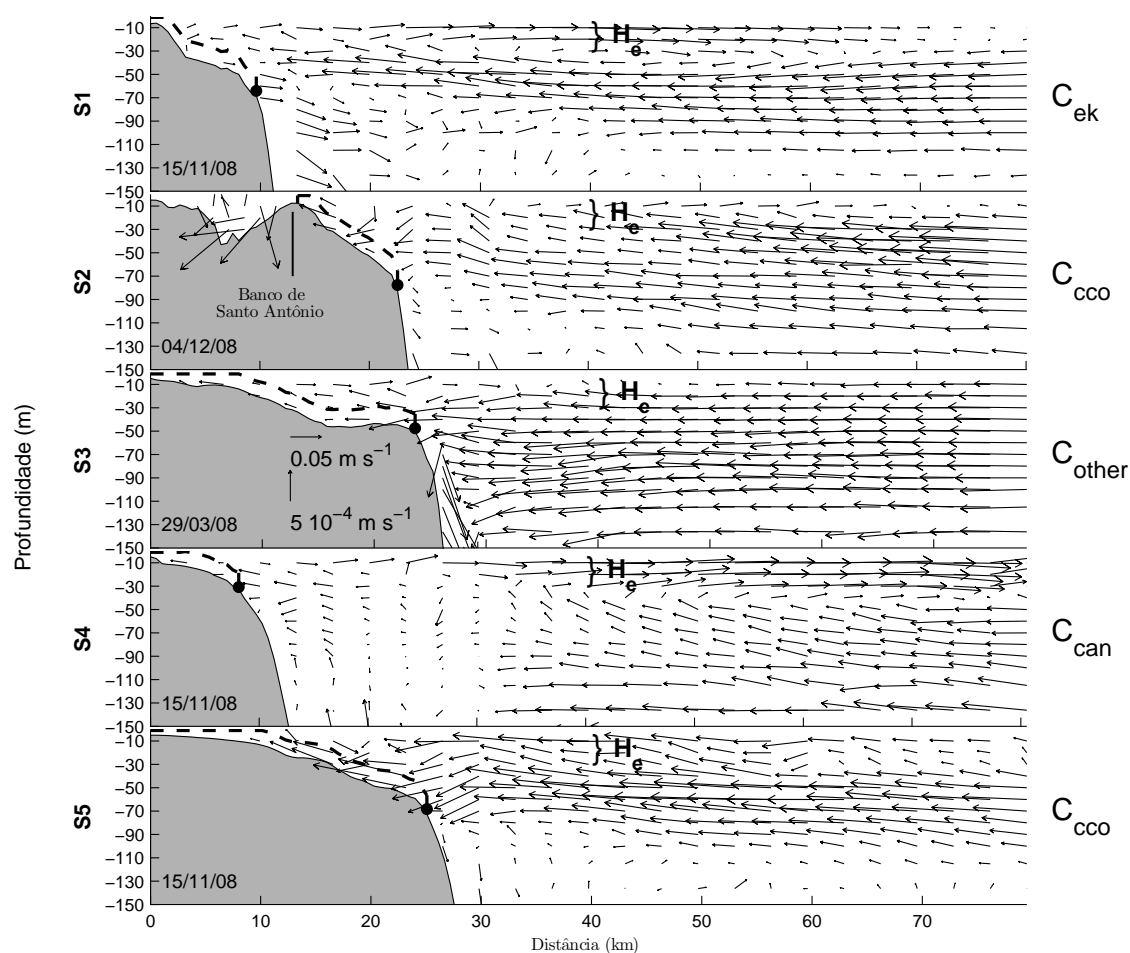


Figura 4.2: Representação dos índices de circulação apresentados na Tab. 4.1.  $H_e$  indica a espessura da camada de Ekman de superfície a 40 km da costa. Os vetores indicam o campo de velocidade transversal/vertical. Os círculos pretos indicam a posição geográfica da quebra de plataforma para cada seção. A linha pontilhada indica a espessura da CEF desde a costa até a quebra de plataforma.

Devido à dinâmica inerente a cânions (She e Klinck, 2000; Kampf, 2006), alguns ajustes na metodologia do ICR foram necessários para capturar o padrão de circulação durante os eventos no Cânion de Salvador. Em S3 e S4, tanto os padrões de circulação induzidos pelo vento e pelo cânion exibem um transporte líquido normal à costa positivo na camada de Ekman de superfície (Fig. 4.2). No entanto, a principal diferença entre  $C_{ek}$  e  $C_{can}$  é que o transporte ascendente líquido na plataforma é *offshore* ou *onshore*, respectivamente. Então, se a condição 1 for satisfeita e o transporte normal à costa na camada de Ekman de superfície (a 40 km da costa) for positivo,  $C_{ek}$  e  $C_{can}$  exigem que a soma das velocidades normais à costa sobre a plataforma, nos pontos onde as velocidades verticais são positivas, seja positiva e negativa, respectivamente. Nos eventos em que a soma das velocidades normais à costa na camada de Ekman de superfície (a 40 km da costa) for negativa e a condição 1 for satisfeita, o padrão de circulação será considerado como  $C_{other}$ . Devido à complexidade da circulação de ressurgência induzida por cânion, às vezes os ICRs não foram capazes de capturar suas características, portanto, os ICRs foram verificados visualmente para melhorar a confiabilidade da análise.

Por fim, no que diz respeito à análise quantitativa de cada evento de ressurgência/uplift, o fato de que um intervalo de tempo pode existir entre o pico do evento e o mecanismo de forçamento associado deve ser considerado. Portanto, os valores de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  foram obtidos durante o pico do evento, enquanto que os valores dos IRs referem-se ao dia em que a condição 1 foi satisfeita. Por exemplo, considerando que, durante um evento de ressurgência, a anomalia de TSM mais fria ocorreu em 3 de dezembro, mas a condição 1 foi satisfeita apenas até 2 de dezembro,  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  (que representam o efeito causado pelo evento) são relativas a 3 de dezembro, enquanto que os valores de  $T_{ek}$ ,  $T_{bomb}$ ,  $T_{Vento}$ ,  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$  (que representam os mecanismos) são relativos a 2 de dezembro.

## 4.2 Resultados e Discussão

### 4.2.1 Validação do Modelo

#### Temperatura da Supefície do Mar

Para avaliar a confiabilidade dos resultados do modelo em reproduzir os eventos de ressurgência/uplift, as médias diárias do TSM modelado foram validadas com os dados da análise do MURSST. Os resultados da validação são ilustrados na Fig. 4.3 e na Fig. 4.4, em diagramas de Taylor das séries temporais de TSM e respectivas anomalias no ponto mais

costeiro de cada seção, conforme indicado na Fig. 4.1. No que diz respeito à comparação dos resultados do modelo para todo o domínio, o mapa de RMSE (acrônimo em inglês para a raiz do erro quadrático médio) considerando a série temporal TSM observada e modelada (Fig. 4.3) mostra valores variando entre 0,4 e 0,55°C na plataforma continental. Além disso, os valores de correlação baseados na TSM e suas anomalias variam de 0,89 e 0,42 até 0,94 e 0,64, respectivamente, e o baixo valor de RMSD (acrônimo em inglês para a raiz do desvio quadrático médio) indicam que os resultados do modelo são representativos em relação às observações sendo também bons indicadores da capacidade do modelo em reproduzir eventos de ressurgência (Fig. 4.4).

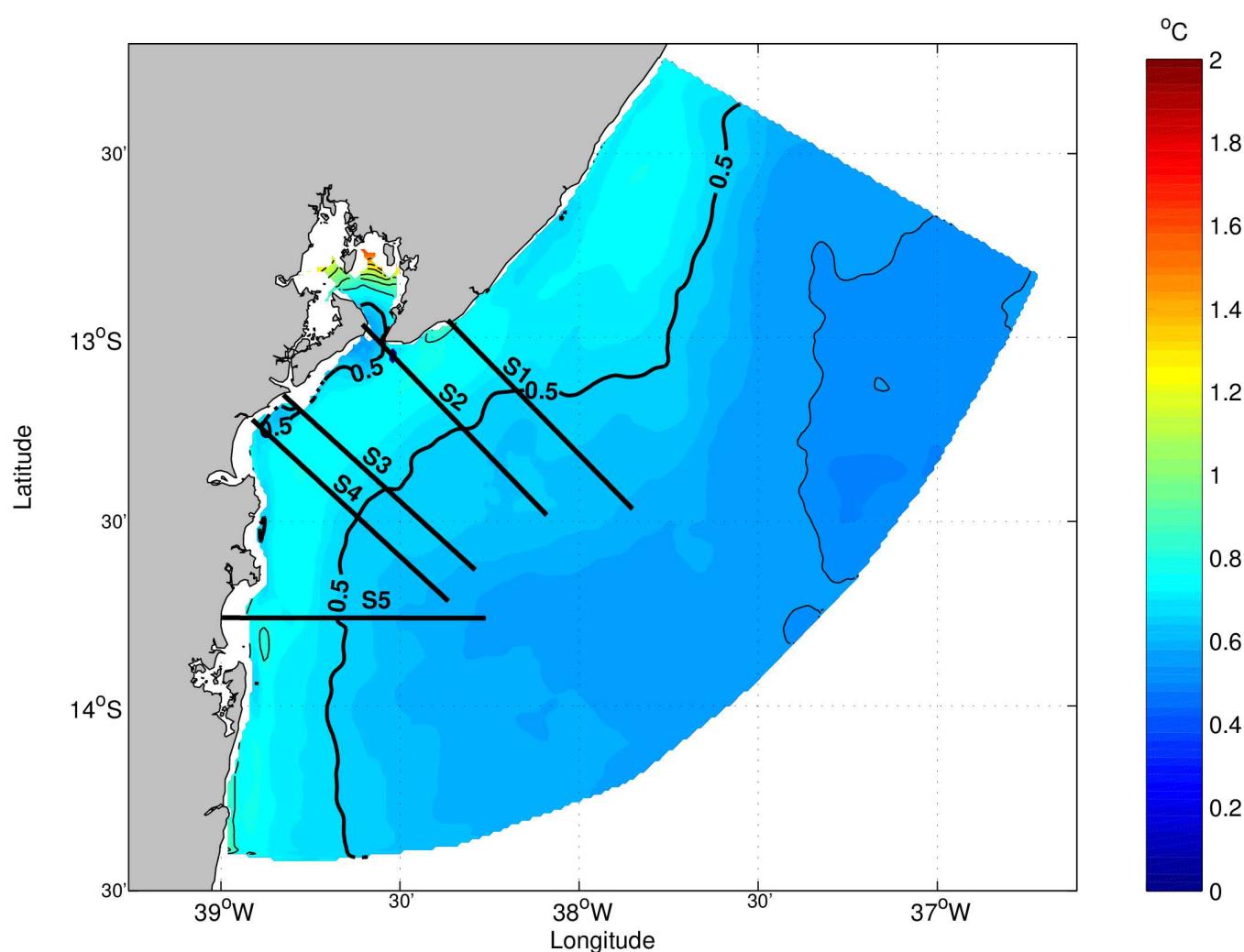
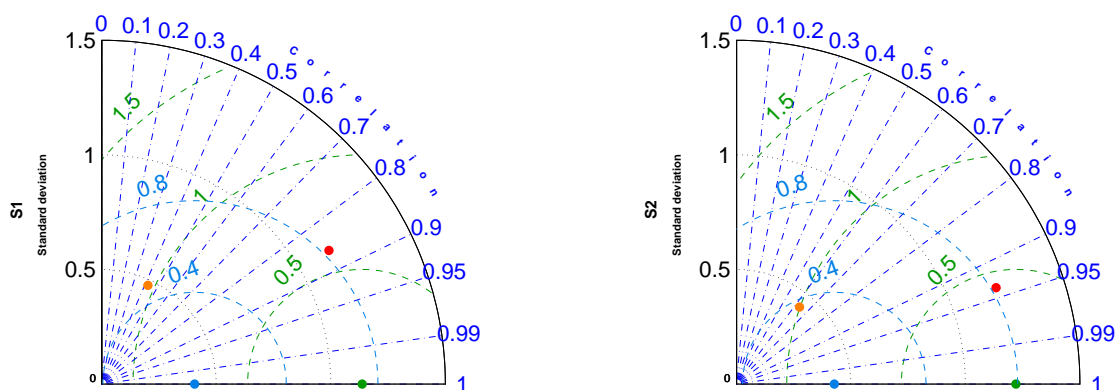
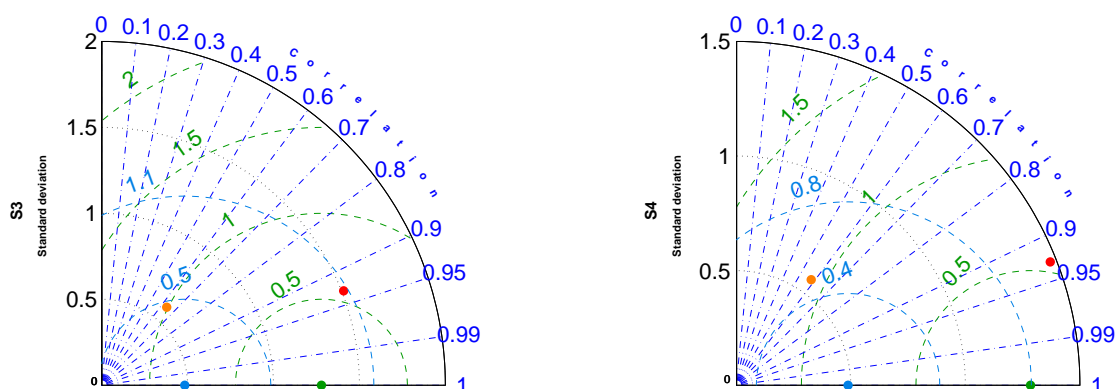


Figura 4.3: Mapa de RMSE entre a TSM observada (MURSST) e modelada para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de 0,5°C. As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5).

std MUR = 1.14 (0.41) std ROMS = 1.15 (0.48) rmsd = 0.60 (0.48) corr = 0.86 (0.42)    std MUR = 1.22 (0.43) std ROMS = 1.21 (0.43) rmsd = 0.43 (0.37) corr = 0.94 (0.64)



std MUR = 1.28 (0.48) std ROMS = 1.51 (0.59) rmsd = 0.56 (0.47) corr = 0.93 (0.64)    std MUR = 1.28 (0.49) std ROMS = 1.47 (0.56) rmsd = 0.54 (0.49) corr = 0.93 (0.58)



std MUR = 1.31 (0.52) std ROMS = 2.00 (0.67) rmsd = 1.02 (0.57) corr = 0.89 (0.56)

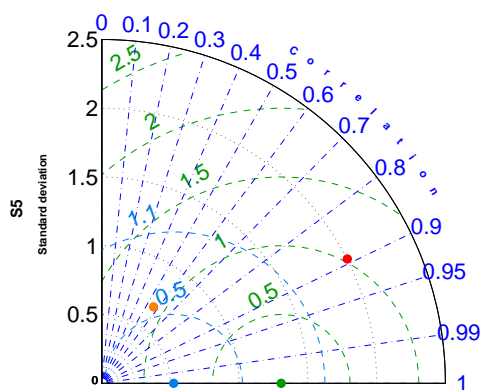


Figura 4.4: Diagramas de Taylor para o período de 2008 a 2012 para as seções S1 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), S3 (painel do meio esquerdo), S4 (painel do meio direito) e S5 (painel inferior). Os pontos verdes e azuis no eixo x mostram onde a TSM modelada e sua respectiva anomalia cairiam se houvesse uma concordância perfeita com a TSM observada e sua anomalia, respectivamente. Os pontos vermelho e laranja representam a comparação da TSM modelada com a TSM observada e o mesmo relativo às suas anomalias, respectivamente. Os desvios padrão (std), desvio quadrático médio (rmsd) e coeficientes de correlação (corr) considerando a TSM observada e a TSM modelada são indicados no topo, com os valores relativos às anomalias de TSM indicadas entre parênteses.

## Vento

Para avaliar a representatividade dos dados de vento do CFSR, foi realizada a sua validação com análises de vetores de vento oriundas do CCMP. O CCMP tem uma resolução espacial de 25 km e, no contexto da validação, foi utilizado para o período de 2008 a 2011 (pois o ano de 2012 ainda não está disponível no conjunto de dados do CCMP). O mapa do RMSE da velocidade do vento (Fig. 4.5a) indica que os erros são inferiores a  $1,2 \text{ m s}^{-1}$  para todo o domínio. Além disso, a direção do vento médio durante todo o período foi bem representada pelos dados de vento do CFSR. Para complementar esse processo de validação, rosas de vento foram plotadas para cada conjunto de dados (Figs. 4.5b e c). As rosas de vento mostram que o CFSR é capaz de reproduzir a direção e a magnitude do vento na região, embora seja digno de mencionar que os ventos mais intensos do CCMP ( $> 6 \text{ m s}^{-1}$ ) ocorrem mais freqüentemente em relação aos do CFSR, portanto, a expectativa é que a ressurgência devido ao vento seja ainda mais forte do que a mostrada pelos resultados do modelo.

### 4.2.2 Variabilidade Sazonal da Ressurgência/Uplift

A Fig. 4.6 apresenta as anomalias de  $T_{costa}$  em relação à média movel de 90 dias, próximo a  $13^\circ \text{ S}$  durante o período 2008-2012. Os resultados mostram uma clara sazonalidade, com anomalias negativas relacionadas a eventos de ressurgência ocorrendo preferencialmente de setembro a março, o que é consistente com estudos anteriores para a costa brasileira (e.g., Castro e Miranda, 1998; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Castelão e Barth, 2006; Aguiar et al., 2014). Esses estudos também mostram que ressurgência ocorre durante o período de primavera/verão.

Uma marcada variabilidade sazonal pode ser observada em  $T_{costa}$  com os valores mais elevados aparecendo durante o verão (Fig. 4.8). Além disso, os eventos de ressurgência são mais frequentes durante o período de primavera/verão. Diante disso, percebe-se que as anomalias negativas entre os meses de abril a agosto estão mais associadas ao resfriamento da atmosfera durante o período de outono/inverno do que a processos de ressurgência, haja vista que tais anomalias negativas não foram relacionadas aos eventos de ressurgência identificados conforme a metodologia descrita na Seção 4.1.2.  $T_{80}$  exibe uma sazonalidade diferente em relação ao  $T_{costa}$  (Fig. 4.9 e 4.7): os menores valores ocorrem no verão. Por sua vez, os eventos de uplift são mais distribuídos ao longo do ano. Além disso, foram observados contrastes de sazonalidade para  $T_{costa}$  e  $T_{80}$ , já que o ciclo  $T_{costa}$  parece ser induzido principalmente por fluxos atmosféricos, enquanto o ciclo  $T_{80}$  segue a sazonalidade ressurgência/uplift.

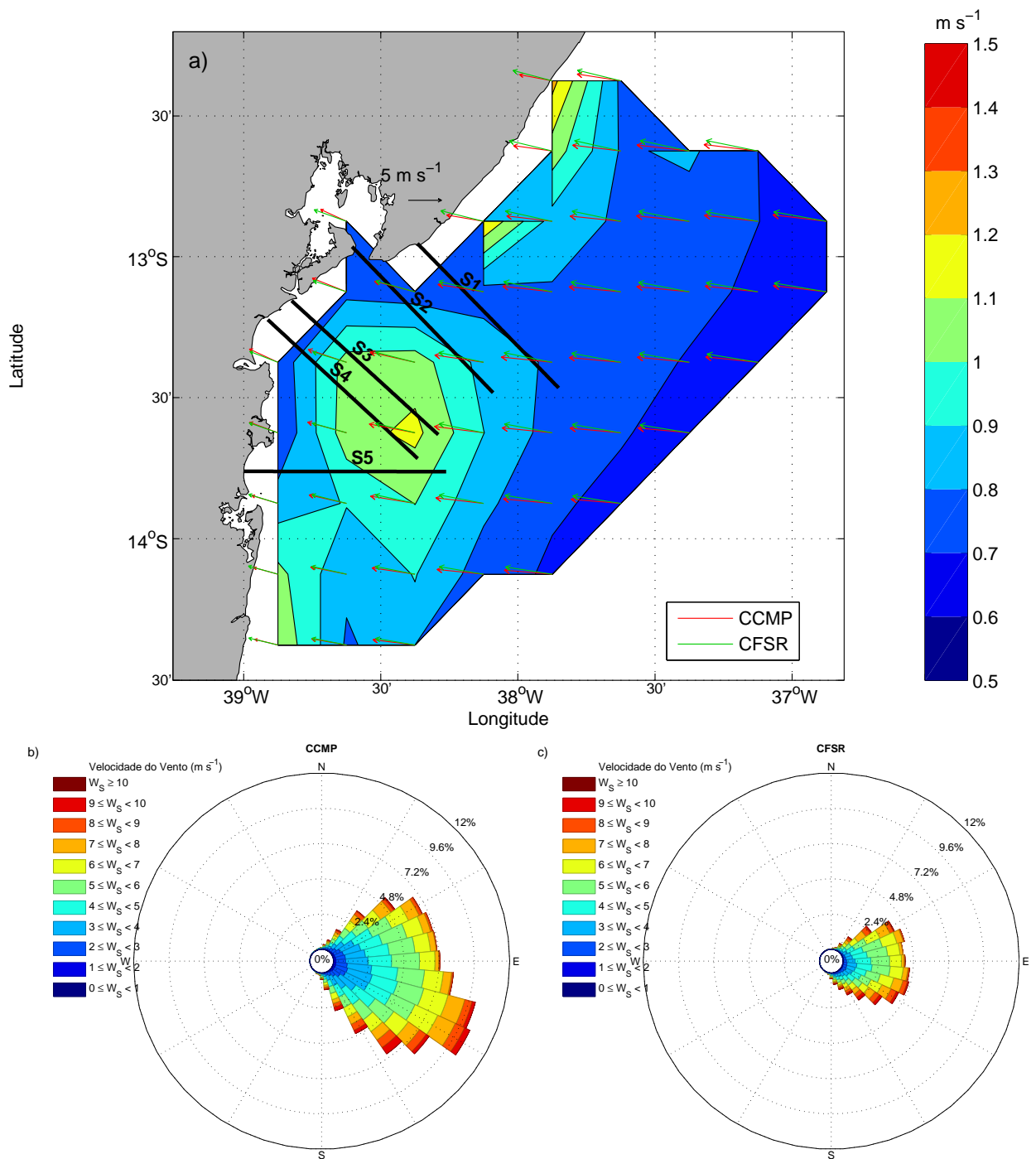


Figura 4.5: a) Mapa de RMSE entre os dados de vento do CCMP e CFSR para o período de 2008 a 2011. O vetores indicam o vento médio do CRSR (verde) e CCMP (vermelho). As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5). Rosas dos ventos dos dados de vento do b) CCMP e c) CFSR.

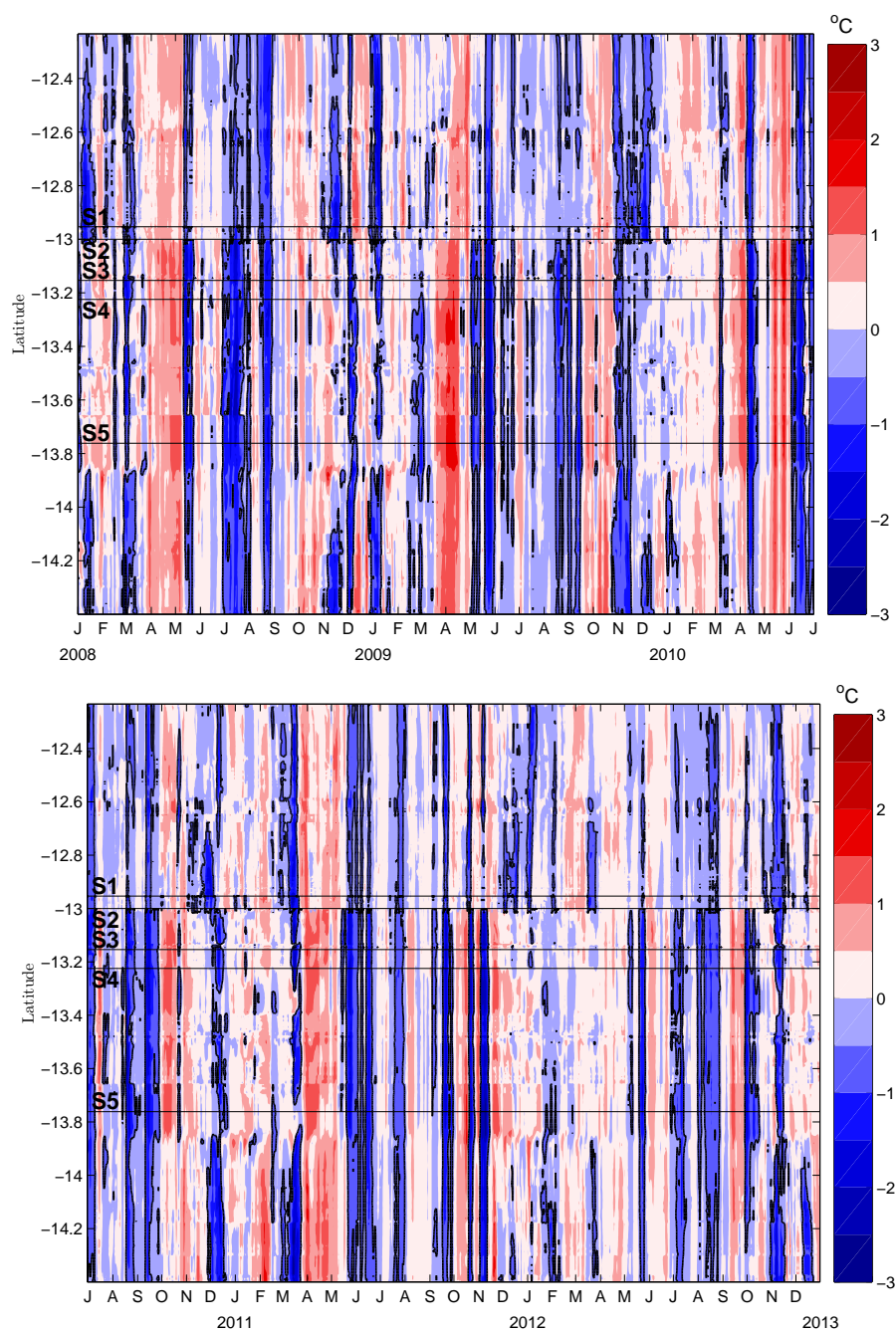


Figura 4.6: Hovmöller da anomalia de  $T_{costa}$  na região costeira próximo a  $13^{\circ}\text{S}$  e para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1.

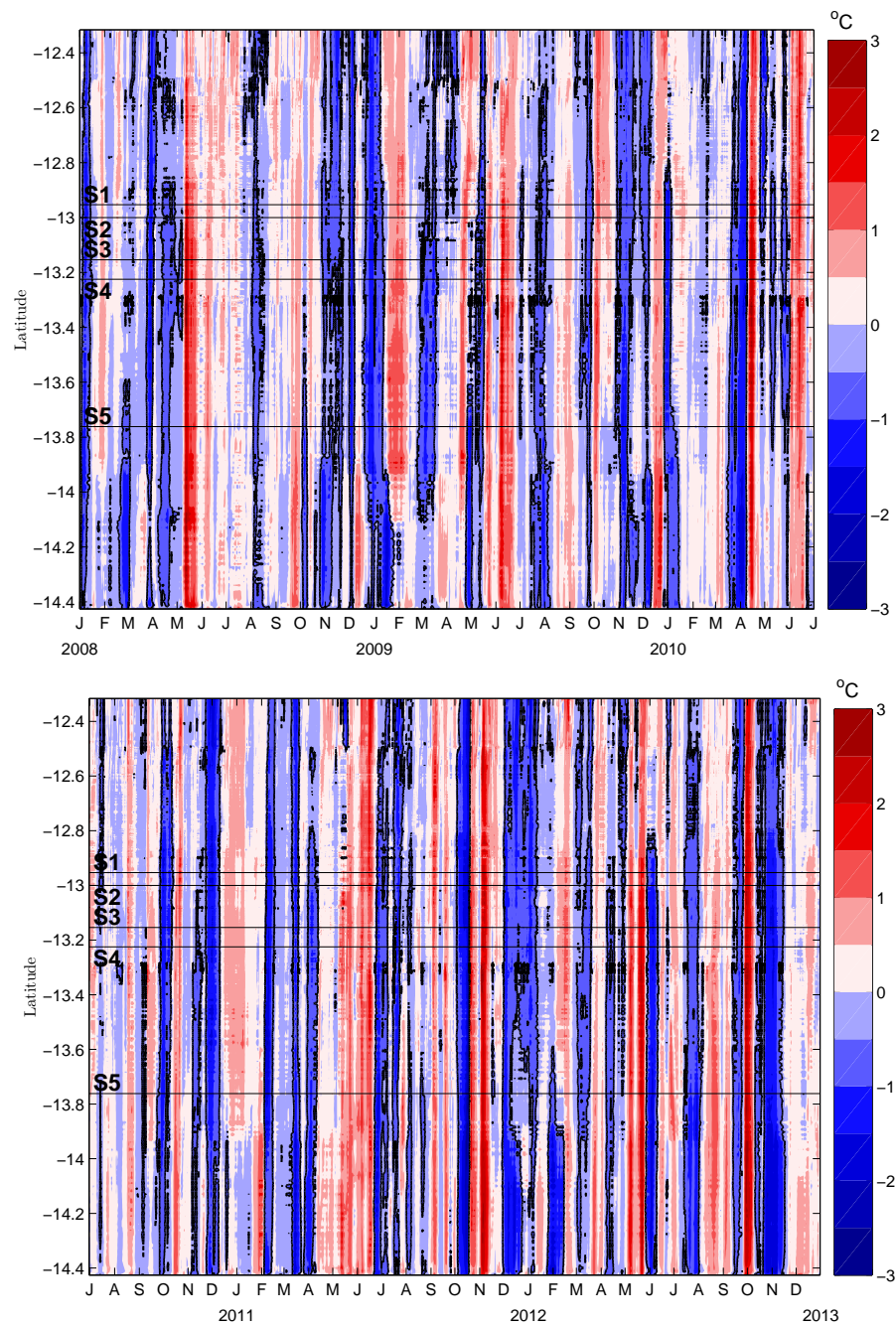


Figura 4.7: Hovmöller da anomalia de  $T_{80}$  na região costeira próximo a  $13^{\circ}\text{S}$  e para o período de 2008 a 2012. A isolinha preta indica a isoterma de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima para baixo: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1.

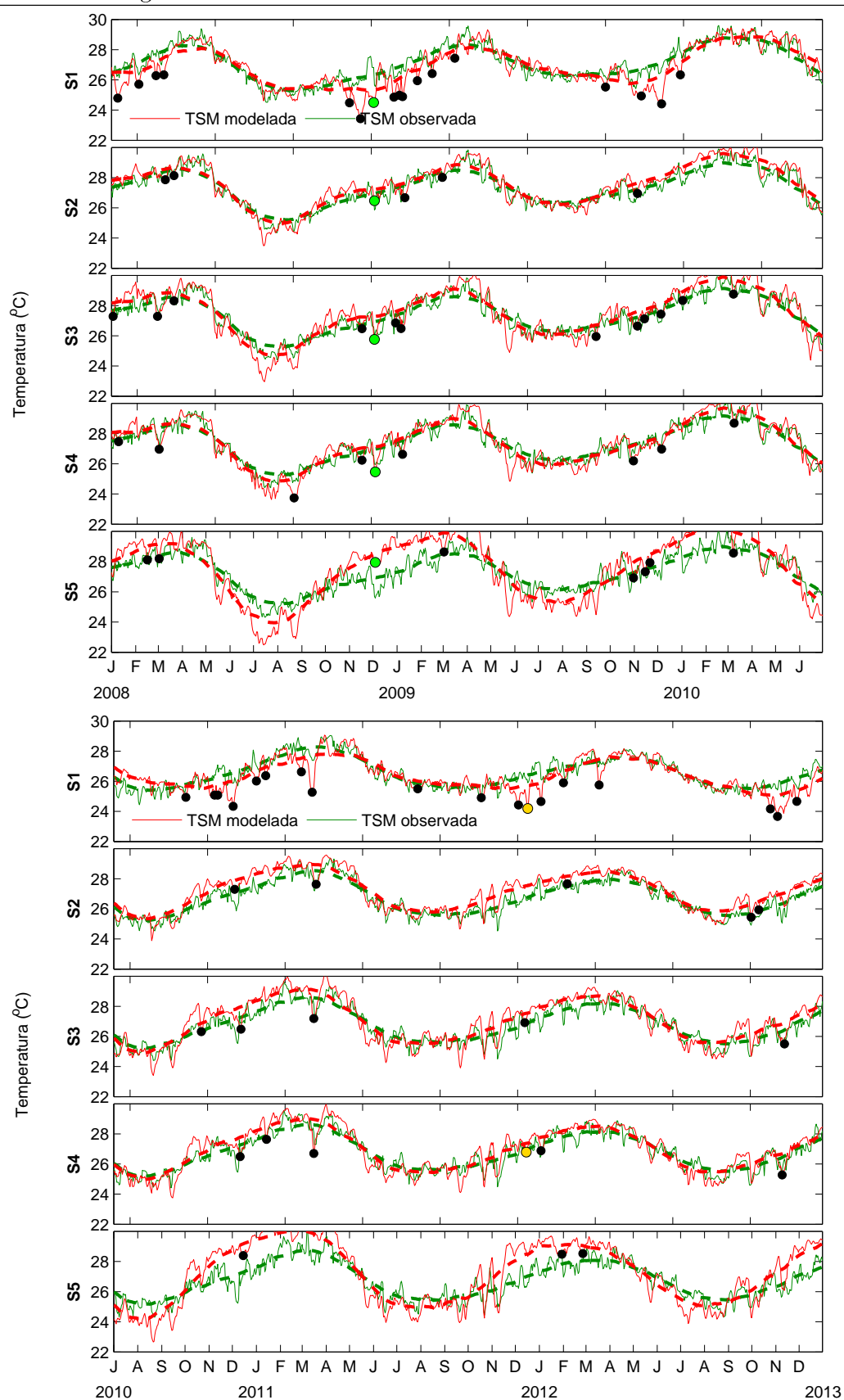


Figura 4.8: Séries temporais de  $T_{costa}$  para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 90 dias. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo).

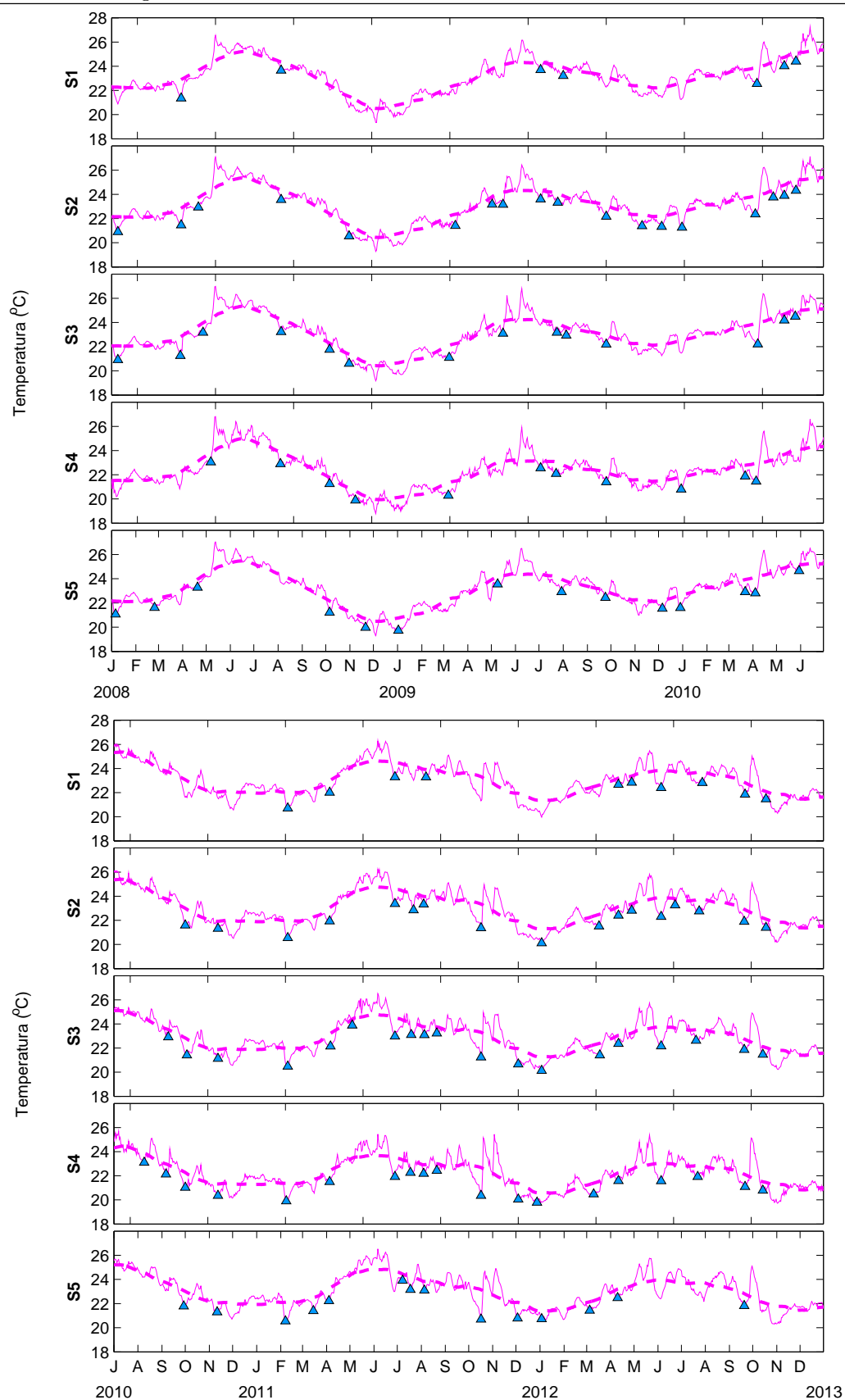


Figura 4.9: Séries temporais de  $T_{80}$  para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 90 dias. Os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo).

O número de eventos de ressurgência e uplift, identificados de acordo com a metodologia apresentada na Seção 4.1.2, são mostrados na Tab. 4.2 para cada seção. Em geral, o uplift exhibe aproximadamente uma frequência de ocorrência duas vezes maior do que a ressurgência em toda a região, exceto em S1, onde esse cenário se inverte. Os eventos de ressurgência foram mais frequentes em S1 (35), enquanto que S2 (35) e S3 (33) exibiram a maior frequência de eventos de uplift. Considerando todos os eventos, S1 (52), seguido de S3 (51), mostrou a maior ocorrência de eventos; em S4 (45) e S5 (39), no entanto, os eventos foram menos frequentes. Os eventos de ressurgência ocorrem quase que exclusivamente durante o período de primavera/verão. Os eventos de uplift, por outro lado, ocorrem mais distribuídos ao longo do ano e com maior frequência durante o período de outono/inverno. Santos (2014) identificou 13 eventos de ressurgência durante o período de 2008 a 2012 considerando suas 3 metodologias e os setores análogos às seções do presente trabalho. Desses eventos, 10 coincidem com os identificados neste estudo. No que diz respeito à duração dos eventos, a Tab. 4.3 mostra que os eventos de uplift tendem a durar mais e apresentam uma maior variabilidade do tempo de duração em relação aos eventos de ressurgência. Além disso, os eventos de uplift revelaram um padrão de duração sem muitos contrastes entre os períodos de primavera/verão e outono/inverno. A máxima duração média dos eventos de ressurgência (15,9 dias) e uplift (18,7 dias) foi observada em S4 e S2, respectivamente. Santos (2014), com base em sensores de temperatura e salinidade fundeados, mostrou eventos de ressurgência na BTS com duração de até 11 dias, valor próximo à duração média dos eventos de ressurgência em S2 (11,5 dias). A Tab. 4.4 mostra a média e o desvio padrão de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  nas seções. Os  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  mais frios ocorrem em S1 e S4 durante os eventos de ressurgência e uplift, respectivamente. Esses resultados mostram que os fenômenos de ressurgência e uplift foram intensificados no Cânion de Salvador, o que implica eventos mais longos e intensos em comparação ao resto do domínio. Além disso, as anomalias médias de  $T_{costa}$  durante os eventos de ressurgência variaram de -0,7 (S2) a -1,1°C (S1 e S4), enquanto que as anomalias médias de  $T_{80}$  foram cerca de -1,0°C durante os eventos de uplift em todas as seções (Tab. 4.5).

	Período total			Ressurgência			Uplift		
	Total	P/V	O/I	Total	P/V	O/I	Total	P/V	O/I
S1	52	36	16	35	34	1	17	2	15
S2	46	24	22	11	10	1	35	14	21
S3	51	29	22	18	16	2	33	13	20
S4	45	27	18	15	14	1	30	13	17
S5	39	27	12	11	11	0	28	16	12

Tabela 4.2: Número de eventos identificados para S1, S2, S3, S4 e S5, como indicado na Fig. 4.1. P/V e I/O indicam os períodos de primavera/verão e outono/inverno, respectivamente.

	Ressurgência			Uplift		
	Total	P/V	O/I	Total	P/V	O/I
S1	12,6 ± 6,4	12,2 ± 5,9	27,0 ± 0,0	17,6 ± 10,2	12,0 ± 4,2	18,3 ± 10,6
S2	11,5 ± 4,0	11,9 ± 4,0	8,0 ± 0,0	18,7 ± 9,2	22,8 ± 9,8	15,9 ± 7,8
S3	12,2 ± 6,4	12,3 ± 6,4	6,5 ± 2,1	16,4 ± 7,3	17,6 ± 6,9	15,5 ± 7,5
S4	15,9 ± 6,8	15,3 ± 6,6	25,0 ± 0,0	16,3 ± 7,0	16,7 ± 6,6	16,1 ± 7,3
S5	11,5 ± 5,3	11,5 ± 5,3	-	17,5 ± 8,1	18,0 ± 8,1	17,8 ± 8,7

Tabela 4.3: Média e desvio padrão da duração dos eventos em dias para S1, S2, S3, S4 e S5, como indicado na Fig. 4.1. P/V e I/O indicam os períodos de primavera/verão e outono/inverno, respectivamente.

### 4.2.3 Mecanismos de Ressurgência

A série temporal do transporte total de vento ( $T_{Vento} = T_{ek} + T_{bomb}$ ) mostra um padrão sazonal semelhante para as cinco seções analisadas (Fig. 4.10). Durante a primavera e o verão, os valores de  $T_{Vento}$  são predominantemente positivos, e a maioria dos eventos de ressurgência e uplift ocorreram com  $T_{Vento}$  positivo, sendo, portanto, favorável à ressurgência

Seção	Período total		Ressurgência		Uplift	
	$T_{costa}$	$T_{80}$	$T_{costa}$	$T_{80}$	$T_{costa}$	$T_{80}$
S1	26,6 ± 1,2	23,1 ± 1,4	25,2 ± 0,9	21,3 ± 0,8	27,2 ± 1,3	22,7 ± 1,0
S2	27,4 ± 1,3	23,1 ± 1,5	27,1 ± 0,9	21,8 ± 1,5	27,8 ± 1,2	22,3 ± 1,1
S3	27,3 ± 1,6	23,0 ± 1,5	27,0 ± 0,9	21,5 ± 1,2	27,6 ± 1,4	22,2 ± 1,1
S4	27,2 ± 1,5	22,3 ± 1,4	26,5 ± 1,1	20,8 ± 1,2	27,2 ± 1,5	21,4 ± 1,0
S5	27,4 ± 2,1	23,1 ± 1,5	28,1 ± 0,5	21,8 ± 1,2	28,2 ± 1,7	22,0 ± 1,2

Tabela 4.4: Média e desvio padrão das séries temporais de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  para S1, S2, S3, S4 e S5, conforme indicado nas Figs. 4.8 e 4.9, respectivamente. As unidades são °C.

em todas as seções. A Fig. 4.10 também mostra alguns picos de  $T_{Vento}$  negativos, a exemplo dos ocorridos em outubro de 2011 e outubro de 2012. Estes picos foram causados pelas passagens de frentes frias registradas em Salvador ( $13^\circ\text{S}$ ) e Ilhéus ( $15^\circ\text{S}$ ), respectivamente. A passagem de uma frente fria pode fazer com que o vento se torne preferencialmente de S/SE, resultando em um  $T_{Vento}$  negativo. Um padrão sazonal semelhante é observado em  $T_{Cco}$ , principalmente em S1 e S4 (Fig. 4.11). Também é importante mencionar que a maioria dos eventos de ressurgência e uplift ocorreram quando o  $T_{Cco}$  é positivo. Essa semelhança no comportamento dos mecanismos de ressurgência induzida pelo vento e pela CCO deve-se ao fato de que ambos os campos de vento (E/NE) e de CCO (CB, formada quando a bifurcação da CSE ocorre ao norte do domínio) são favoráveis à ressurgência durante o período de primavera/verão. Durante o outono e o inverno, a região está sob condições desfavoráveis à ressurgência. Assim, o transporte total ( $T_{TOT} = T_{Vento} + T_{Cco}$ ) também exibe uma sazonalidade clara, já que  $T_{Vento}$  e  $T_{Cco}$  trabalham juntos durante todo o ano. Para quantificar a importância relativa de cada mecanismo de ressurgência, estimamos a porcentagem de eventos que ocorreram quando  $T_{Vento}$ , seus componentes ( $T_{ek}$  e  $T_{bomb}$ ),  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$  foram positivos (favoráveis) (Fig. 4.12a). Além disso, a média dos transporte durante os eventos também foi analisada na Fig. 4.12b.

A Fig. 4.12a mostra que pelo menos 80% dos eventos ocorreram quando  $T_{TOT}$ ,  $T_{Cco}$ ,  $T_{Vento}$  e seus componentes foram favoráveis, exceto em S5 ( $\sim 60\%$ ). Assim, isso indica que os mecanismos de ressurgência devido ao vento e à CCO trabalharam em conjunto para promover o ressurgência na região durante a maioria dos eventos. De S1 a S4,  $T_{Vento}$  define a influência de  $T_{TOT}$  nos eventos, enquanto que, em S5,  $T_{Cco}$  parece ser qualitativamente mais importante. Durante aproximadamente 20% dos eventos de ressurgência em S5,  $T_{Vento}$  e  $T_{Cco}$  interagiram em oposição, sendo o último não suficientemente forte para superar o primeiro em magnitude. Em S2, S3 e S5, 2 eventos ocorreram sob  $T_{TOT}$  desfavorável, enquanto que,

Seção	Período total		Ressurgência		Uplift	
	$T_{costa}$ anom	$T_{80}$ anom	$T_{costa}$ anom	$T_{80}$ anom	$T_{costa}$ anom	$T_{80}$ anom
S1	$\pm 0,5$	$\pm 0,6$	$-1,1 \pm 0,5$	$-0,7 \pm 0,6$	$0,2 \pm 0,3$	$-0,9 \pm 0,3$
S2	$\pm 0,5$	$\pm 0,7$	$-0,7 \pm 0,2$	$-0,1 \pm 1,0$	$0,3 \pm 0,3$	$-1,0 \pm 0,3$
S3	$\pm 0,6$	$\pm 0,7$	$-1,0 \pm 0,4$	$-0,5 \pm 0,6$	$0,5 \pm 0,5$	$-1,0 \pm 0,4$
S4	$\pm 0,6$	$\pm 0,7$	$-1,1 \pm 0,5$	$-0,5 \pm 0,5$	$0,3 \pm 0,4$	$-1,0 \pm 0,4$
S5	$\pm 0,7$	$\pm 0,7$	$-0,9 \pm 0,3$	$-0,3 \pm 0,5$	$0,4 \pm 0,6$	$-1,0 \pm 0,4$

Tabela 4.5: Média e desvio padrão das séries temporais da anomalia de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  para S1, S2, S3, S4 e S5, conforme indicado nas Figs. 4.8 e 4.9, respectivamente. As unidades são  $^\circ\text{C}$ . Considerando o período completo, a média da anomalia é zero, portanto somente o desvio padrão é mostrado.

em S4, apenas 1 evento ocorreu sob essa condição (Tab. 4.2). No que diz respeito aos eventos de uplift, um padrão semelhante é visto, com pelo menos 80% dos eventos influenciados por todos os IRs considerados, exceto em S5. Menos de 10% dos eventos ocorreram com  $T_{TOT}$  negativo (2 eventos em S2 e S3 e 1 evento em S4), exceto em S5, onde ocorreram 7 eventos em condições não favoráveis à ressurgência. Também é importante ressaltar que, em S5, a ressurgência e o uplift podem ser exclusivamente induzidos pela CCO.

Os valores médios de  $T_{Vento}$  durante todos os eventos de ressurgência (Fig. 4.12b) foram maiores em S1 ( $2,22 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) e S4 ( $2,08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ); nas demais seções, no entanto, os valores médios foram cerca de 40% menores (Tab. 4.6). Considerando os valores médios de  $T_{Vento}$  durante os eventos de uplift, um cenário diferente foi observado: o valor mais alto foi encontrado em S2, tendo a mesma magnitude do valor mais alto durante os eventos de ressurgência (Tab. 4.6). Para o resto do domínio, esses valores variaram de  $0,59 \pm 1,25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (S5) a  $1,24 \pm 0,62 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (S1). O  $T_{Vento}$  médio durante os eventos de ressurgência e uplift revelou pelo menos um aumento de aproximadamente 100% em relação à média de toda a série temporal (exceto em S2), o que também foi observado por Aguiar et al. (2014) para a região de Abrolhos-Campos ( $15^\circ\text{S}$  a  $23^\circ\text{S}$ ). Além disso,  $T_{Vento}$  exibiu valores médios mais elevados durante os eventos de ressurgência em relação aos eventos de uplift, exceto em S2. Considerando as contribuições relativas de  $T_{ek}$  e  $T_{bomb}$ , os resultados mostram que  $T_{bomb}$  desempenha um papel mais importante durante os eventos de ressurgência e uplift na região, exceto considerando apenas os eventos de uplift em S2. Esta descoberta é diferente do que sugeriu Castelão e Barth (2006), que indicaram que, ao norte de Vitória ( $20^\circ\text{S}$ ),  $T_{bomb}$  deve ser bastante pequeno e, portanto, não desempenharia um papel significativo na promoção de ressurgência. No entanto, nosso resultado está de acordo com Aguiar et al. (2014), cujos resultados mostraram que  $T_{bomb}$  assumiu aproximadamente a mesma magnitude (cerca de  $0,50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) em comparação com  $T_{ek}$  durante os eventos de ressurgência na cidade de Prado ( $16^\circ\text{S}$ ), localizada na costa do estado da Bahia.

	Seção	$T_{ek}$	$T_{bomb}$	$T_{Vento}$	$T_{Cco}$	$T_{TOT}$
Período total	S1	$0,42 \pm 0,55$	$0,80 \pm 0,50$	$1,22 \pm 0,84$	$-0,09 \pm 1,15$	$1,13 \pm 1,66$
	S2	$0,69 \pm 0,88$	$0,90 \pm 0,57$	$1,58 \pm 1,30$	$0,13 \pm 0,70$	$1,72 \pm 1,76$
	S3	$0,17 \pm 0,51$	$0,35 \pm 0,70$	$0,52 \pm 1,16$	$0,15 \pm 0,30$	$0,67 \pm 1,36$
	S4	$0,14 \pm 0,46$	$0,00 \pm 0,91$	$0,14 \pm 1,32$	$0,30 \pm 0,45$	$0,43 \pm 1,55$
	S5	$-0,13 \pm 0,39$	$-0,29 \pm 0,85$	$-0,42 \pm 1,22$	$0,41 \pm 0,60$	$-0,01 \pm 1,65$
Ressurgência	S1	$1,05 \pm 0,34$	$1,17 \pm 0,53$	$2,22 \pm 0,80$	$0,58 \pm 0,47$	$2,80 \pm 0,86$
	S2	$0,50 \pm 0,98$	$0,80 \pm 0,46$	$1,30 \pm 1,37$	$0,31 \pm 0,76$	$1,62 \pm 2,00$
	S3	$0,39 \pm 0,54$	$0,77 \pm 0,87$	$1,16 \pm 1,39$	$0,24 \pm 0,20$	$1,40 \pm 1,50$
	S4	$0,68 \pm 0,34$	$1,41 \pm 0,72$	$2,08 \pm 1,01$	$0,56 \pm 0,34$	$2,65 \pm 1,07$
	S5	$0,19 \pm 0,30$	$0,53 \pm 0,81$	$0,72 \pm 1,10$	$0,82 \pm 0,36$	$1,54 \pm 1,22$
Uplift	S1	$0,57 \pm 0,33$	$0,70 \pm 0,32$	$1,24 \pm 0,62$	$0,26 \pm 0,31$	$1,50 \pm 0,75$
	S2	$1,22 \pm 0,98$	$1,09 \pm 0,81$	$2,31 \pm 1,78$	$0,34 \pm 0,48$	$2,66 \pm 2,05$
	S3	$0,42 \pm 0,36$	$0,69 \pm 0,72$	$1,11 \pm 1,05$	$0,22 \pm 0,20$	$1,34 \pm 1,17$
	S4	$0,37 \pm 0,32$	$0,57 \pm 0,66$	$0,93 \pm 0,93$	$0,43 \pm 0,35$	$1,36 \pm 1,09$
	S5	$0,18 \pm 0,39$	$0,41 \pm 0,88$	$0,59 \pm 1,25$	$0,65 \pm 0,50$	$1,25 \pm 1,63$

Tabela 4.6: Média e desvio padrão das séries temporais de  $T_{ek}$ ,  $T_{bomb}$ ,  $T_{Vento}$ ,  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$  para S1, S2, S3, S4 e S5 apresentadas na Fig. 4.10 e 4.11. As unidades são  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

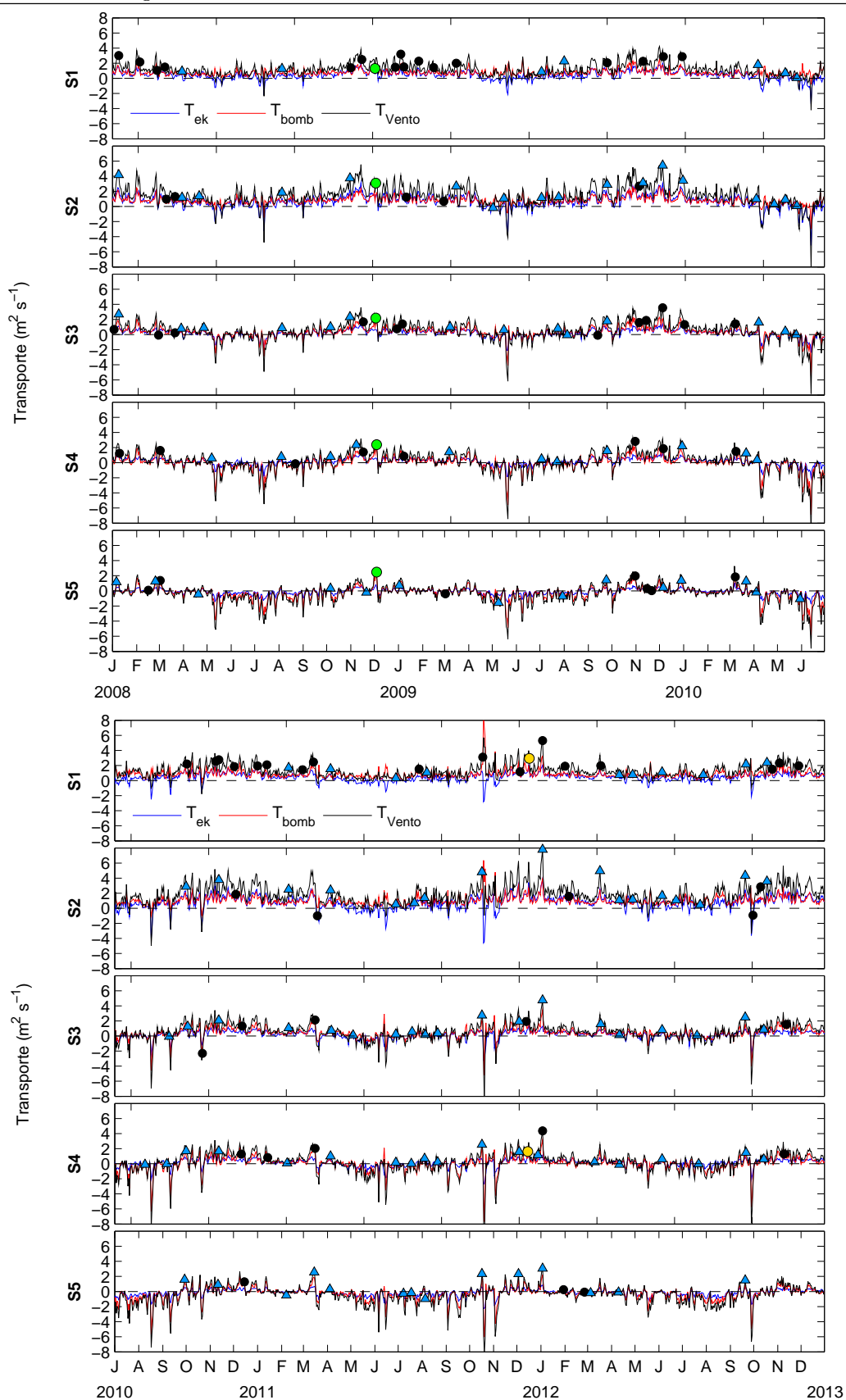


Figura 4.10: Séries temporais de transporte de Ekman (azul), transporte por bombeamento de Ekman (vermelho) e transporte total devido ao vento (transporte de Ekman + transporte por bombeamento de Ekman) (preto) para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos e os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo).

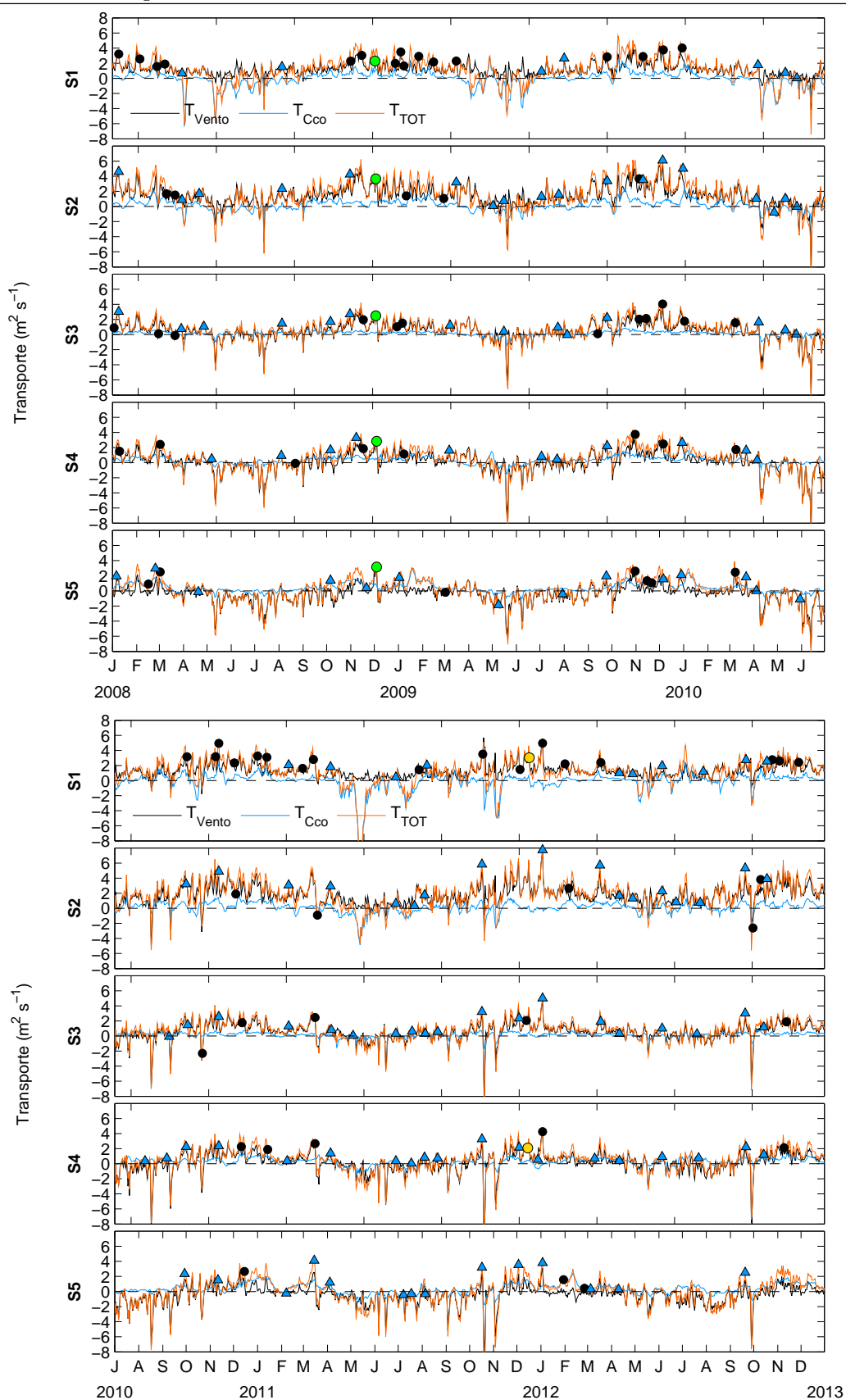


Figura 4.11: Séries temporais de transporte total devido ao vento (transporte de Ekman + transporte por bombeamento de Ekman) (preto), transporte devido à CCO (azul claro) e transporte total (transporte total devido ao vento + transporte devido à CCO) (laranja) para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. Os eventos de ressurgência são indicados por círculos pretos e os eventos de uplift são indicados por triângulos azuis. O evento estudo de caso 1(2) é indicado em verde (amarelo).

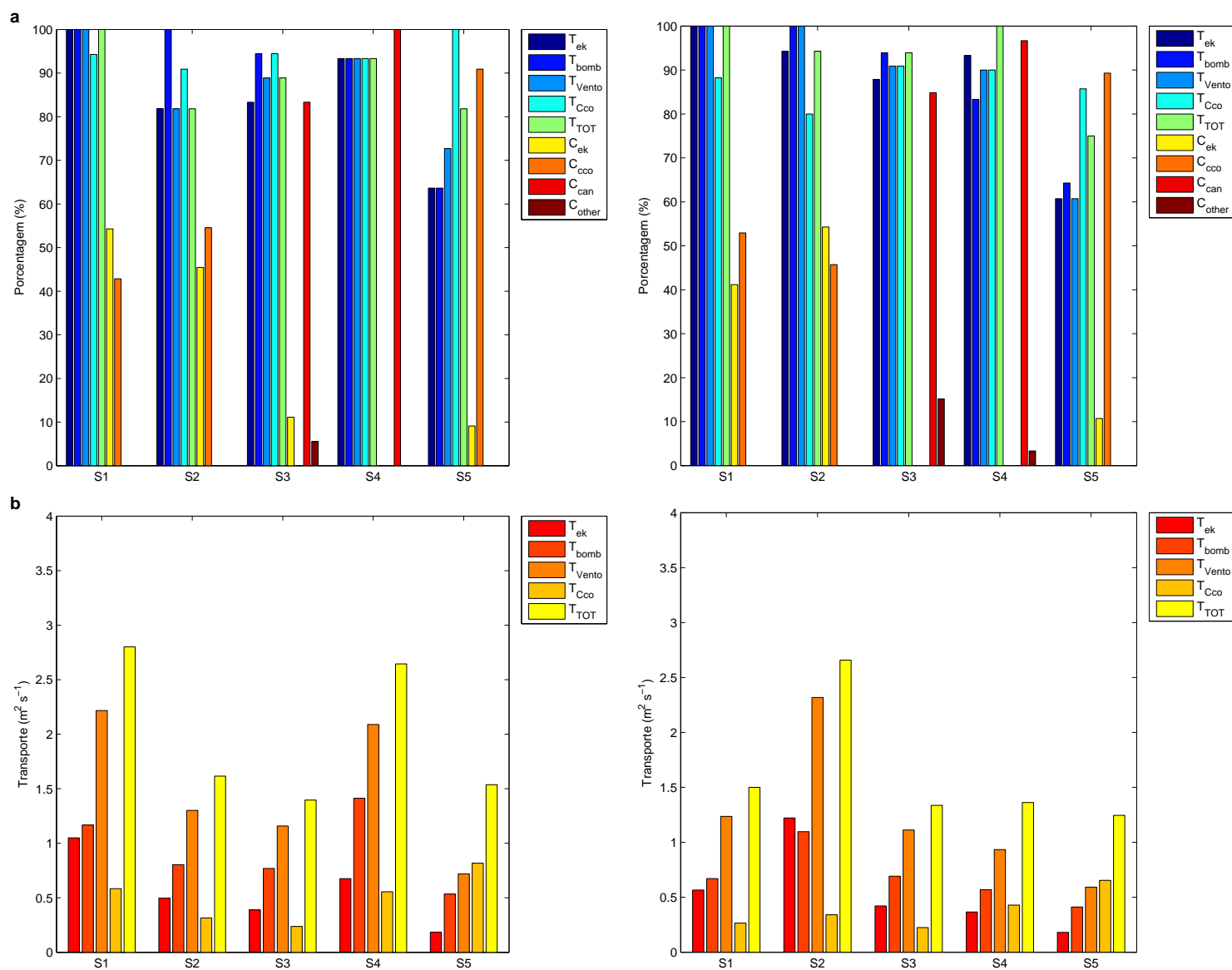


Figura 4.12: Contribuições dos mecanismos de ressurgência devido ao vento e à CCO e padrões de circulação de ressurgência: a) porcentagem de influência nos eventos ressurgência (esquerda) e uplift (direita) em cada seção e b) transporte médio ( $m^2 s^{-1}$ ) durante eventos ressurgência (esquerda) e uplift (direita) em cada seção.

No que se refere ao mecanismo de ressurgência devido à CCO, o  $T_{CCO}$  médio, durante os eventos de ressurgência e uplift, foi maior que a média de todo o período, semelhantemente ao  $T_{Vento}$  (Tab. 4.6). Analogamente ao mecanismo de ressurgência induzida pelo vento, os valores médios de  $T_{CCO}$  foram pelo menos 100% superiores durante eventos de ressurgência em comparação com a média do período total, exceto em S3. De S1 a S4, os valores médios de  $T_{CCO}$  representam aproximadamente 25% do  $T_{Vento}$  médio durante os eventos de ressurgência (Fig. 4.12b). Em S5,  $T_{Vento}$  e  $T_{CCO}$  médios apresentaram aproximadamente a mesma magnitude durante os eventos de ressurgência e uplift. Em S4, o  $T_{CCO}$  exibe aproximadamente metade da magnitude do  $T_{Vento}$ , enquanto em S1 e S3, o primeiro representa cerca de 20% do último durante os eventos de uplift (Fig. 4.12b).

Em suma, investigando a magnitude da interação entre os mecanismos gerados pelo vento e pela CCO, os valores médios de  $T_{TOT}$  são maiores durante os eventos de ressurgência e uplift em relação a toda a série temporal. Além disso, durante os eventos de ressurgência o  $T_{TOT}$  revela uma maior magnitude do que durante os eventos de uplift, exceto em S2, onde o  $T_{Vento}$  impulsiona o aumento de  $T_{TOT}$  durante os eventos de uplift. S1 e S4 exibiram os maiores valores médios de  $T_{TOT}$  durante eventos de ressurgência. Por sua vez, S2 foi onde esses valores foram maiores durante os eventos de uplift, sendo o mesmo padrão mostrado pelo  $T_{Vento}$  no domínio.

É evidente que os mecanismos de ressurgência forçados pelo vento e pela CCO atuam em conjunto para induzir eventos de ressurgência e uplift na área de estudo. Em todo o domínio,  $T_{TOT}$ ,  $T_{Vento}$  e  $T_{CCO}$  são favoráveis (positivos) durante a maioria dos eventos de ressurgência e uplift (Fig. 4.12a). A principal diferença entre os fenômenos de ressurgência e uplift na região é a magnitude dos mecanismos forçantes. Os valores médios de  $T_{TOT}$  variam de 1,40 a cerca de 2,80  $m^2 s^{-1}$  durante os eventos de ressurgência, enquanto que durante os eventos de uplift esses valores são mais baixos, variando de 1,25 a 2,66  $m^2 s^{-1}$  (Fig. 4.12b). Geograficamente, os processos de ressurgência e uplift exibem um padrão semelhante: em S1 e S2,  $T_{Vento}$  é muito mais forte do que  $T_{CCO}$ ; e na região do cânion,  $T_{CCO}$  aumenta para o sul em magnitude; e em S5  $T_{CCO}$  supera  $T_{Vento}$ . Além disso, eventos de ressurgência e uplift induzidos pela CCO causados somente pela aproximação da CCO à costa podem ocorrer em S5, semelhante ao que foi observado na costa leste da Austrália (Roughan e Middleton, 2002; Roughan e Middleton, 2004). Portanto, os mecanismos de ressurgência meteorológica induzem predominantemente processos de ressurgência e uplift na área de estudo, desempenhando o mecanismo de ressurgência oceanográfica um papel secundário, exceto em S5, onde os eventos de ressurgência e uplift podem ser apenas induzidos pela CCO.

#### 4.2.4 Padrões de Circulação durante os Eventos de Ressurgência

Nesta seção, investigaremos o padrão de circulação durante os eventos de ressurgência/uplift na região. Os ICRs que capturam as características da circulação relacionadas à ressurgência/uplift são descritos na Seção 4.1.3 e apresentados na Tab. 4.1.

A Fig. 4.12a mostra a influência dos ICRs durante os eventos de ressurgência/uplift para cada seção. Na parte norte do domínio,  $C_{ek}$  e  $C_{cco}$  exibem uma influência semelhante durante os eventos de ressurgência, mostrando que tanto a circulação forçada pelo vento como a circulação forçada pela CCO ocorreram frequentemente em S1 e S2 (Fig. 4.2). Durante os eventos de uplift (Fig. 4.12b), uma situação semelhante é observada, embora  $C_{cco}$  prevaleça em S1, enquanto que  $C_{ek}$  é mais frequente no S2, sendo observado, portanto, um cenário inverso no que se refere aos eventos de ressurgência (Fig. 4.12a). Em S5,  $C_{cco}$  dominou ( $\sim 90\%$ ) durante os eventos de ressurgência e uplift. Isso pode indicar que as dinâmicas induzidas pela CCO sejam o principal mecanismo de ressurgência e uplift em S5 e, à medida que os fluxos forçados pelo vento aumentam, a água ressurgida em subsuperfície é advectada até a superfície causando ressurgência. No Cânion de Salvador (S3 e S4), é observado um claro domínio de  $C_{can}$ , que representa o padrão de circulação de ressurgência causado pelo cânion (Fig. 4.2), durante os eventos de ressurgência e uplift, o que está de acordo com a literatura (Hickey, 1997; She e Klinck, 2000). Em S3 e S4,  $C_{can}$  foi evidenciado na maioria dos eventos de ressurgência e uplift. A região ao norte do cânion também foi afetada pela circulação induzida pelo cânion, pois uma marcada formação de uma circulação ciclônica na borda do cânion também foi notada no S3. Amorim et al. (2012) também reportaram a influência da circulação induzida pelo cânion em seu transecto análogo a S3.

O ICR  $C_{other}$  captura eventos que ocorreram sob um padrão de circulação distinto de  $C_{ek}$  e  $C_{can}$  na região do cânion. Este padrão de circulação consiste em velocidades verticais ascendentes e em direção à costa sobre a plataforma e em velocidades em direção à costa na região *offshore* (Fig. 4.2). Neste estudo, 1 evento de ressurgência e 5 eventos de uplift em S3 e 1 evento de uplift em S4 foram classificados como  $C_{other}$ . O padrão comum encontrado durante esses eventos foi que todos os eventos de uplift, exceto um em S3 (a ser detalhado abaixo) ocorreu sob  $T_{Cco}$  positivo e  $T_{Vento}$  positivo, apesar do padrão de circulação de  $C_{other}$ . Assim, mesmo as velocidades em direção à costa prevalecendo a cerca de 40 km da costa, a presença de uma corrente costeira fluindo para sul, causando assim um  $T_{Cco}$  favorável à ressurgência juntamente com condições de vento favoráveis poderiam ainda promover a ressurgência/uplift. Em relação ao evento de uplift em S3 mencionado acima, notou-se que outro mecanismo de ressurgência desempenhou um papel importante na região. No dia 29

de março de 2008,  $T_{cco}$  foi negativo e  $T_{vento}$  foi positivo ( $0,68 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). No dia 13 de março, um vórtice ciclônico de aproximadamente 100 km de diâmetro, centrado em  $38^{\circ}30'W$ , se propagou em direção à costa, atingindo a região do cânion em 28 de março (não mostrado). À medida que o vórtice ciclônico se aproximava da costa, as isotermas foram elevadas devido à divergência da superfície, portanto, os processos de ressurgência induzidos por vórtice foram capazes de intensificar o evento de uplift em S3.

Os padrões de circulação durante os eventos de ressurgência/uplift são relevantes para entender os processos de ressurgência na região. Em resumo, tanto os padrões de circulação gerados por vento como pela CCO ocorreram durante eventos de ressurgência e uplift na área da plataforma adjacente. Assim, a dinâmica de Ekman desempenha um papel dominante na circulação costeira durante a ressurgência/uplift, mas a influência da CCO não é negligenciável. A plataforma continental estreita nesta parte do domínio permite que a circulação costeira seja altamente influenciada pela dinâmica da CCO. Como a variação latitudinal da bifurcação da CSE induz fluxos para sul/norte (favoráveis/desfavoráveis), ela influencia os processos de ressurgência na região. Além disso, não só o campo de ventos e a dinâmica da CCO, mas também as características topográficas peculiares da região são cruciais para uma melhor compreensão da circulação costeira induzida pelos processos de ressurgência/uplift. A presença do Cânion de Salvador implica uma mudança no padrão de circulação durante a ressurgência/uplift. Nesta região, os processos de ressurgência são altamente influenciados por efeitos topográficos que induzem uma circulação peculiar, que não é observada durante os eventos de ressurgência ou uplift na parte norte do domínio. Portanto, é claro que os padrões de circulação específicos ocorrem dependendo do setor geográfico da área de estudo. Assim, na região norte do domínio,  $C_{ek}$  e  $C_{cco}$  são observados (conduzidos pelo vento e a CCO, respectivamente), enquanto na região do cânion,  $C_{can}$  ocorre com maior frequência. Mais ao sul, em S5,  $C_{cco}$  é o padrão de circulação dominante em relação aos fenômenos de ressurgência/uplift.

#### 4.2.5 Conectividade entre os Processos de Ressurgência do Cânion de Salvador e da Plataforma Adjacente à Baía de Todos os Santos

Para investigar a conectividade entre os eventos de ressurgência/uplift ao longo da região de estudo, sua ocorrência foi avaliada em uma seção ao longo da costa (a seguir XCAN e retratada na Fig. 4.1), que segue a isóbata de 50 m, mas atravessa o Cânion de Salvador. A Fig. 4.13 apresenta as anomalias de  $T_{costa}$  em XCAN. Os resultados mostram que as

anomalias negativas ocorreram predominantemente no período de primavera/verão ao longo de todas as seções. Ao investigar esses eventos usando mapas de temperatura e circulação na profundidade de 40 m (não mostrados), foram encontrados dois cenários: i) a água ressurgida foi advectada para o sul pela CB e ii) a água ressurgida no Cânion de Salvador foi advectada para norte por uma subcorrente costeira. Este fluxo costeiro para norte ocorre como parte do sistema de ressurgência costeiro. Essa situação é semelhante ao sistema de ressurgência de Benguela, onde a interface entre a corrente de superfície, que flui em direção ao equador (corrente de Benguela), e a subcorrente que flui em direção ao polo, frequentemente atinge a superfície na plataforma interna, produzindo fluxo em direção ao polo ao longo da costa (Nelson, 1989; Tomczak e Godfrey, 2003). Essa subcorrente costeira já foi observada por Amorim et al. (2012) durante um cruzeiro de verão em 2 transectos análogos a S3 e S4 neste estudo.

Para ser considerado um evento de conectividade, duas condições devem ser satisfeitas: i) um evento que ocorre em S4 e também em S2 e/ou S1 e ii) uma subcorrente costeira que advecta água para norte. No total, 20 eventos de conectividade foram observados. Os eventos de conectividade foram mais frequentes durante novembro e dezembro (4 eventos por mês) e janeiro e março (3 eventos por mês). Além disso, dentre os eventos de conectividade, 9 ocorreram durante ressurgência e 11 durante uplift.

	Ressurgência de conectividade	Uplift de conectividade
$T_{costa}$	$26,8 \pm 0,4$	$27,7 \pm 1,4$
$T_{costa}$ anom	$-0,8 \pm 0,6$	$0,3 \pm 0,5$
$T_{80}$	$20,1 \pm 0,5$	$21,2 \pm 0,9$
$T_{80}$ anom	$-0,9 \pm 0,3$	$-0,8 \pm 0,4$
$T_{ek}$	$0,76 \pm 0,25$	$0,43 \pm 0,25$
$T_{bomb}$	$1,16 \pm 0,86$	$0,53 \pm 0,57$
$T_{Vento}$	$1,92 \pm 1,02$	$0,95 \pm 0,76$
$T_{Cco}$	$0,37 \pm 0,25$	$0,25 \pm 0,27$
$T_{TOT}$	$2,28 \pm 0,95$	$1,21 \pm 0,72$
Duração	$16,3 \pm 6,3$	$17,1 \pm 5,1$

Tabela 4.7: Média e desvio padrão das séries temporais de  $T_{costa}$ ,  $T_{80}$ , respectivas anomalias,  $T_{ek}$ ,  $T_{bomb}$ ,  $T_{Vento}$ ,  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$  para S4 considerando somente os eventos de ressurgência de conectividade (esquerda) e somente os eventos de uplift de conectividade (direita). As unidades são  $^{\circ}C$  para  $T_{costa}$ ,  $T_{80}$  e respectivas anomalias e  $m^2 s^{-1}$  para  $T_{ek}$ ,  $T_{bomb}$ ,  $T_{Vento}$ ,  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$  e dias para a duração dos eventos.

Tab. 4.7 mostra que os eventos de conectividade exibiram um  $T_{80}$  médio mais frio, porém um  $T_{costa}$  médio semelhante em comparação aos valores médios durante os eventos de ressurgência em S4 (Tab. 4.4). No que diz respeito aos mecanismos de ressurgência/uplift,

os valores médios de  $T_{TOT}$  durante os eventos de ressurgência e uplift de conectividade foram semelhantes aos dos respectivos eventos sem conectividade (Tab. 4.6). Assim, como durante os eventos de conectividade, os mecanismos de forçamento não foram mais fortes em comparação com eventos de não-conectividade, outras condições devem definir se a conectividade ocorrerá ou não. O que poderia representar uma condição necessária para a conectividade pode estar relacionado à dinâmica da CB. Se, por exemplo, a CB for intensa e se aproximar da costa, as subcorrentes costeiras não teriam espaço para fluir para norte sobre a plataforma. Para que esta hipótese seja verdadeira, a aproximação da CB deve inibir a conectividade, sendo assim um fator limitante para esse fenômeno. Em outras palavras, quanto mais a CB se aproximar da costa, menor será a probabilidade de ocorrer conectividade. Por outro lado, considerando apenas os mecanismos de ressurgência induzida pelo vento, os valores médios de  $T_{Vento}$  durante os eventos de ressurgência/uplift de conectividade (Tab. 4.7) e não-conectividade (Tab. 4.6) são bastante semelhantes. Além disso, os eventos de conectividade duraram, em média, cerca de 2 e 4 dias a mais do que os eventos de ressurgência e uplift em que os processos de conectividade não ocorrem, respectivamente (Tab. 4.3). Portanto, duas condições dinâmicas podem ser consideradas quanto à ocorrência de conectividade: i) forte dinâmica de ressurgência de cânion, diretamente relacionada ao  $T_{Vento}$  e ii) baixa influência do fluxo da CB na circulação da plataforma, o que, por sua vez, está inversamente relacionado à aproximação da CB em relação à costa e, portanto, aos valores de  $T_{Cco}$ . De fato, os valores  $T_{Cco}$  médios durante os eventos de ressurgência e uplift de conectividade foram menores em comparação com a série temporal completa. Portanto,  $T_{Vento}$  foi o mecanismo predominante para promover processos de conectividade, sendo a aproximação da CB um mecanismo inibidor de conectividade. Em resumo, os resultados mostraram que, durante intensos eventos de ressurgência/uplift em S4, a subcorrente costeira para norte formada pelo sistema de ressurgência costeiro, quando suficientemente intensa e sob condições favoráveis à conectividade, foi capaz de advectar a água ressurgida no Cânion de Salvador para a região da Baía de Todos os Santos e plataforma adjacente.

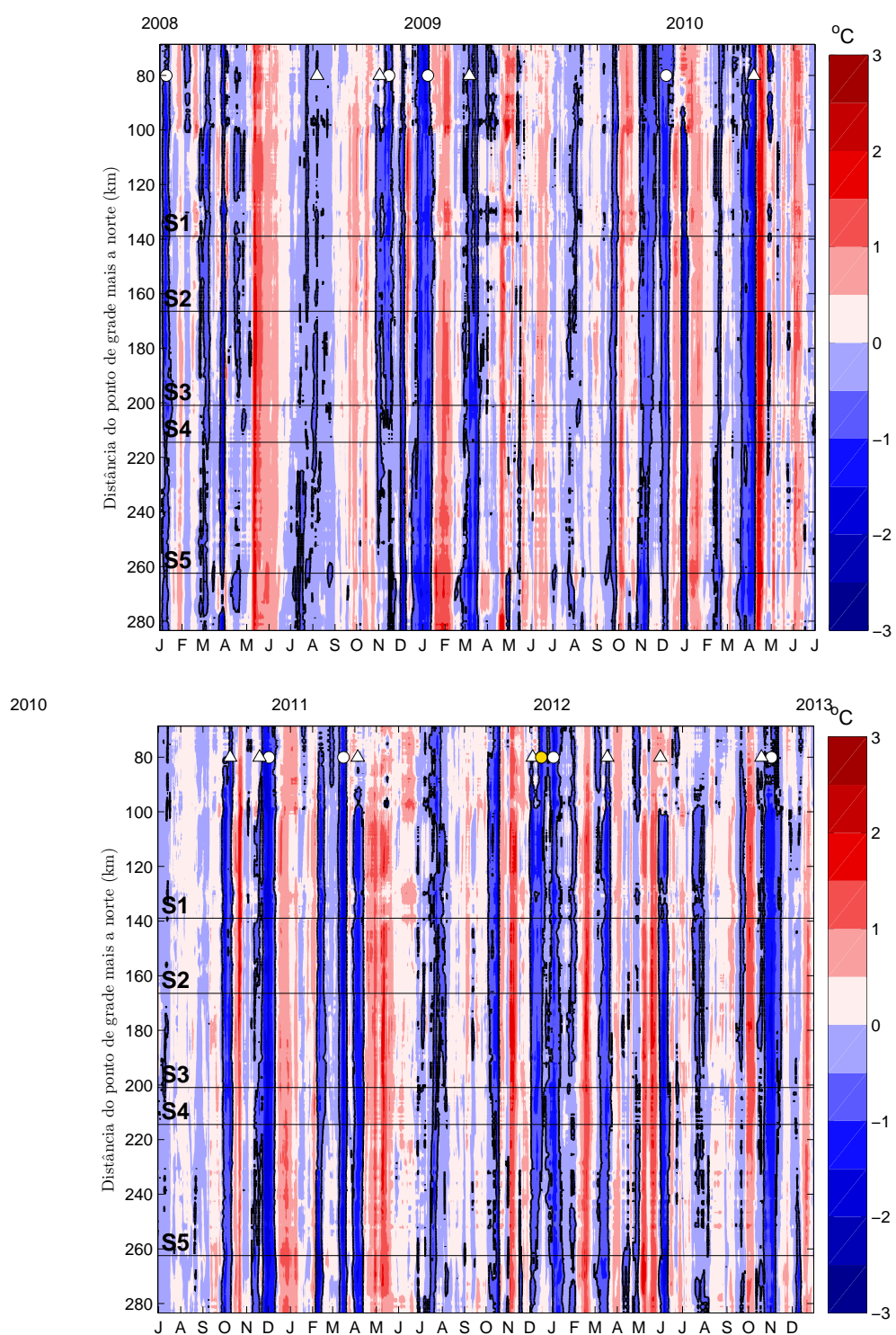


Figura 4.13: Hovmöller da anomalia de temperatura a 50 m para o período de 2008 a 2012 ao longo de XCAN, conforme indicado na Fig. 4.1. A isolinha preta indica a isoterma  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . Os eventos de ressurgência (uplift) de conectividade são indicados por círculos (triângulos) brancos e o estudo de caso 2 é indicado em amarelo. As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5).

## 4.2.6 Estudos de Caso

Dois eventos de ressurgência foram escolhidos como estudos de caso para melhor entender os processos de ressurgência e conectividade fora da área de estudo. Esses eventos foram investigados com mais detalhes em comparação à análise geral de eventos descrita acima.

### Estudo de Caso 1 - Evento de Ressurgência em dezembro de 2008

A Fig. 4.14 mostra  $T_{costa}$ ,  $T_{80}$ , os mecanismos de ressurgência e os padrões de circulação durante o evento de ressurgência ocorrido de 25 de novembro de 2008 a 13 de dezembro de 2008, atingindo seu pico em 2 de dezembro de 2008 em S1, em 3 de dezembro de 2008, em S2 e S3 e em 4 de dezembro de 2008 em S4 e S5. Durante esse evento, as anomalias de  $T_{costa}$  mais frias foram observadas na região do cânion. Além disso, a TSM observada (MURSST) também exibe picos de anomalias negativas ao longo da região durante os picos dos eventos identificados com base nos campos do modelo, conforme descrito na Seção 4.1.2. Os valores de anomalia de  $T_{costa}$  de  $-1,51$  e  $-1,66^{\circ}\text{C}$  foram cerca de 50% mais frios em relação às anomalias  $T_{costa}$  médias durante os eventos de ressurgência mostrados na Tab. 4.4. A Fig. 4.15 mostra que a isoterma de  $24^{\circ}\text{C}$  atingiu a profundidade de 10 m próximo à costa em S1, S3, S4 e S5. No entanto, em S2, a advecção em direção à costa da água fria ressurgida parece ser freada devido à presença do Banco de Santo Antônio (indicado na Fig. 4.2). Portanto, esta seção é onde  $T_{costa}$  mostra os valores maiores e parece ser menos influenciada pela água ressurgida, mais fria. Em todas as seções,  $T_{80}$  é menor que  $20^{\circ}\text{C}$ , portanto, a ACAS ressurgiu próximo à quebra da plataforma (Fig. 4.15). No que diz respeito aos mecanismos meteorológicos de ressurgência, o vento sopra de NE durante o evento (4.16) e  $T_{Vento}$  é maior que  $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  em todas as seções, exceto em S1 ( $1,31 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ), atingindo o máximo em S2 ( $3,08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) seguido por S5 e S4 ( $2,48$  e  $2,36 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , respectivamente). Além disso,  $T_{bomb}$  é dominante entre os mecanismos meteorológicos, exceto em S2, onde  $T_{ek}$  e  $T_{bomb}$  têm quase a mesma magnitude. No que diz respeito à ressurgência induzida pela corrente, a CB é intensa (valores de velocidade superiores a  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ ), flui próximo à costa em todo o domínio e ocupa a plataforma principalmente em S1 e S5 (Fig. 4.15), onde ocorreram os maiores valores de  $T_{Cco}$  ( $0,97$  e  $0,68 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , respectivamente). Portanto,  $T_{Vento}$  é o principal mecanismo de ressurgência em todo o domínio.

Em 2 (S1), 3 (S2 e S3) e 4 (S4 e S5) de dezembro de 2008, observaram-se padrões peculiares de circulação ao longo da área de estudo (Fig. 4.15). Em S1, S2 e S5,  $C_{ek}$  e

$C_{cco}$  foram observados, ou seja, velocidades *offshore* e advecção ascendente de água devido à ressurgência induzida pelo vento alternaram-se com as velocidades *onshore* ao longo da seção e a bombeamento de Ekman através da CEF devido à aproximação da CB (Fig. 4.14). Enquanto  $T_{Vento}$  se manteve mais intenso que  $T_{Cco}$ ,  $C_{ek}$  foi o padrão de circulação predominante observado. No entanto, quando  $T_{Vento}$  diminuiu drasticamente (em torno de 6 de dezembro),  $C_{cco}$  domina em S1 e S2 e a ressurgência foi interrompida em S5. Nessa situação,  $T_{Vento}$  foi ligeiramente maior que o  $T_{Cco}$ , indicando que, embora a estimativa do  $T_{Cco}$  não seja tão robusta quanto a do  $T_{Vento}$ , é representativa e confiável para investigar os processos de ressurgência na região.

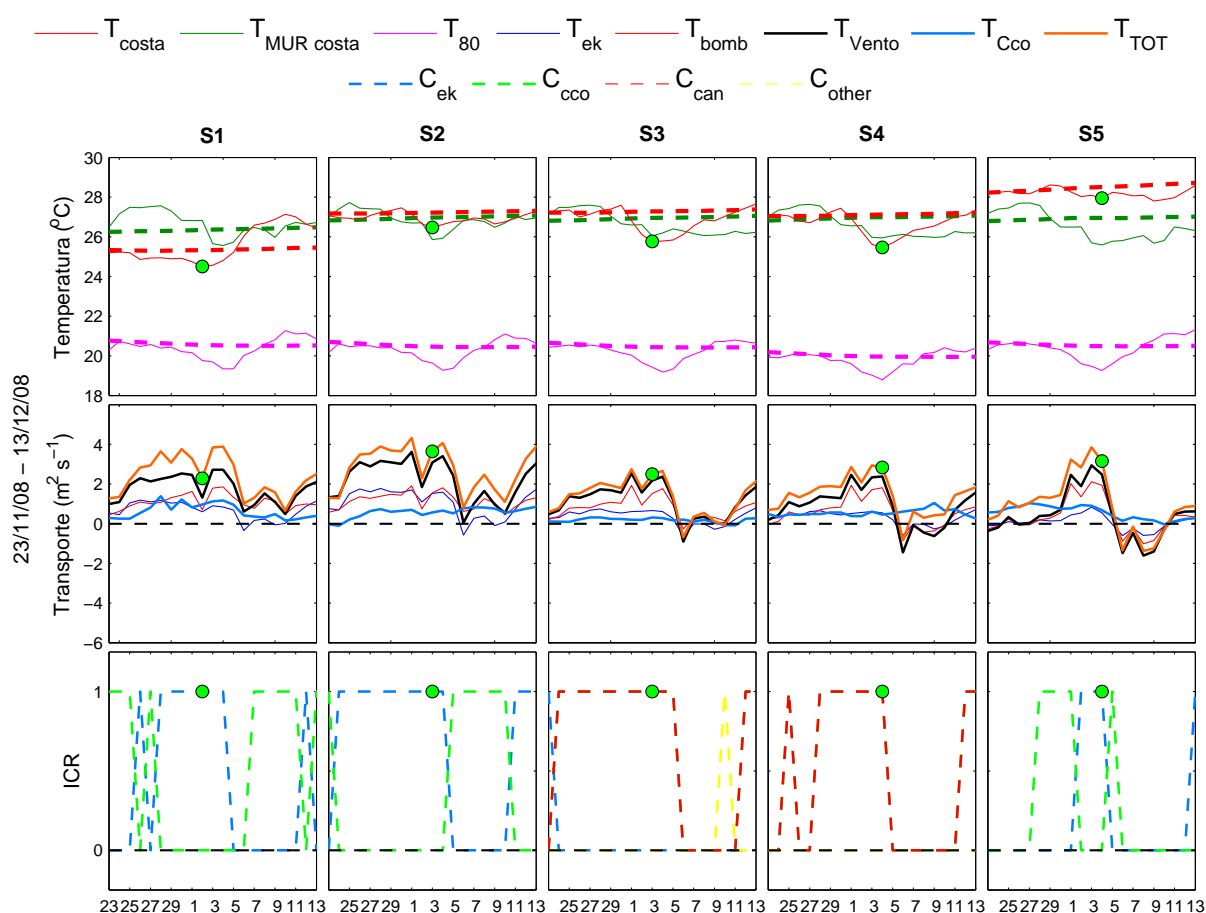


Figura 4.14: Séries temporais de  $T_{costa}$  e  $T_{80}$  (painéis superiores), transportes (painéis do meio) e padrões de circulação (painéis inferiores) durante o evento do estudo de caso 1 para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), conforme indicado na Fig. 4.1. A linha sólida representa a média diária, e a linha tracejada representa a média móvel de 30 dias para  $T_{ek}$ ,  $T_{bomb}$  e  $T_{Vento}$ , e de 90 dias para  $T_{Cco}$  e  $T_{TOT}$ . O evento do estudo de caso 1 é indicado por um círculo verde.

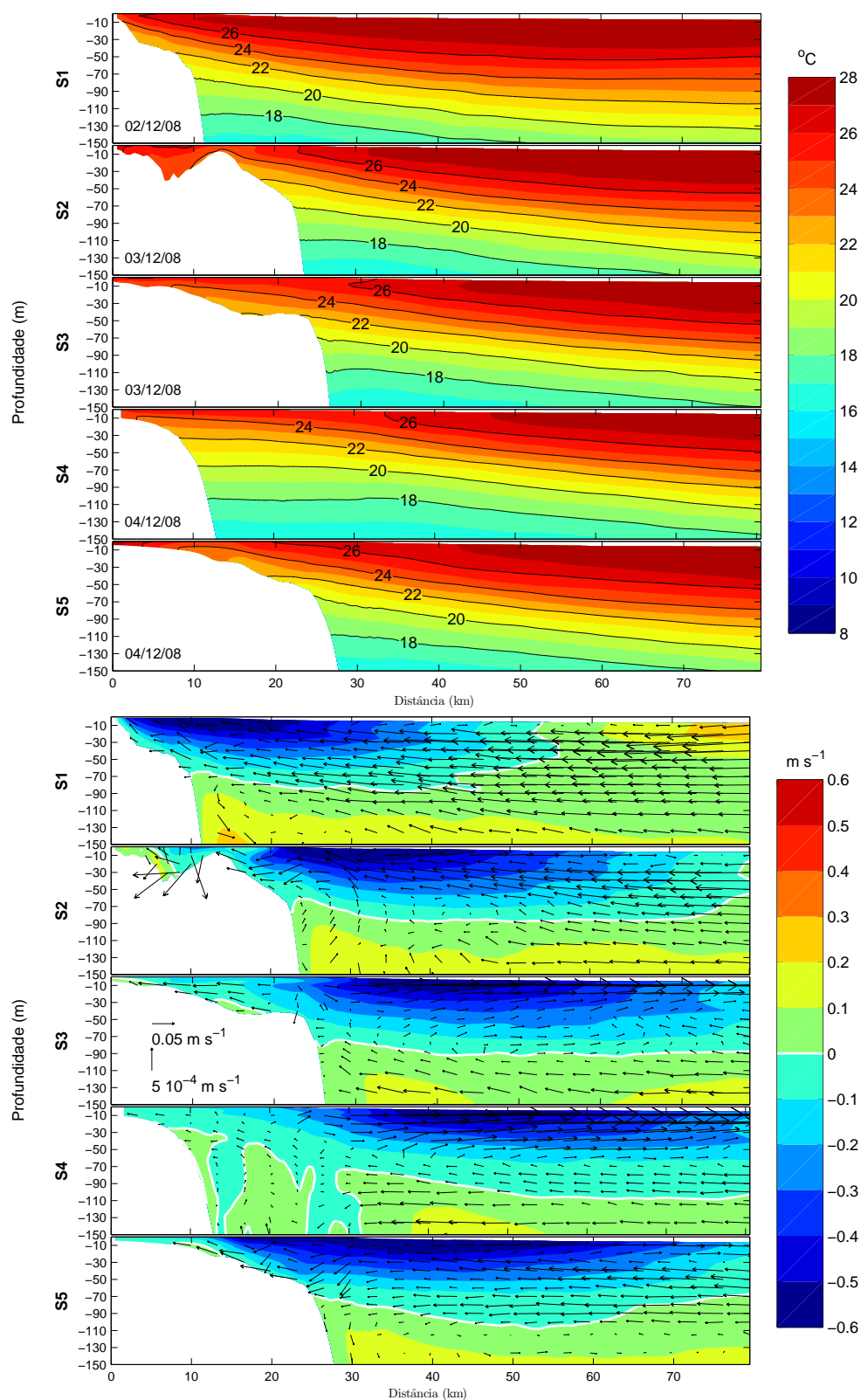


Figura 4.15: Painel superior: seção transversal de temperatura durante o estágio de pico do evento do estudo de caso 1 para cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1. O intervalo entre as isotermas é de 1°C. Painel inferior: seção transversal da velocidade durante o pico do mesmo evento para cada seção. Velocidades negativas (positivas) são para o sul (para o norte). O intervalo entre as isotacas é de 0.1 m s<sup>-1</sup>. Os vetores indicam o campo de velocidade transversal/vertical.

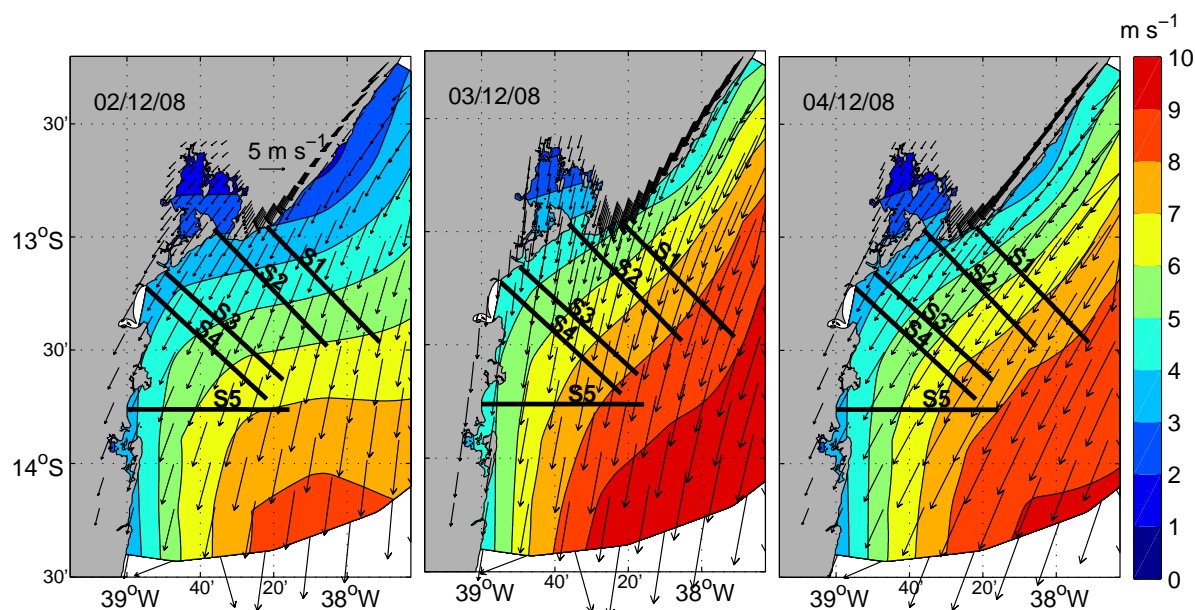


Figura 4.16: Mapa da magnitude do vento a 10 m durante os dias 2, 3 e 4 de dezembro de 2008. O intervalo entre os contornos é  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Os vetores indicam a intensidade e direção do vento. As linhas pretas representam a localização de cada seção (de cima: S1, S2, S3, S4 e S5), como indicado na Fig. 4.1.

Um padrão de circulação típico,  $C_{can}$ , foi claramente encontrado em S3 e S4 durante o pico do evento (Fig. 4.15). Este resultado está de acordo com a literatura (e.g., Hickey, 1997; She e Klinck, 2000). O fluxo para o interior do cânion causado pelo gradiente de pressão foi evidenciado abaixo da profundidade de 70 m. Próximo à cabeça do cânion, observou-se um vórtice ciclônico centrado a cerca de 15 km da costa e velocidades ascendentes de aproximadamente 10 m por dia advectaram água para a superfície.  $C_{can}$  foi observado associado a valores positivos de  $T_{Vento}$ . Portanto, este estudo de caso demonstra em detalhes a dinâmica clássica do cânion, sob condições de vento favoráveis e com a CB fluindo para sul. Assim, o Cânion de Salvador intensificou os processos de ressurgência, promovendo assim a circulação de ressurgência de cânion clássica através da coluna de água. Um padrão semelhante foi observado em S3, embora com algumas diferenças: i) os processos de ressurgência persistiram até 5 de dezembro e ii) a divergência (causada pelo efeito do vórtice de S4) estava centrada próximo de 25 km da costa, mais a leste em comparação com S4.

Embora a região de estudo seja bastante pequena comparada à dos estudos anteriores de ressurgência ao longo da costa brasileira (e.g., Castro e Miranda, 1998; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Castelão e Barth, 2006; Palma e Matano, 2009; Aguiar et al., 2014), neste estudo de caso, foi possível observar processos de ressurgência e padrões de circulação distintos associados aos diferentes mecanismos forçantes envolvidos. Neste estudo de caso,

a ACAS ressurgiu próximo à plataforma. O transporte por bombeamento de Ekman foi o mecanismo meteorológico predominante, exceto em S2, onde  $T_{ek}$  e  $T_{bomb}$  exibiram aproximadamente a mesma intensidade. Os processos de ressurgência induzidos pela CCO também desempenharam um papel relevante. À medida que a CB favorável à ressurgência se aproximou à costa, as isotermas foram inclinadas paralelamente à topografia de fundo, sendo assim pré-condicionadas à ressurgência, e o atrito de fundo foi intensificado ao longo da plataforma e sopé continental, aumentando o transporte através da CEF em direção à costa. Também foi possível identificar padrões de circulação específicos durante este evento. Em S1, S2 e S5,  $C_{ek}$  e  $C_{cco}$  foram observados, sendo o primeiro dominante durante o evento em S1 e S2, enquanto que em S5 o último prevaleceu. Na região do cânion, as feições dinâmicas inerentes ao  $C_{can}$ , ou seja, o fluxo para o interior do cânion e o vórtice ciclônico na cabeça do cânion, foram claramente observados em S3 e S4. Portanto, este estudo de caso demonstrou que os mecanismos de ressurgência devido ao vento, à aproximação da CB e aos efeitos batimétricos atuaram em conjunto, porém induzindo diferentes padrões de circulação, dependendo da seção geográfica, para promover um evento de ressurgência em toda a região de estudo.

## Estudo de Caso 2 - Evento de Conectividade em dezembro de 2011

Neste estudo de caso, buscamos investigar mais detalhadamente a conectividade entre os processos de ressurgência na região do cânion e na BTS. Conforme discutido na Seção 4.2.5, às vezes a água ressurgida no Cânion de Salvador pode ser advectada para norte para a região da plataforma adjacente à baía. O estudo de caso a ser analisado aqui foi o evento de ressurgência de conectividade que ocorreu desde o início até meados de dezembro de 2011, mostrado pelas anomalias negativas de temperatura na Fig. 4.13. Quatro estágios (anterior, inicial, intermediário e pico) do evento de conectividade em dezembro de 2011 são apresentados na Fig. 4.17.

No estágio anterior, em 30 de novembro de 2010, toda a coluna de água ao longo de XCAN fluía para o sul influenciada pela dinâmica da CB (Fig. 4.17a). As temperaturas de fundo eram cerca de  $23,5^{\circ}\text{C}$  ao longo do domínio. Durante o estágio inicial (6 de dezembro de 2011), foram observadas temperaturas mais frias de aproximadamente  $22^{\circ}\text{C}$  no interior do cânion, como sinal da ocorrência de um evento de ressurgência (Fig. 4.17b). Como esperado,  $C_{can}$  foi evidenciado e, portanto, um vórtice ciclônico foi formado. O vórtice ciclônico se encontrava aproximadamente centrado onde S3 intersecta XCAN (Fig. 4.17b) e uma subcorrente costeira para norte com velocidades de cerca de  $0,05\text{ m s}^{-1}$  foi observada (Fig. 4.17f).

Em 15 de dezembro de 2011, a ressurgência em S4 foi intensificada à medida que as águas mais frias de cerca de  $22,5^{\circ}\text{C}$  foram advectadas em direção à borda do cânion (Fig. 4.17c). Além disso, a circulação ciclônica teve seu centro próximo a S4 e tornou-se mais intensa, portanto, mais água ressurgida em S4 foi advectada em direção a S2 e S1 (Fig. 4.17g). Finalmente, no dia 17 de dezembro de 2011, o evento de conectividade atingiu seu pico. Como pode ser visto na Fig. 4.17d, o vórtice ciclônico cresceu e se intensificou, estendendo-se da borda do cânion até os primeiros 10 m de profundidade. Como parte do processo, as subcorrentes costeiras com cerca de  $0,1\text{ m s}^{-1}$  transportaram a água ressurgida para norte até à plataforma adjacente à baía. Embora a circulação na elevação continental tenha sido dominada pelo fluxo da CB para o sul, a dinâmica da ressurgência no cânion induziu subcorrentes costeiras que advectaram água para norte ao longo da plataforma (Fig. 4.17h). As condições necessárias para a conectividade (descritas na Seção 4.2.5) foram, portanto, satisfeitas neste estudo de caso. Além disso, no estágio de pico, os eventos de ressurgência e uplift em S1 e S2 (Fig. 4.8), respectivamente, foram intensificados à medida que as águas ressurgidas no cânion foram advectadas e, portanto, disponibilizadas para a parte norte do domínio (Figs 14d e 14h). Assim, o presente estudo de caso demonstrou como a dinâmica de ressurgência induzida pelo vento e efeitos topográficos foram capazes de conectar os processos de ressurgência/uplift do Cânion de Salvador aos da plataforma adjacente à baía.

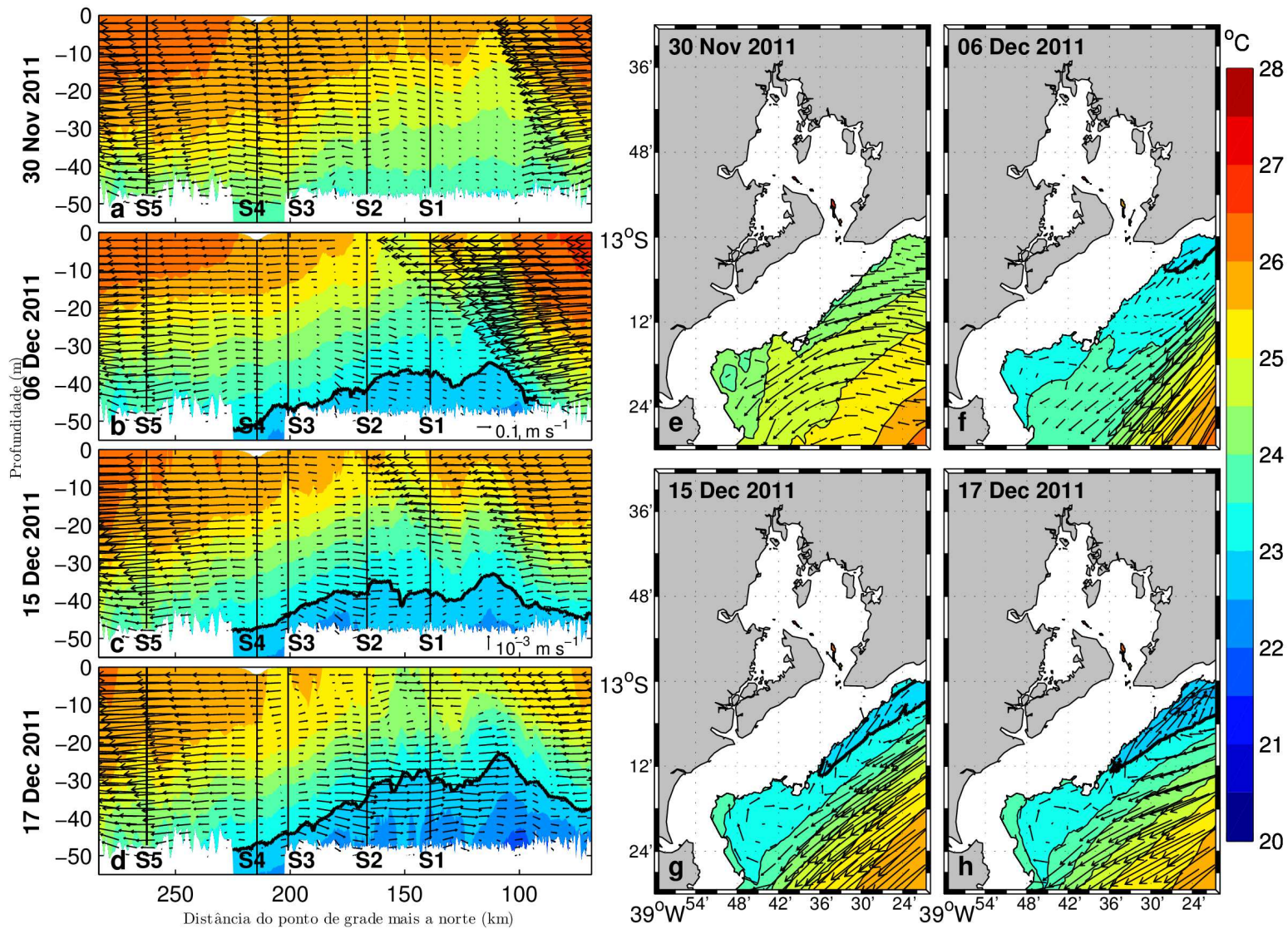


Figura 4.17: Painéis à esquerda: seção de temperatura ao longo de XCAN, conforme indicado na Fig. 4.1, durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade do estudo de caso 2. Os vetores indicam o campo de velocidade ao longo de XCAN e vertical. Painéis a direita: mapa de temperatura a 40 m durante o e) estágio anterior, f) estágio inicial, g) estágio intermediário e h) estágio de pico do evento de conectividade do estudo de caso 2. A linha grossa indica a isoterma de 23°C. Os vetores indicam o campo de velocidade horizontal a 40 m.

# 5

## Processos de Troca baía-plataforma

Muitos estudos exploraram os fluxos de troca em estuários de latitudes médias ( $\sim 25^\circ$  a  $\sim 60^\circ$ ) e altas ( $> 60^\circ$ ) (e.g., Valle-Levinson et al., 1998; Ponte et al., 2012; Inall et al., 2015). No entanto, a literatura sobre a circulação estuarina em baixas latitudes é ainda escassa (e.g., Smeed, 2004; Amorim et al., 2011; Valle-Levinson e Schettini, 2016; Santana et al., 2017). Então, como os resultados de latitudes mais altas se aplicam a estuários reais perto do Equador? Além disso, quais devem ser as considerações para se estudar o fluxo de troca em estuários de baixa latitude? Embora um conhecimento considerável acerca da troca estuarina tenha sido produzido, a maioria dos estudos relevantes baseou-se em pesquisas observacionais limitadas tanto espacialmente como temporariamente (e.g., Valle-Levinson et al., 2001), simulações de modelos de curto prazo (e.g., Guo e Valle-Levinson, 2007), ou pulsos isolados (e.g., Valle-Levinson et al., 2002). Assim, este capítulo tem como objetivo principal avaliar a dinâmica dos fluxos de troca baía-plataforma, com base em uma simulação hidrodinâmica com forçantes realistas e de longo prazo (7 anos) em um estuário de baixa latitude ( $13^\circ\text{S}$ ), conforme apresentado na Fig. 5.1.

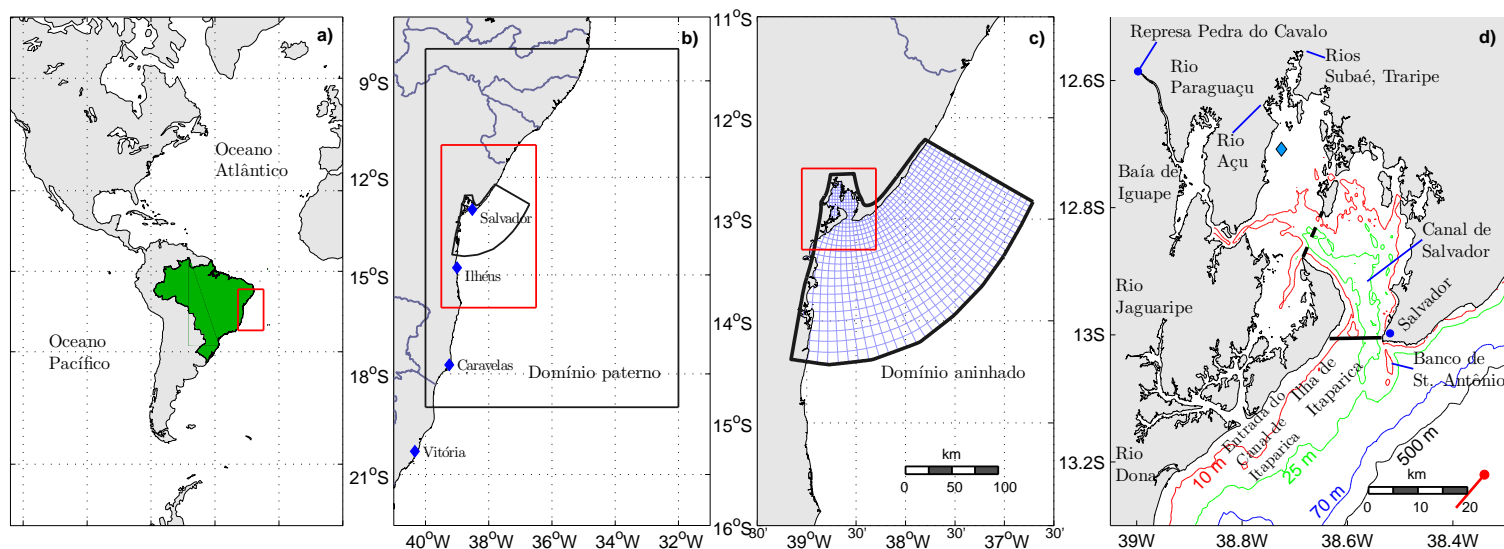


Figura 5.1: Domínio do modelo (a - c) e batimetria da região de estudo (d). Os painéis b) e c) ilustram os domínios da grade mãe e da grade aninhada. Os losangos azuis no painel b) indicam as estações meteorológicas do INPE onde as passagens de frentes frias foram registradas. No painel d), a linha contínua indica a seção transversal para estimar o fluxo de troca na entrada da baía. A linha tracejada indica a seção no interior da baía utilizada para estimar o gradiente horizontal de densidade ao longo da baía. O losango azul claro indica o ponto interno da baía para calcular as diferenças no nível do mar entre a entrada e o interior da baía. O ponto e a linha vermelhos indicam o ponto de grade e a orientação adotada para estimar o transporte de Ekman, respectivamente. As isóbatas de 10 (vermelho), 25 (verde), 70 (azul) e 500 m (preto) são representadas. Os retângulos vermelhos nos painéis a) a c) correspondem às áreas dos painéis b) a d).

## 5.1 Metodologia

### 5.1.1 Identificação dos pulsos de troca

Para remover os principais sinais de maré, as saídas do modelo foram filtradas usando um filtro de Lanczos passa baixa de 60 h, pois o período inercial na região é de aproximadamente 53 h. A banda subinercial, no entanto, inclui não somente a variabilidade relativa aos pulsos do fluxo de troca, mas também à circulação gravitacional e ao fluxo gerado pela retificação da maré. Assim, para isolar o efeito dos pulsos de troca, empregou-se um algoritmo de

Análise de Espectro Singular (Single Spectrum Analysis, em inglês) (Marques et al., 2006) para decompor os resultados filtrados em uma baixa frequência (circulação gravitacional e maré residual) e sua anomalia correspondente (variabilidade induzida pelos pulsos de troca). A Análise de Espectro Singular foi realizada com uma janela de 20 elementos e os três primeiros triplos próprios (eigentriples) foram usados para reconstruir a baixa frequência. A partir deste ponto, o termo fluxo de troca sinótico será utilizado para referir-se à anomalia do fluxo de troca, enquanto o termo fluxo de troca total será usado para referir-se à toda banda subinercial do fluxo, conforme mostrado na Fig. 5.2.

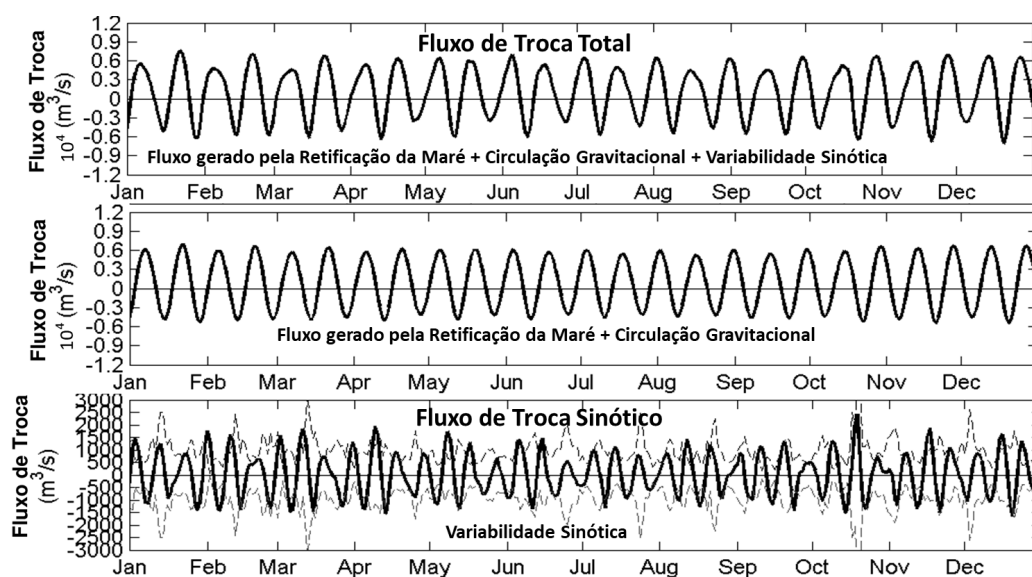


Figura 5.2: Série temporal do fluxo de troca na entrada da BTS durante o ano de 2008 para demonstrar o processamento dos dados de fluxo de troca. O painel superior indica o fluxo de troca total; o painel do meio indica o fluxo de troca de baixa frequência e o painel inferior indica o fluxo de troca sinótico separado em componente unidirecional (linha preta cheia) e componente bidirecional (linha tracejada cinza).

Os pulsos de troca serão considerados como uma intensificação, enfraquecimento ou reversão da circulação gravitacional média. Assim, tais pulsos de troca poderiam impor anomalias ao fluxo de troca, induzindo um fluxo mais ou menos cisalhado na horizontal ou um fluxo cisalhado verticalmente na entrada da baía. Desta forma, 4 cenários de circulação foram então estabelecidos: intensificação/atenuação do cisalhamento vertical da circulação gravitacional ( $Circ_+$ / $Circ_-$ ) e intensificação/atenuação do cisalhamento horizontal da circulação gravitacional ( $Circ_{+h}$ / $Circ_{-h}$ ).

Sendo assim, um método automático foi desenvolvido para identificar cada padrão de circulação com base nos critérios descritos a seguir. A coluna de água na entrada da baía foi dividida em 2 setores: A e B, que correspondem à camada superficial (0 a 5 m) e ao

canal profundo (25 m até o fundo), respectivamente. Além disso, o setor A compreende 2 subsetores:  $A_{banco}$  e  $A_{canal}$ , que representam a parte da camada superficial sobre a parte mais rasa (0 a 4 km da margem ocidental) e sobre o canal profundo (7 km da margem ocidental para a margem oriental), como ilustrado na Fig. 5.3.  $Circ_+$  ( $Circ_-$ ) tem como condições necessárias: i) a anomalia média da velocidade normal ao canal deve ser negativa (positiva) em A e positiva (negativa) em B; ii) a anomalia máxima da velocidade do fluxo de saída (entrada) deve ser maior que  $5 \text{ cm s}^{-1}$  em A e a anomalia máxima de velocidade de entrada (saída) deve ser superior a  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$  em B; e iii) a velocidade máxima do fluxo de saída (entrada) seja superior a  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$  em  $A_{banco}$  ( $A_{canal}$ ).  $Circ_{+h}$  ( $Circ_{-h}$ ) requer: i) a anomalia média da velocidade do canal deve ser positiva (negativa) em B; ii) as anomalias máximas de velocidade de entrada e de saída (fluxo de saída e entrada) devem ser superiores a  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$  em  $A_{banco}$  e  $A_{canal}$ , respectivamente. Como nem  $Circ_{+h}$  nem  $Circ_{-h}$  foram identificados nos campos do modelo, apenas  $Circ_+$  e  $Circ_-$  foram investigados. O pico de um pulso de troca foi considerado quando a velocidade máxima de fluxo de saída (entrada) ocorreu em  $A_{canal}$  entre  $Circ_+$  ( $Circ_-$ ) contíguos. Além disso, as datas de início e término de cada pulso também foram identificadas. Um pulso  $Circ_+$  dura enquanto as velocidades de fluxo de saída forem superiores a  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$  em  $A_{banco}$  precedendo e sucedendo um pico  $Circ_+$ . Analogamente, um pulso  $Circ_-$  dura à medida que as velocidades de entrada são encontradas em  $A_{canal}$  precedendo e sucedendo um pico  $Circ_-$ .

### 5.1.2 Análise dos Mecanismos de Troca

Para avaliar os pulsos do fluxo de troca, este foi dividido em barotrópico e baroclínico, representados pelas componentes unidirecional ( $Q_{Uni}$ ) e bidirecional ( $Q_{Bi}$ ) do fluxo, respectivamente. Este procedimento foi realizado utilizando uma metodologia similar a apresentada por Wong e Valle-Levinson (2002):

$$\begin{aligned}
 Q_{net} &= Q_{in} + Q_{out} \\
 Q_{Uni} &= Q_{net} \\
 Q_{Bi_{in}} &= Q_{in} - (1 - A_{out})(Q_{in} + Q_{out}) \\
 Q_{Bi_{out}} &= Q_{out} - (A_{out})(Q_{in} + Q_{out})
 \end{aligned} \tag{5.1}$$

onde  $Q_{net}$  é o fluxo líquido subinercial integrado na seção;  $Q_{in}$  e  $Q_{out}$  (negativo) são os fluxos de entrada e saída, respectivamente;  $A_{out}$  representa a porção da área da seção transversal que transporta o fluxo de saída; e  $Q_{Bi_{in}}$  e  $Q_{Bi_{out}}$  indicam as componentes de entrada e saída do  $Q_{Bi}$ . As anomalias de velocidade foram usadas para estimar os fluxos de volume na equação 5.1. Quanto à troca efetiva através da entrada da baía, apenas  $Q_{Uni}$  contribui para

o fluxo de volume integrado na seção, sendo  $Q_{Bi_{in}} + Q_{Bi_{out}} = 0$ . Vale ressaltar que Wong e Valle-Levinson (2002) isolaram o fluxo induzido pelo vento, removendo a maré residual e a circulação gravitacional. No presente trabalho, no entanto, consideramos que as anomalias do fluxo de troca incluem não apenas o fluxo induzido pelo vento, mas também o fluxo de troca possivelmente induzido por pulsos de descarga fluvial na região. Portanto, as componentes do fluxo são aqui chamados de unidirecional e bidirecional ao invés de fluxos associados aos efeitos remoto e local do vento como em Wong e Valle-Levinson (2002). Além disso, as componentes do fluxo foram utilizadas como referência para classificar pulsos de troca em quatro níveis de intensidade: de  $std_0$  a  $std_3$ . Primeiramente, verificamos qual entre  $Q_{Uni}$  e  $Q_{Bi}$  apresentou maior magnitude durante o pico do pulso. Então, cada pulso foi classificado de acordo com a componente predominante do fluxo de troca. Assim, caso  $Q_{Bi}$  seja o componente mais proeminente do fluxo, o pulso é considerado  $std_2$  se o valor de  $Q_{Bi}$  estiver entre 2 e 3 desvios padrão durante o pico de um pulso e assim por diante.

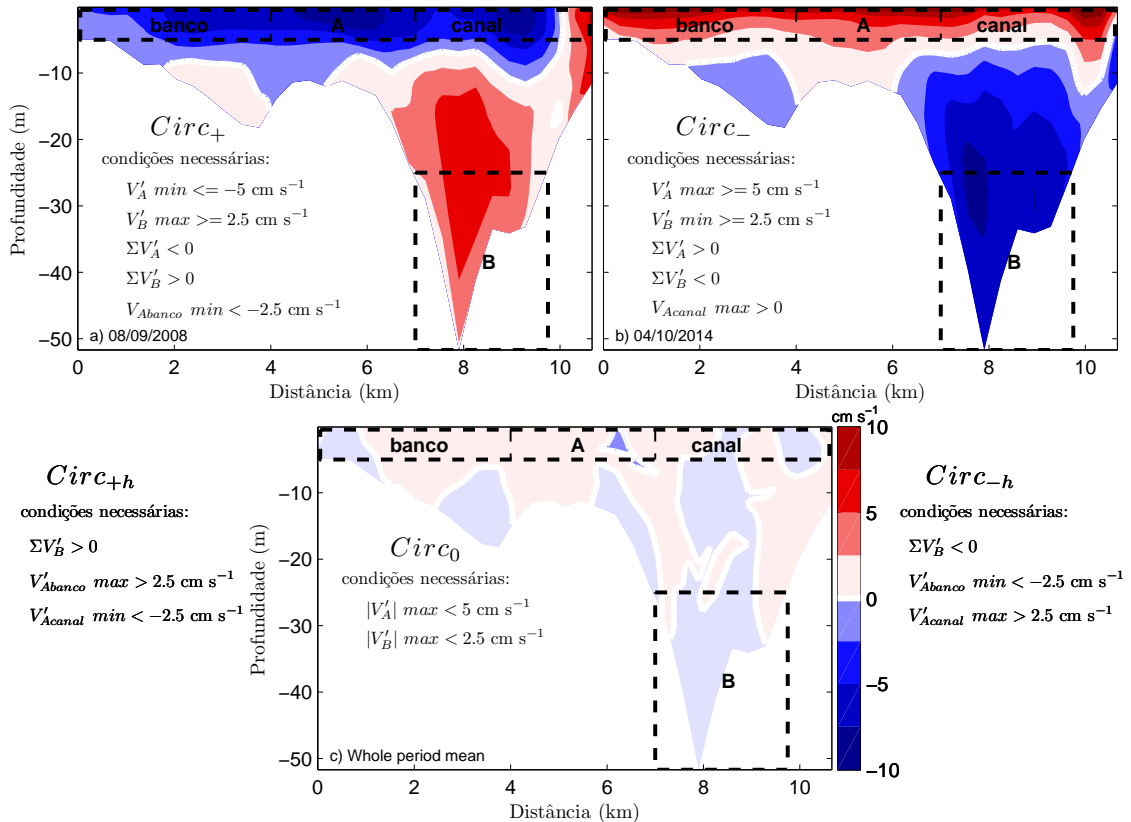


Figura 5.3: Representação dos padrões do fluxo de troca sinótico e suas condições necessárias. As linhas tracejadas grossas indicam os setores, a saber, A e B, enquanto as linhas tracejadas finas indicam as divisões  $A_{banco}$  e  $A_{canal}$  dentro do setor A. Os valores de anomalia de velocidade positiva e negativa indicam entrada e saída, respectivamente. A linha branca indica o nível de nenhum movimento. O intervalo entre isotacas é de  $2,5 \text{ cm s}^{-1}$ .

O transporte de Ekman ( $T_{ek}$ ) foi estimado para avaliar a influência do vento ao longo da costa em  $Q_{Uni}$ . As estimativas de  $T_{ek}$  (em  $m^3 s^{-1}$  por metro de costa) foram obtidas usando a formulação de Smith (1968):  $T_{ek} = \vec{\tau} \cdot \hat{t} / \rho_o f$ , onde  $\vec{\tau}$  é o vetor de tensão do vento;  $\hat{t}$  é um vetor unitário tangente ao litoral local (a direção  $\hat{t}$  é indicada pela linha vermelha na Fig. 5.1d);  $\rho_o$  é a densidade de água de referência ( $1024 \text{ kg m}^{-3}$ ); e  $f$  é o parâmetro de Coriolis.  $T_{ek}$  foi estimado considerando-se um ponto de grade a 40 km da costa, conforme indicado na Fig. 5.1d.

Para investigar o balanço de forças e seus efeitos sobre a circulação subinercial, foram estimados os seguintes números adimensionais. A importância dos efeitos de rotação no fluxo de troca induzido por densidade ou por vento pôde ser avaliada pelos números  $Ke$  e  $Ek$  (e.g., Kasai et al., 2000; (Valle-Levinson, 2008); Li e Li, 2011).  $Ke$  compara a largura da bacia com o raio interno de Rossby ( $Rd_i$ ), conforme mostrado na equação abaixo:

$$\begin{aligned} Ke &= \frac{B}{Rd_i} \\ Rd_i &= \frac{\sqrt{g' h_S}}{f} \\ g' &= g \left( \frac{\Delta\rho}{\rho_o} \right) \end{aligned} \quad (5.2)$$

onde  $B$  é a largura da bacia,  $h_S$  é a profundidade da camada superficial que contém a parte flutuante do fluxo induzido por densidade,  $g'$  é a gravidade reduzida,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $\Delta\rho$  é a diferença de densidade entre as camadas de superfície e fundo.  $h_S$  foi estimado como sendo a profundidade média da isotaca de não-movimento (velocidade subinercial de  $0 \text{ m s}^{-1}$ ) que separa os fluxos da superfície e do fundo considerando 7 km da margem oeste para a margem leste.  $\Delta\rho$  foi estimado como a diferença entre a densidade subinercial média em  $A_{canal}$  e no setor B.  $Ke > 1$  implica que a largura da bacia é maior que  $Rd_i$ , portanto, os efeitos de rotação da Terra devem ser importantes.  $Ek$  indica, entre os efeitos de rotação e fricção, qual é o mais importante ( $Ek = A_z / f H_{max}^2$ , onde  $A_z$  é a viscosidade turbulenta vertical média da seção e  $H_{max}$  é a profundidade máxima do canal). Os efeitos de rotação da Terra tornam-se insignificantes quando  $Ek > 1$ .

Para inferir o mecanismo responsável pelo fluxo de troca total, os números de Wedderburn ( $Wn$ ), de Tensão ( $S_0$ ) e de Froude mareal ( $Fr_0$ ) também foram calculados. Podemos avaliar a importância relativa do vento em relação ao gradiente horizontal de densidade calculando  $Wn$  (Monismith, 1986; Geyer, 1997; Chen e Sanford, 2009; Li e Li, 2011),

$$Wn = \frac{\tau_w L}{\Delta\rho_h g H^2} \quad (5.3)$$

$S_0$  (Tenorio et al., 2017) indica qual, a maré ( $S_0 > 1$ ) ou a tensão do vento ( $S_0 < 1$ ), é o mecanismo que prevalece no forçamento do fluxo de troca total;

$$S_0 = \frac{U_o^2 \rho_o H}{\tau_W L} \quad (5.4)$$

e  $Fr_0$  (Valle-Levinson e Schettini, 2016) revela, entre a maré ( $Fr_0 > 1$ ) e a baroclinicidade ( $Fr_0 < 1$ ), qual a forçante mais importante;

$$Fr_0 = \frac{U_o^2 \rho_o}{\Delta \rho_h g H} \quad (5.5)$$

onde  $U_o$  representa a amplitude da corrente de maré,  $\tau_W$  é a tensão do vento normal ao canal,  $L$  é o comprimento do estuário,  $\Delta \rho_h$  é a diferença de densidade horizontal e  $H$  é a profundidade média do estuário. Com base na batimetria do modelo,  $H$  é de cerca de 10 m. Para calcular  $U_o$ , primeiramente a velocidade de maré foi obtida por análise harmônica considerando 68 constituintes harmônicas (t-tide, Pawlowicz et al. (2002)), com base nos campos horários do modelo. Em seguida, foi calculado o máximo do módulo da velocidade de maré normal ao canal durante cada dia. Por fim, esse valores foram promediados ao longo da entrada da baía e na vertical, para assim obter a amplitude média da corrente de maré na entrada da baía para cada dia.  $\Delta \rho_h$  foi estimado como a diferença entre a densidade da média na entrada da baía e no canal interno ao longo da distância  $L$  como ilustrado na Fig. 5.1d.

Finalmente, para quantificar a estratificação na entrada da baía, o número de Richardson foi estimado, conforme indicado abaixo:

$$Ri = \frac{-\frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (5.6)$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes transversal e normal ao canal da velocidade subinercial, respectivamente. O número de Richardson compara a estratificação com a mistura, de modo que se  $Ri > 0,25$  o cisalhamento vertical não é capaz de quebrar a estratificação.

## 5.2 Resultados

### 5.2.1 Circulação Subinercial Média

A Fig. 5.4 mostra a análise de ondeleta para o fluxo de troca total e suas forçantes durante o período de 2008 a 2014. A circulação subinercial na entrada da baía exibe uma maior energia associada à variabilidade quinzenal da maré, haja vista que as amplitudes máximas ocorrem no período de 15 dias (Fig. 5.4a). Figs. 5.4b e c indicam que o transporte de Ekman e a tensão do vento normal ao canal têm um padrão semelhante, com amplitudes maiores ocorrendo no período anual. Na verdade, isso é esperado, pois essas forçantes são ambas relativas ao vento, mas nas direções ao longo da costa e normal ao canal, respectivamente. O balanço de água também exibe um ciclo sazonal marcado, com as amplitudes mais altas no período anual (Fig. 5.4d). A descarga fluvial total (que leva em conta todos os rios, exceto o Jaguaripe e Dona, e bacias costeiras) revela amplitudes maiores nos períodos de 1-2 meses durante dezembro/janeiro, o que está intimamente relacionado com os picos sazonais do rio Paraguaçu. Somente em 2010, ocorre um pico de energia no período anual, sendo um indicativo da variabilidade interanual, já que este pico não se estende aos outros anos (Fig. 5.4e). Isso é um reflexo da recente diminuição da descarga do rio Paraguaçu, a qual foi quase nula nos anos de 2012 e 2013, por exemplo.

A Fig. 5.5 apresenta o fluxo de troca total médio na entrada da baía e durante os picos de maré de sizígia e quadratura. Os picos de maré de sizígia/quadratura foram identificados com base nos campos horários do modelo, considerando um ponto (*station*) no centro do canal principal da BTS. Dessa maneira, um pico de maré de sizígia foi considerado como o dia no qual ocorreu a maior amplitude de elevação do nível do mar durante a maré de sizígia. Analogamente, um pico de maré de quadratura foi considerado como o dia no qual ocorreu a menor amplitude de elevação do nível do mar durante a maré de quadratura. A circulação média revela um fluxo de troca cisalhado horizontalmente, com a água mais densa entrando pelo canal principal e sobre o banco de areia, enquanto o fluxo de saída se restringe à camada superior no canal principal. Lateralmente, o fluxo se move na superfície para a esquerda do fluxo de saída, e o fluxo na camada inferior flui para a esquerda do influxo. Valores de velocidade subinercial média (Fig. 5.5a) foram de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , em módulo, sendo superiores em magnitude aos valores encontrados por Santana et al. (2017) ( $13 \text{ cm s}^{-1}$ ) e Cirano e Lessa (2007) ( $15 \text{ cm s}^{-1}$  no verão e  $10 \text{ cm s}^{-1}$  no inverno) próximo à entrada da BTS. De acordo com estudos anteriores (e.g., Kasai et al., 2000; Valle-Levinson et al., 2003; Valle-Levinson, 2008), esse padrão de circulação corresponde a um regime dinâmico onde

o efeito de rotação da Terra domina sobre o atrito. Assim, para verificar essa hipótese, os números adimensionais foram estimados para cada perfil mostrado na Fig. 5.5.

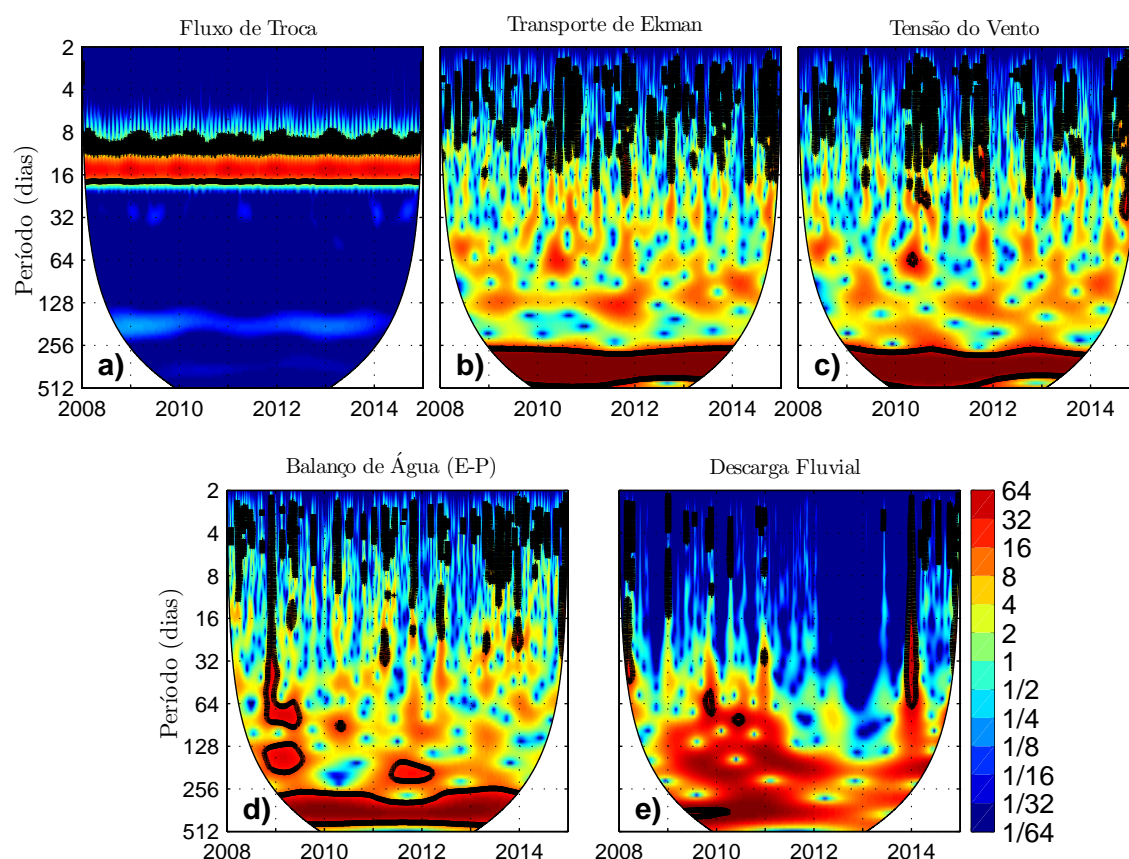


Figura 5.4: Análise de ondeleta para a) fluxo de troca subinercial e suas forçantes: b) transporte de Ekman, c) tensão do vento ao longo do canal, d) balanço de água (evaporação menos precipitação) e e) descarga fluvial. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. A hachura em branco indica o "cone de influência", onde os efeitos de borda se tornam importantes. O pacote de análise de ondeleta foi disponibilizado por Aslan Grinsted (veja Grinsted et al. (2004)).

Os números de Ekman (0,11) e Kelvin (2,61) corroboram que o efeito de rotação prevalece sobre o atrito e é importante, pois a largura da bacia é maior do que o raio interno de Rossby na entrada da baía. Valle-Levinson (2008) investigou o fluxo de troca em função dos números de Ek e  $K_e$  usando uma solução semianalítica considerando diversas batimetrias que variam lateralmente no Hemisfério Norte. Dentre os seus resultados, o perfil que mais corresponde dinamicamente à circulação mostrada na Fig. 5.5a apresenta  $Ek = 0,0002$  e  $K_e = 4$  (Fig. 1.3a). Embora neste estudo  $K_e$  fosse semelhante,  $Ek$  era aproximadamente três ordens de grandeza superior em comparação aos resultados de Valle-Levinson (2008). No entanto, a solução de Valle-Levinson (2008) para os números adimensionais encontrados ( $Ek = 0,11$  e

$Ke = 4$ ) é cisalhada verticalmente, sendo assim diferente da circulação média na entrada da BTS.

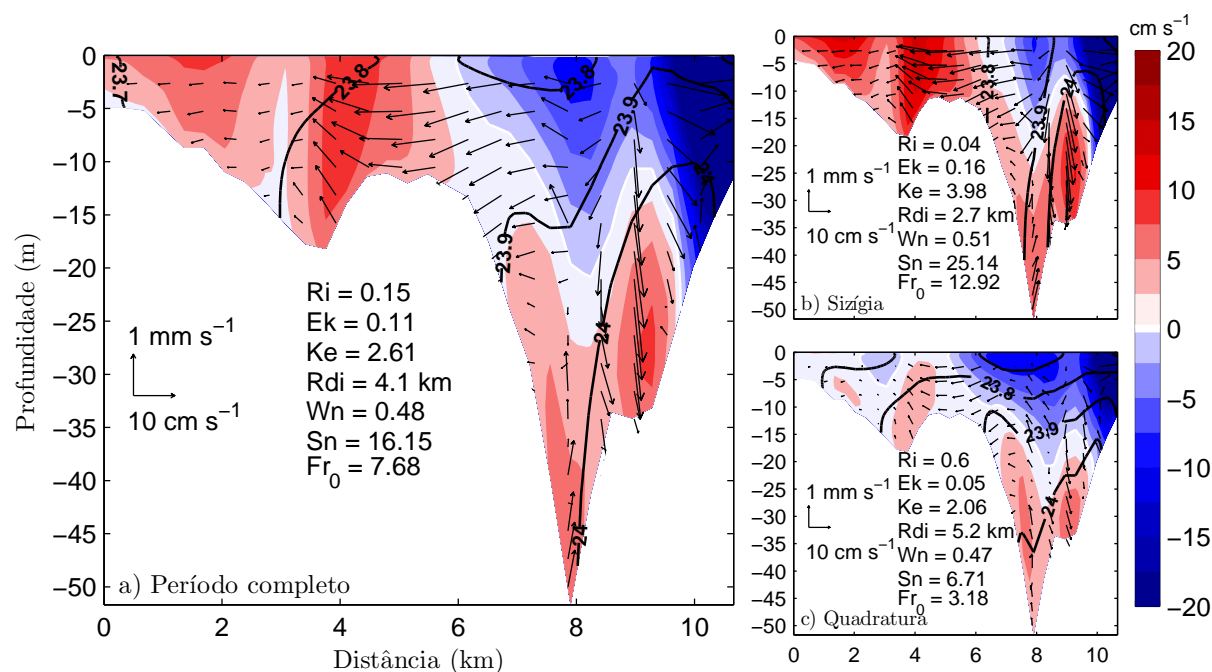


Figura 5.5: Circulação subinercial média na seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d) considerando a) período completo (2008-2014), b) picos de maré de sizígia e c) quadratura. Valores positivos e negativos indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente. Os vetores representam a circulação lateral. Linhas contínuas indicam contornos isopicnais. Os números adimensionais e o raio de deformação interno são indicados. O eixo x indica a distância em km da margem oeste da entrada da BTS.

Durante as marés de sizígia (Fig. 5.5b), a circulação média é muito semelhante à descrita na Fig. 5.5a, mas com algumas características particulares. As marés de sizígia intensificaram a magnitude do fluxo de troca e também a mistura ao longo da coluna de água ( $Ri = 0,04$ ), o que é evidenciado pelas isopicnais muito mais inclinadas na Fig. 5.5b. Essa mistura acentuada faz com que o raio de deformação interno seja 1,4 km menor, o que, por sua vez, restringe o fluxo de saída mais à direita em comparação ao cenário médio. Assim, o fluxo de troca médio tende a ser mais cisalhado horizontalmente, sendo mais semelhante à Fig. 1.3a ( $Ke = 4$ ), pois  $Ke$  aumentou para 3,98. Durante as marés de quadratura, no entanto, ocorre o cenário oposto (Fig. 5.5c). Fluxos de troca mais fracos ocorrem sob estratificação ( $Ri = 0,6$ ) devido ao *straining* mareal. Desta forma, a BTS passa de um regime bem misturado a um regime parcialmente misturado. Como consequência, o raio interno de Rossby aumenta para 5,2 km,  $Ke$  diminui para 2,06 e o fluxo de saída ocupa a maior parte da camada superficial. A estrutura dos fluxos durante a maré de quadratura revela um padrão mais cisalhado

verticalmente e, assim, se assemelha ao descrito na Fig. 1.3d em que  $Ek = 0,0002$  e  $Ke = 1$ . No que diz respeito ao forçamento do fluxo de troca total médio na BTS, a retificação da maré foi mais importante do que a circulação gravitacional ( $Fr_0 > 1$ ); que, por sua vez, é mais proeminente que o forçamento do vento ( $Wn < 1$ ), independentemente da condição de maré. Esse resultado corrobora o encontrado por Santana et al. (2017), os quais apontam que a baroclinicidade tem um papel secundário, sendo a maré a principal forçante da circulação residual da BTS. Nosso resultado, no entanto, é diferente do observado por Valle-Levinson e Schettini (2016) para o estuário do rio Mossoró ( $\sim 5^\circ S$ ), onde ocorre uma alternância no balanço dinâmico caracterizada pela dominância da retificação da maré durante a maré de sizígia e do gradiente horizontal de densidade durante a maré de quadratura.

### 5.2.2 Pulsos do Fluxo de Troca baía-plataforma

As séries temporais de  $Q_{Uni}$  e  $Q_{Bi}$  durante o período 2008-2014, com os pulsos de troca e a indicação das passagens de frentes frias (INPE, 2017) são mostradas na Fig. 5.6. O fluxo de troca unidirecional induzido pelo vento e/ou por pulsos no gradiente de densidade chega a atingir aproximadamente  $1800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . A troca bidirecional é mais intensa do que  $Q_{Uni}$ , com valores de transporte atingindo aproximadamente  $2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . No entanto, nem  $Q_{Bi_{in}}$  nem  $Q_{Bi_{out}}$  contribuem para qualquer troca de volume, pois sua resultante é nula. Wong e Valle-Levinson (2002) sugerem que a componente bidirecional do fluxo de troca pode ter um impacto significativo na troca de material dissolvido e em suspensão entre o estuário e a plataforma, uma vez que a composição do material no fluxo de saída pode ser bem diferente da do influxo.

A ocorrência dos pulsos de troca exibe uma sazonalidade marcada, com os pulsos  $Circ_+$  ocorrendo preferencialmente de setembro a março, enquanto os pulsos  $Circ_-$  ocorrem de abril a agosto (Fig. 5.6). Esse padrão é bastante parecido com a sazonalidade do vento na região (Figuras 5.7a a d). Os pulsos  $Circ_+$  foram mais frequentes durante o período primavera/verão, quando o vento era preferencialmente de E/NE. Ao contrário, os pulsos  $Circ_-$  ocorreram com maior frequência sob ventos de S/SE, mais frequentes durante o período de outono/inverno e a passagem de sistemas frontais na região. Considerando que a seção transversal na entrada da BTS está praticamente alinhada com o eixo oeste-leste, os ventos dos quadrantes norte e sul podem ser considerados como ventos vindos do estuário (down-estuary wind) e indo para o estuário (up-estuary wind), respectivamente. Assim, os ventos vindos do estuário foram predominantes durante os pulsos do  $Circ_+$ , enquanto que os ventos indo para o estuário foram mais frequentes durante os pulsos  $Circ_-$ . Além disso,

Figs. 5.7e e f demonstram que quanto mais os ventos são alinhados com o eixo do canal e maior a magnitude e a frequência dos ventos mais intensos, maior a intensidade dos pulsos de troca. Isso está de acordo com Feng e Li (2010), que sugerem que a direção do vento é um componente importante na determinação da intensidade do fluxo de troca.

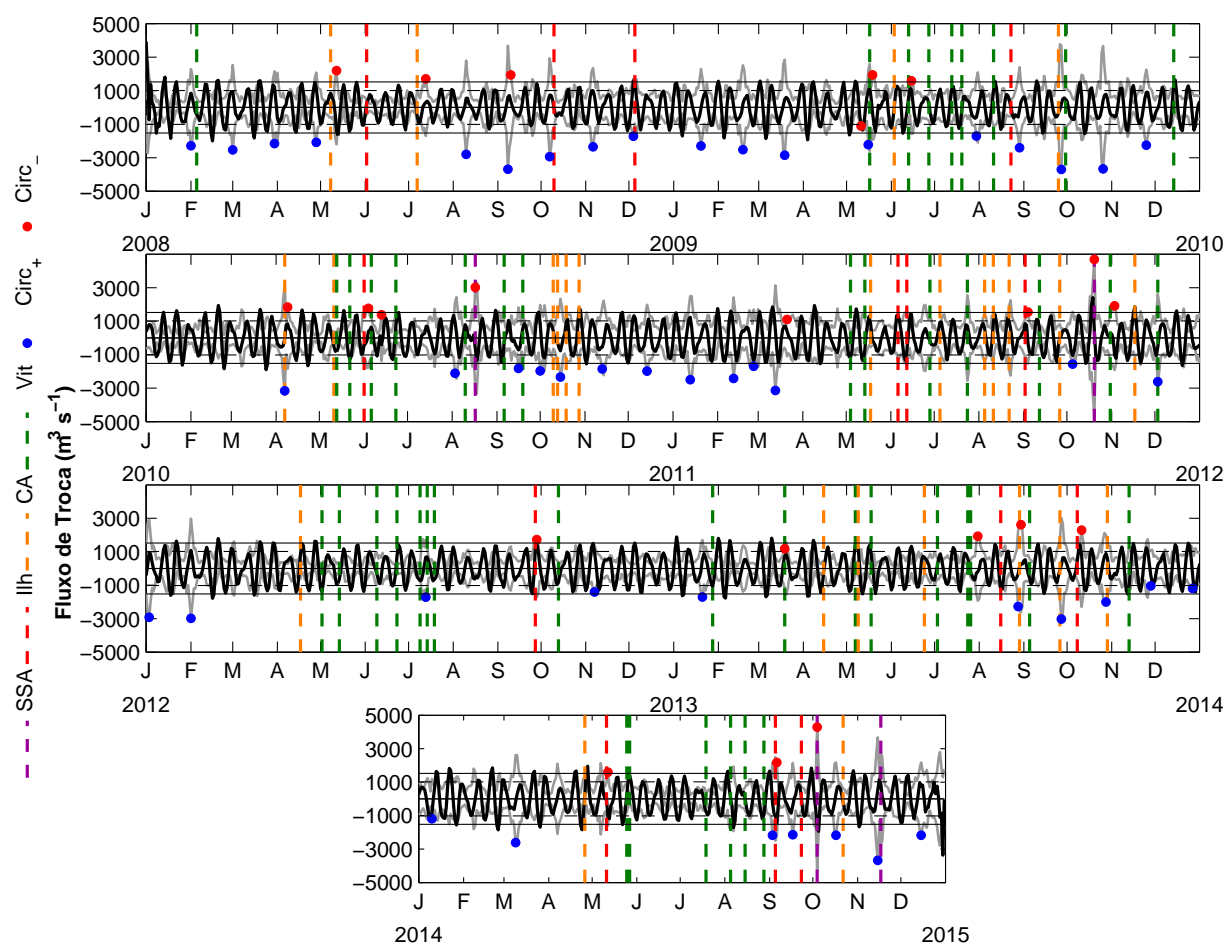


Figura 5.6: Série temporal de componentes do fluxo de troca na seção transversal na entrada da baía, conforme indicado na Fig. 5.1d. A linha grossa indica  $Q_{Uni}$  e a linha cinza indica  $Q_{Bi}$  ( $Q_{Bin}$ : valores positivos;  $Q_{Bout}$ : valores negativos). Os círculos azul e vermelho indicam o pico dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ , respectivamente. As linhas tracejadas e sólidas horizontais indicam 2 e 3 desvios padrão de  $Q_{Bi}$ , respectivamente. As linhas verticais tracejadas indicam passagens de frentes frias em Salvador ( $13^\circ S$ , roxo), Ilhéus ( $15^\circ S$ , vermelho), Caravelas ( $18^\circ S$ , laranja) e Espírito Santo ( $21^\circ S$ , verde) registrado pelas estações meteorológicas do INPE (INPE, 2017), como indicado na Fig. 5.1b. As unidades são  $m^3 s^{-1}$ .

A Tab. 5.1 indica que  $Q_{Uni}$  está relacionado à intensidade de ambos os pulsos de troca,  $Circ_+$  e  $Circ_-$ . O volume total do fluxo de troca e  $Q_{Bi}$ , no entanto, dependem principalmente da duração dos pulsos e das marés de sizígia do que da intensidade do pulso. O volume total

do fluxo de troca também exibe valores maiores durante os pulsos  $Circ_-$ . Todos os pulsos  $Circ_+$  e a maioria dos pulsos  $Circ_-$  ocorreram durante marés de quadratura, enquanto que cerca de 23% dos pulsos  $Circ_-$  ocorreram durante marés de sizígia. Este resultado pode sugerir que o fluxo de troca é mais suscetível à influência das forçantes subinerciais durante as marés de quadratura.

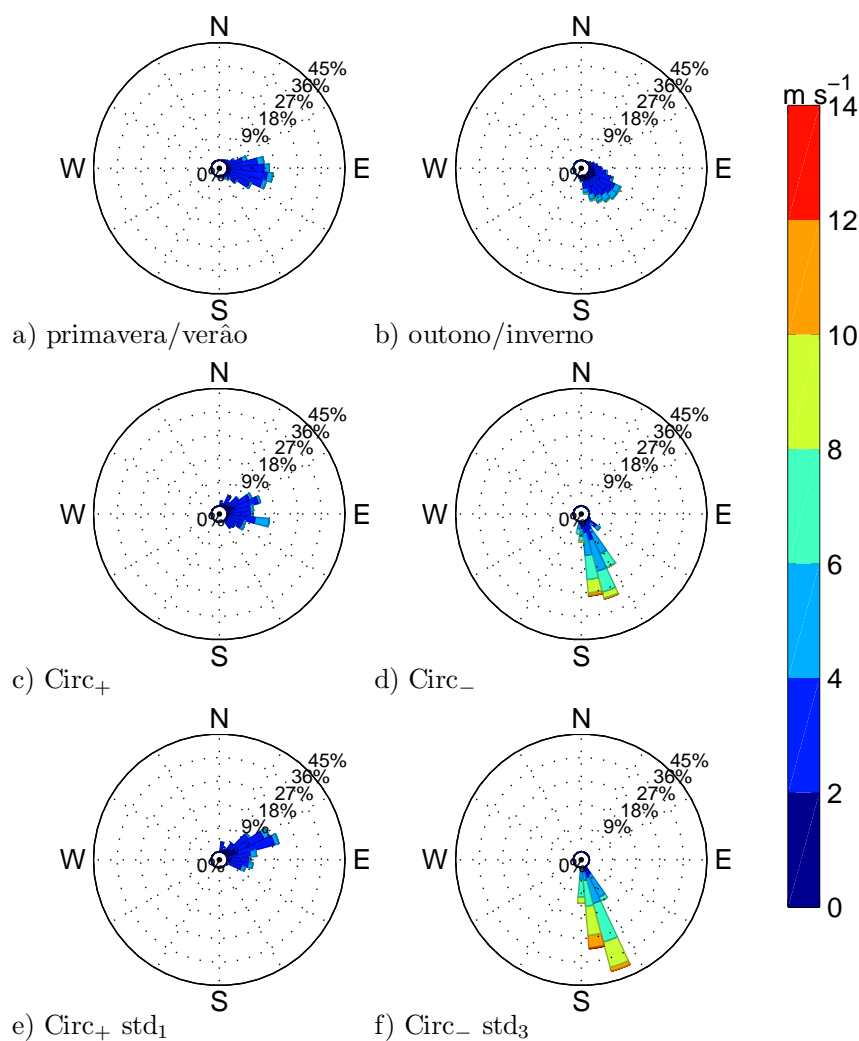


Figura 5.7: Rosas dos ventos dos dados de vento (CFSR) que forçaram o modelo sobre a superfície da água dentro da baía durante a) primavera e verão, b) outono e inverno, c) picos dos pulsos  $Circ_+$ , d) picos dos pulsos  $Circ_-$ , e) picos dos pulsos  $Circ_+$   $std_1$  e f) picos dos pulsos  $Circ_-$   $std_3$ .

A quantidade do volume total de troca parece também ser influenciada pela passagem de sistemas frontais. Por exemplo, durante os pulsos  $Circ_-$   $std_1$  ocorreu o maior volume de troca total e um maior número de passagem de frentes frias foram registradas, principalmente em Ilhéus ( $14,8^\circ S$ ). Este resultado está de acordo com Feng e Li (2010), que relataram a influência das frentes frias no transporte total de volume nas baías da Louisiana. A passagem de frentes frias ocorreu com maior frequência durante os pulsos do  $Circ_-$ , pois a

mesma provoca a alteração da direção do vento (indo para o estuário), favorecendo *Circ-*. No entanto, a passagem de frentes frias também foi registrada durante *Circ+*, provavelmente relacionada com a intensificação dos ventos indo para o estuário antes de sua reversão em ventos vindos do estuário. Quanto ao comportamento do vento durante as frentes frias, Feng e Li (2010) observaram que os ventos pré-frontais foram abruptamente revertidos e intensificados com a aproximação de um sistema frontal. Também é importante salientar que quanto mais próximo à entrada da BTS as frentes frias foram registradas, mais intensos foram os pulsos *Circ-*.

	std	N	Duração	$Q_{Total}$ (%)	$Q_{Uni}$ (%)	$Q_{Bi}$ (%)	Sizígia	Quadratura	FF	local da FF
<i>Circ+</i>	0	22	$3,4 \pm 1,4$	$-5,0 \pm 2,4$	$0,2 \pm 0,8$	$5,0 \pm 2,2$	0	22	4	CA
	1	26	$4,0 \pm 1,3$	$-4,7 \pm 4,7$	$1,1 \pm 1,3$	$4,9 \pm 1,7$	0	26	3	CA(1) Vit(2)
<i>Circ-</i>	0	2	$4,0 \pm 1,4$	$6,8 \pm 16,1$	$1,1 \pm 0,6$	$3,4 \pm 0,5$	1	1	1	Vit
	1	8	$7,8 \pm 4,1$	$8,0 \pm 8,3$	$0,2 \pm 1,4$	$5,4 \pm 2,4$	3	5	5	Ilh(4) CA(1)
	2	7	$5,7 \pm 4,2$	$3,4 \pm 12,3$	$-0,1 \pm 1,4$	$4,9 \pm 2,3$	0	7	2	Ilh(1) CA(1)
	3	5	$2,8 \pm 0,8$	$-6,3 \pm 2,9$	$-0,9 \pm 1,7$	$5,1 \pm 1,5$	1	4	4	SSA(3) Ilh(1)

Tabela 5.1: Número e duração (dias) dos pulsos de troca; fluxo de troca total ( $Q_{Total}$ ), unidirecional ( $Q_{Uni}$ ) e bidirecional ( $Q_{Bi}$ ) em percentual de volume (%); condição de maré; e passagens de frentes frias (FF) registradas pelo (INPE, 2017) durante os pulsos de troca considerando suas intensidades. O percentual de volume é a razão entre o transporte de volume e o volume da baía no modelo ( $11,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ). As abreviações correspondem às cidades de Salvador (SSA), Ilhéus (Ilh), Caravelas (CA) e Vitória (Vit), conforme indicado na Fig. 5.1b.

	std	Ri	Ek	Ke	Wn	$S_0$	$Fr_0$
Período total	-	$0,18 \pm 0,27$	$0,11 \pm 0,05$	$3,74 \pm 4,03$	$0,70 \pm 0,91$	$20,15 \pm 12,59$	$10,28 \pm 11,27$
<i>Circ+</i>	0	$1,04 \pm 0,49$	$0,02 \pm 0,01$	$1,21 \pm 0,32$	$0,42 \pm 0,25$	$6,50 \pm 3,19$	$2,31 \pm 0,88$
	1	$0,71 \pm 0,23$	$0,03 \pm 0,01$	$1,25 \pm 0,49$	$0,43 \pm 0,23$	$8,24 \pm 3,34$	$3,20 \pm 1,48$
<i>Circ-</i>	0	$0,29 \pm 0,39$	$0,12 \pm 0,06$	$3,58 \pm 0,57$	$1,38 \pm 0,89$	$13,41 \pm 9,36$	$12,07 \pm 2,19$
	1	$0,06 \pm 0,09$	$0,13 \pm 0,04$	$8,02 \pm 12,78$	$1,55 \pm 1,07$	$9,46 \pm 11,52$	$8,09 \pm 4,07$
	2	$0,10 \pm 0,22$	$0,13 \pm 0,04$	$5,56 \pm 3,39$	$1,82 \pm 1,12$	$10,29 \pm 13,23$	$8,67 \pm 5,23$
	3	$0,58 \pm 1,02$	$0,11 \pm 0,05$	$5,10 \pm 3,94$	$3,05 \pm 1,33$	$2,22 \pm 2,23$	$5,63 \pm 4,32$

Tabela 5.2: Média e desvio padrão dos números adimensionais durante o período completo e os pulsos de troca de acordo com suas respectivas intensidades, conforme apresentados na Tab. 5.1.

Para investigar as características gerais dos pulsos de troca identificados de acordo com os critérios descritos na Seção 5.1.1, análises qualitativas e quantitativas foram realizadas. A Fig. 5.8a mostra que  $Q_{Bi}$  é mais intenso do que  $Q_{Uni}$  durante todos os pulsos *Circ+* e quase todos os pulsos *Circ-*. Assim,  $Q_{Bi}$  prevalece claramente na indução de pulsos de troca independentemente do padrão de circulação. Além disso, todos os pulsos *Circ+* ocorreram

sob estratificação, enquanto que a maioria (cerca de 60%) dos pulsos  $Circ_-$  ocorreram em ausência de estratificação. Dinamicamente, todos os pulsos de troca ocorreram sob  $Ek \ll 1$ ; sendo, portanto, as forças de atrito insignificantes. Todos os pulsos  $Circ_-$  ocorreram sob  $Ke > 1$ , enquanto que aproximadamente 25% dos pulsos  $Circ_+$  ocorreram sob  $Ke < 1$ . Durante os pulsos  $Circ_+$ , a estratificação possivelmente aumentou o raio de deformação interno ao ponto de torná-lo maior do que a largura da bacia, fazendo com que a efeito de rotação da Terra seja menos importante e que a circulação seja cisalhada verticalmente.

Em relação à importância relativa entre a tensão do vento e a força do gradiente de pressão baroclínico, o número de Wedderburn revela que a baroclinicidade prevalece durante os pulsos  $Circ_+$ , enquanto a tensão do vento é mais proeminente durante todos os pulsos  $Circ_-$ . O  $Fr_0$  aponta a maré como o principal mecanismo do fluxo de troca total em 100% dos pulsos  $Circ_+$ . Por outro lado, durante 28% dos pulsos  $Circ_-$ , a tensão do vento dominou sobre a maré ( $S_0 < 1$ ) e a baroclinicidade ( $Wn > 1$ ). Assim, o fluxo de troca total foi principalmente induzido pelo vento durante 6 pulsos  $Circ_-$ , o que representa uma mudança no mecanismo de forçamento em comparação à circulação subinercial média ( $S_0 > 1$ ;  $Wn < 1$ , Fig. 5.5). Depois de compreender as características gerais dos pulsos do fluxo de troca, procedemos às suas implicações quantitativas levando em consideração sua intensidade.

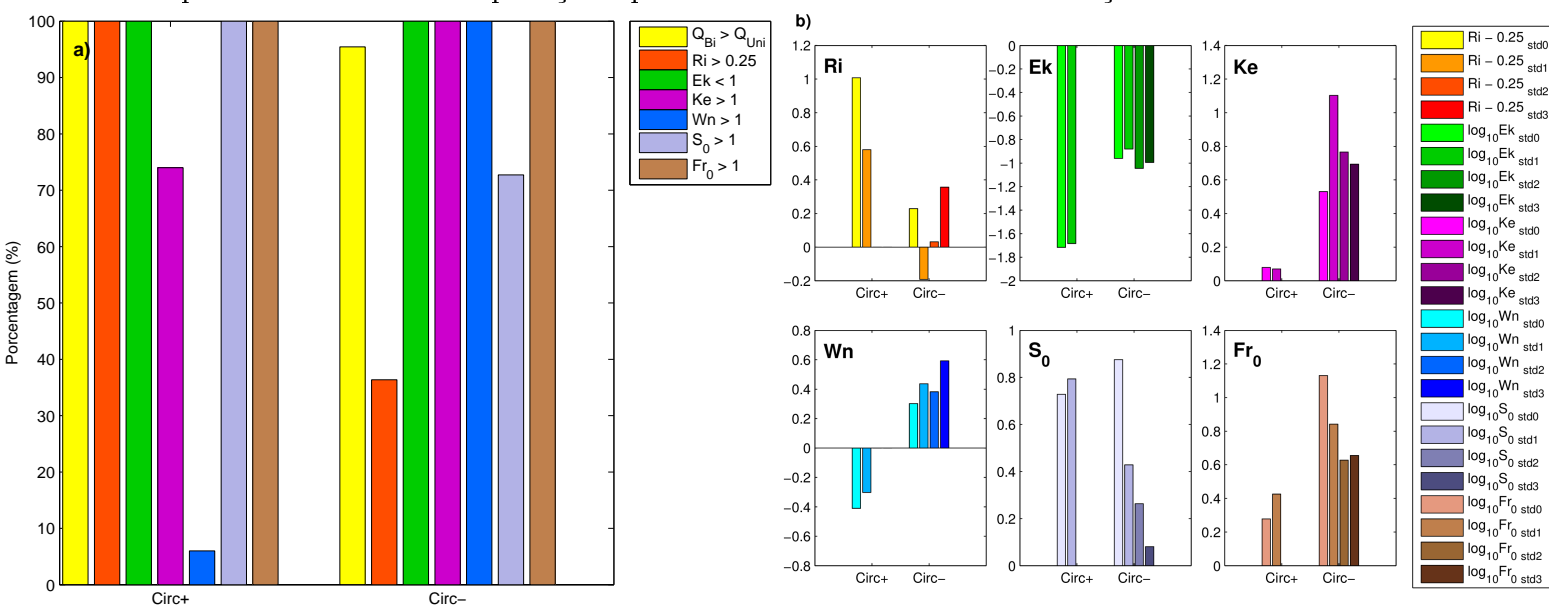


Figura 5.8: a) Análise qualitativa: fluxo de troca predominante (unidirecional ou bidirecional) e números adimensionais durante picos dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ . b) Análise quantitativa: números adimensionais de acordo com a intensidade dos picos dos pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$ .

A Fig. 5.8b ilustra como o padrão de circulação e a intensidade dos pulsos de troca afetam a dinâmica na entrada da baía. Como mostrado anteriormente, quanto maior a magnitude

e mais alinhado com o eixo do canal é o vento, mais intenso é o pulso (Fig. 5.7). Assim, podemos inferir que o forçamento do vento é significativamente importante independente do padrão de circulação durante o pulso de troca. Dessa forma, para entender os processos dos pulsos de troca, também devemos considerar o papel do vento na estratificação, a saber, o *straining* por vento e a mistura por vento, relatados em estudos anteriores (e.g., Scully et al., 2005; Chen e Sanford, 2009). A Tab. 5.2 mostra que quanto mais intensos os pulsos  $Circ_+$ ,  $Ri$  decresce. Portanto, mesmo diante da redução de  $Ri$  quanto mais intenso o pulso, a mistura por vento não conseguiu superar o *straining* por vento e o gradiente de pressão baroclínico, os quais atuaram em conjunto para manter a estratificação. Este cenário está em boa concordância com Scully et al. (2005) e os resultados de Chen e Sanford (2009), que demonstraram um aumento da estratificação e do fluxo de troca durante os ventos vindos do estuário. Por outro lado, não foi possível identificar nenhum padrão entre a intensidade dos pulsos  $Circ_-$  e o número de Richardson (Fig. 5.8b), apesar de os ventos indo para o estuário serem conhecidos por reduzir a estratificação (Scully et al., 2005; Chen e Sanford, 2009; Li e Li, 2011). Isso pode ser explicado pelo fato de alguns pulsos do  $Circ_-$  serem precedidos pelos pulsos  $Circ_+$ , não sendo estes suficientemente intenso para quebrar a estratificação causada por aqueles. Portanto, mesmo durante alguns pulsos  $Circ_-$ , a estratificação ( $Ri > 0,25$ ) foi mantida.

$Circ_-$  ocorreu nos quatro níveis de intensidade considerados, sendo que 50% (1) dos pulsos  $std_0$ , 13% (1) dos pulsos  $std_1$ , 43% (3) dos pulsos  $std_2$  e 60% (3) dos pulsos  $std_3$  ocorreram sob condições de estratificação (Tabs. 5.1 e 5.2). Portanto, os pulsos  $Circ_-$  ocorreram sob estratificação e em sua ausência, independentemente da sua intensidade. Este fato está possivelmente relacionado à passagem de frentes frias. Conforme discutido anteriormente, i) quanto mais próxima a frente fria, mais intensos foram os pulsos  $Circ_-$  e ii) as frentes frias intensificaram os ventos vindos do estuário antes de sua reversão em ventos indo para o estuário, com o *straining* por vento causando estratificação antes dos pulsos  $Circ_-$ . Consequentemente, quanto mais sistemas frontais se aproximam da entrada da baía, maior a probabilidade de ocorrerem pulsos intensos de  $Circ_-$  precedidos por um aumento da estratificação.

Com relação à importância relativa do efeito da rotação, os pulsos  $Circ_+$  e  $Circ_-$  causaram uma diminuição e aumento, respectivamente, em  $Ek$  e  $Ke$  em comparação à média de toda a série temporal (Tab. 5.2). Conforme observado na Fig. 5.8a,  $Ke$  foi inferior a 1 durante cerca de 25% dos pulsos  $Circ_+$ . Dentre esses pulsos, 6 foram  $std_0$  e 7 foram  $std_1$ . Portanto, o raio de deformação interno cresceu mais do que a largura da bacia e a circulação do canal tendeu a ser cisalhada verticalmente independentemente da intensidade dos pulsos  $Circ_+$ . O número de Wedderburn revelou um aumento com a intensidade do pulso, inde-

pendentemente do padrão de circulação (Fig. 5.8b). Esse resultado indica que a intensidade do pulso está diretamente relacionada à magnitude dos ventos normais à entrada da baía. Apesar de a intensidade do pulso aumentar o número de Wedderburn, isso possivelmente ocorreu devido a processos distintos dependendo do padrão de circulação. Durante os pulsos  $Circ_+$  mais intensos, a mistura por vento foi intensificada, diminuindo a estratificação, mas ainda não superando o *straining* por vento nem o gradiente horizontal de densidade. Em apenas três pulsos com intensidade  $std_1$ , o nível mais intenso dos pulsos  $Circ_+$ , a mistura por vento prevaleceu sobre o gradiente de pressão baroclínico, mesmo o *straining* por vento ainda sendo capaz de manter a estratificação (Fig. 5.8a). Durante os pulsos  $Circ_-$ ,  $Wn$  também aumentou com a intensidade do pulso, no entanto, a mistura por vento e o *straining* por vento atuaram conjuntamente com o gradiente de pressão baroclínico para reduzir a estratificação. Durante apenas um pulso  $Circ_- std_1$ , o gradiente de pressão baroclínico se manteve apesar dos efeitos do *straining* e da mistura por vento. Este resultado está de acordo com Li e Li (2011), que demonstraram em diagramas de regime que a estratificação tende a diminuir à medida que o número de Wedderburn aumenta, independentemente dos ventos indo para o estuário ou vindos do estuário. O  $S_0$  diminuiu com a intensidade dos pulsos  $Circ_-$ , porém manteve-se sempre superior a 1. Portanto, à medida que os pulsos  $Circ_-$  mais intensos ocorreram, a influência da tensão do vento sobre o fluxo de troca total aumentou, no entanto sem superar a influência da retificação da maré. Nenhum padrão relacionando a intensidade do pulso ao número de maré de Froude foi encontrado.

## 5.3 Discussão

Exploramos as características gerais da circulação subinercial média e dos pulsos de troca na região. Nesta seção, investigaremos o principal motor de baroclinicidade na BTS e analisaremos, em maior detalhe, cada tipo de pulso de troca, seus mecanismos e implicações.

### 5.3.1 Força Gradiente de Pressão Baroclínico

A força do gradiente de pressão baroclínico é considerada a principal força responsável pela circulação gravitacional. Dentro da BTS, fontes de água doce, a saber descarga pluvial e precipitação, exibem distribuição e sazonalidade peculiares como mencionado no Capítulo 2. Para inferir as principais forçantes da circulação gravitacional, os coeficientes de correlação entre cada uma das fontes de água doce e o gradiente horizontal de densidade foram estimados como mostra a Tab. 5.3. As descargas somadas dos rios Paraguaçu e Subaé apresentam a maior correlação (0,48). Apesar de a descarga total de todos os rios apresentar uma correlação de 0,42, o papel proeminente do Paraguaçu na indução da circulação gravitacional é evidente quando cada rio é considerado separadamente.

	Correlação
Rios	0,42
Paraguaçu and Subaé	0,48
Paraguaçu	0,47
Subaé	0,15
Bacias costeiras	-0,04
E - P	0,04

Tabela 5.3: Coeficientes de correlação entre  $\Delta\rho_h$  e fontes de água doce.

Por outro lado, a descarga total das bacias costeiras e o balanço de água exibem valores de correlação muito baixos. Como as bacias costeiras são distribuídas ao longo de toda a baía, suas descargas difusas não geram um gradiente horizontal no campo de densidade. Uma situação semelhante ocorre em relação ao balanço de água, pois a precipitação/evaporação ocorre ao longo de toda a baía, não sendo, portanto, alcançadas diferenças espaciais na densidade. Assim, o rio Paraguaçu é o principal agente, com o rio Subaé desempenhando um papel secundário, na indução da circulação gravitacional na BTS. Por outro lado, nem as bacias costeiras nem o balanço de água foram capazes de gerar diferenças significativas no

campo da densidade horizontal para promover a circulação por densidade. Esses resultados estão em consonância com Santana et al. (2017) que demonstraram a importância da inclusão da vazão fluvial na simulação da circulação residual na BTS.

### 5.3.2 Circulação Forçada pelo Vento

Com o objetivo de entender como os ventos ao longo do eixo do canal podem modificar a circulação estuarina na BTS, foi escolhido um pulso de cada padrão de circulação para uma análise mais aprofundada. Os efeitos dos ventos vindos do estuário e indo para o estuário na dinâmica estuarina são examinados a seguir.

#### Circulação Forçada por Ventos Vindos do Estuário

O pulso  $Circ_+$  ocorreu de 2 a 5 de dezembro de 2011, atingindo seu pico no dia 3. Sob os ventos vindos do estuário, a troca bidirecional foi intensificada. Durante este pulso,  $Q_{Bi}$  prevaleceu sobre  $Q_{Uni}$ , sendo o primeiro três vezes maior do que o último (Fig. 5.9c). Conforme mencionado na Seção 5.1.2,  $Q_{Bi}$  pode ser induzido pelo efeito local do vento e/ou gradiente horizontal de densidade. Para investigar qual mecanismo foi o principal responsável pela troca bidirecional durante o pulso, foram realizadas análises de coerência de ondeleta (Fig. 5.9g e h). A análise de coerência de ondeleta indica que a tensão do vento ao longo do canal é diretamente (em fase) correlacionada a  $Q_{Bi}$  principalmente nos períodos de 2 a 5 dias. Por exemplo,  $Q_{Bi}$  exibiu uma transição de aumento-e-diminuição de aproximadamente 5 dias, portanto, um período de oscilação de 5 dias durante o pulso. Portanto, a maior coerência entre  $Q_{Bi}$  e a tensão do vento ao longo do canal ocorre até um período de 5 dias, o que corresponde ao período de oscilação  $Q_{Bi}$  durante o pulso (Fig. 5.9g). Ao contrário,  $\Delta\rho_h$  é inversamente (em oposição de fase) correlacionado com  $Q_{Bi}$  por períodos maiores que 5 dias (Fig. 5.9h). Considerando que o gradiente horizontal de densidade induz a circulação gravitacional,  $\Delta\rho_h$  ser inversamente relacionado a  $Q_{Bi}$  não é fisicamente consistente. Por isso, a análise da coerência de ondeleta demonstra que a tensão do vento ao longo do canal é o mecanismo principal a induzir o fluxo de troca bidirecional durante o pulso.

Durante este pulso, o vento vindo do estuário empilhou água em direção à entrada da baía, o que gerou um gradiente de pressão barotrópico em direção ao interior da baía (Fig. 5.9f). Por continuidade, a circulação gravitacional ao longo de toda a baía foi intensificada (Fig. 5.10a). O fluxo de troca de baixa frequência é consistente com a troca média durante as marés de quadratura (Fig. 5.5c). Enquanto isso, o fluxo de troca sinótico induzido pelo efeito local do vento (Fig. 5.10f) força o fluxo de troca total a ser cisalhado verticalmente (Fig. 5.10d). Essa tendência da circulação de troca é evidenciada pelo número de Kelvin, que é praticamente zero (Fig. 5.9e). Embora, a BTS seja um estuário bem misturado, conforme discutido na Seção 3.1, uma estratificação foi induzida pelos ventos vindos do estuário ( $Ri > 0,25$ ) durante o pulso (Figs. 5.9e e 5.10d). Os ventos vindos do estuário promoveram um transporte de Ekman para leste, induzindo uma circulação lateral no sentido horário sobre o canal principal. Esta resposta é consistente com as descobertas de Li e Li (2011). Esses autores também demonstraram que a circulação lateral gerada pelos ventos vindos do estuário inclina as isopicnais ao longo da seção transversal, enquanto a força de Coriolis que atua sobre ela desacelera o fluxo bidirecional, reduzindo assim o cisalhamento vertical.

Ambos  $S_0$  e  $Fr_0$  foram superiores a 1 durante o pulso (Fig. 5.9e). Dessa forma, o fluxo de troca total manteve-se principalmente forçado pela maré, assim como o fluxo de troca médio (Fig. 5.5a). Em relação à importância relativa da tensão do vento e do gradiente horizontal de densidade no forçamento da troca total de baía-plataforma, o número de Wedderburn aumentou durante o pico do pulso, porém mantendo-se pequeno ( $Wn < 1$ ). Isso indica que, embora o fluxo de troca sinótico tenha sido principalmente induzido pelo vento, o fluxo de troca total se manteve mais influenciado pela densidade do que pelo vento durante o pulso. Como  $Wn$  depende diretamente da tensão do vento e, inversamente de  $\Delta\rho_h$ , seu aumento pode ser atribuído a dois efeitos: i) a intensificação da tensão do vento vindo do estuário (negativo) e ii) a redução de  $\Delta\rho_h$  devido à mistura horizontal das águas da baía causadas pelo vento durante o pulso. Esses efeitos tornam-se mais claros com o auxílio da análise de ondeleta. A Fig. 5.9i sugere que a tensão do vento vindo do estuário é diretamente (em fase) correlacionada com  $\Delta\rho_h$  durante o pulso considerando os períodos de 5 a 8 dias. Assim, à medida que a tensão do vento vindo do estuário fica mais intensa,  $\Delta\rho_h$  diminui. Durante esse pulso, mesmo que a Fig. 5.9j mostre uma correlação significativa entre a descarga do Paraguaçu e  $\Delta\rho_h$ , não há relação causa-efeito, já que não é esperado que o aumento na descarga do rio reduza o gradiente horizontal de densidade. Além disso, o gradiente horizontal de densidade causado pelo rio Paraguaçu parece ser restrito à vizinhança de sua foz (Figs. 5.10b e c). De fato, houve um aumento na descarga do Paraguaçu, entretanto  $\Delta\rho_h$  diminuiu devido à mistura horizontal por vento (Fig. 5.9i).

## Circulação Forçada por Ventos Indo para o Estuário

O pulso  $Circ_-$  mais intenso ocorreu de 19 a 21 de outubro de 2011, atingindo seu pico no dia 20. Analogamente ao caso  $Circ_+$ ,  $Q_{Bi}$  foi intensificado sob os ventos indo para o estuário (Fig. 5.11c). Com a aproximação de um sistema frontal vindo de sul, o vento mudou sua direção e tornou-se de sudeste desde 18 de dezembro, embora a passagem da frente fria só tenha sido registrada em Salvador em 20 de dezembro (Fig. 5.11a).  $Q_{Bi}$  foi cerca de cinco vezes maior do que  $Q_{Uni}$  durante o pico do pulso e oscilou com um período de 4 dias (Fig. 5.11c). A análise de ondeleta mostra que a tensão do vento ao longo do canal é diretamente correlacionada com  $Q_{Bi_{in}}$  no período de 2 a 4 dias (Fig. 5.11g). Portanto,  $Q_{Bi}$  foi induzido pelo efeito local do vento durante o pulso. Não foi observada correlação entre  $\Delta\rho_h$  e a magnitude de  $Q_{Bi_{out}}$  no período de oscilação de  $Q_{Bi}$  (Fig. 5.11h).

Tanto a tensão do vento indo para o estuário e o transporte de Ekman em direção à costa foram intensificados durante o pulso, com o primeiro empilhando água em direção ao interior da baía, criando assim um fluxo de saída por continuidade. A diferença de nível do mar entre a entrada da baía e seu interior foi de cerca de 3 cm, pelo menos 3 vezes maior do que durante o caso  $Circ_+$  (Fig. 5.11e). O transporte de Ekman em direção à costa, por outro lado, promoveu um influxo com um atraso de fase de  $90^\circ$ , portanto, a contribuição para o fluxos de troca durante o pico foi praticamente desprezível, de forma semelhante ao caso  $Circ_+$  (Fig. 5.11c). O fluxo de troca de baixa frequência (Fig. 5.12e) se assemelha à circulação média durante as marés de sizígia (Fig. 5.5b) mesmo ocorrendo durante as marés de quadratura como pulso  $Circ_+$ .

O perfil de anomalia da velocidade mostra uma circulação estuarina inversa, com influxo na camada superficial e um intenso fluxo de saída na camada inferior (Fig. 5.12f). Apesar de o fluxo de troca sinótico induzir uma circulação cisalhada verticalmente, a troca subinercial total manteve-se cisalhada horizontalmente (Fig. 5.12d). Durante o caso  $Circ_+$ , no entanto, o fluxo de troca sinótico forçou a circulação de horizontal para verticalmente cisalhada. Assim, cabe a seguinte questão: por que isso não ocorreu durante o caso  $Circ_-$ ? Isso parece estar relacionado à aceleração do fluxo de saída causada pela interação das correntes de maré com o Banco de St. Antônio (Fig. 5.1), também relatado por Marta-Almeida et al. (2017b). Assim, durante o caso  $Circ_+$ , como a intensificação do fluxo de saída não se opunha ao fluxo de troca sinótico, o fluxo de troca total tornou-se horizontalmente cisalhado. Por outro lado, o fluxo de troca sinótico induziu o influxo na superfície do canal, o qual se opôs ao fluxo de saída. Como o fluxo de entrada não conseguiu superar o fluxo de saída de baixa frequência, o fluxo de troca total permaneceu horizontalmente cisalhado. Também cabe salientar que o

efeito de rotação foi importante em comparação à largura da bacia ( $Ke > 1$ ) durante o caso *Circ<sub>-</sub>*, o que corrobora a tendência de o fluxo de troca total a ser cisalhado lateralmente.

O vento indo para o estuário reduziu a estratificação durante o pulso. Este resultado é consistente com Scully et al. (2005) e Chen e Sanford (2009). A Fig. 5.11e mostra uma diminuição drástica em  $Ri$  durante o pico do pulso. O pico de estratificação anterior em 19 de outubro é atribuído ao aumento da precipitação devido à passagem de uma frente fria, em vez de à circulação induzida pelo vento. O transporte de Ekman induzido pelos ventos indo para o estuário gerou circulação lateral com sentido anti-horário. De acordo com Li e Li (2011), a circulação lateral induzida pelo vento indo para o estuário aplanava as isopicnais ao longo da seção transversal induzindo uma estratificação, diminuindo assim os efeitos da batimetria de fundo sobre a estrutura de fluxo. Visivelmente, a circulação lateral gerada durante o vento indo para o estuário parece ser mais intensa do que a gerada durante o vento vindo do estuário, o que está de acordo com Li e Li (2011). Por conseguinte, essas semelhanças com as descobertas de Li e Li (2011) podem sugerir que as circulações laterais geradas pelos ventos vindos do estuário e indo para o estuário rearranjam a configuração das isopicnais na entrada da BTS, reduzem o cisalhamento vertical no fluxo bidirecional e portanto, a eficácia do *straining* por vento sobre o campo de densidade. Além disso, esses movimentos laterais podem transportar sedimentos (Geyer et al., 2001; Chen e Sanford, 2009) e também fornecem uma via de troca para materiais biologicamente importantes, como nutrientes e oxigênio, especialmente através de ressurgência e subsidência laterais (Malone et al., 1986; Sanford et al., 1990; Scully, 2010).

O número Wedderburn representa um comportamento diferente comparado ao caso *Circ<sub>+</sub>*. Enquanto o padrão *Circ<sub>-</sub>* foi observado,  $Wn$  foi superior a 1, indicando que o efeito local do vento foi mais importante que a baroclinicidade durante o pulso. Além disso,  $S_0$  revela que o vento local também prevaleceu sobre a maré ( $S_0 < 1$ ); sendo, portanto, o principal mecanismo forçante do fluxo de troca total durante o pulso. Ao contrário do caso *Circ<sub>+</sub>*, não só o fluxo de troca sinótico, mas também o fluxo de troca total foi principalmente induzido pelo vento. No entanto, o fluxo de troca ainda manteve um padrão de cisalhamento lateral. Da mesma forma que o caso *Circ<sub>+</sub>*, a tensão do vento ao longo do canal promoveu a mistura por vento horizontalmente, agindo contra (em oposição de fase) o  $\Delta\rho_h$ , cuja redução também foi auxiliada pela diminuição da descarga do rio Paraguaçu.

### 5.3.3 Conectividade Jaguaripe-BTS

Apesar de ser um dos rios da BTS, o rio Jaguaripe deságua principalmente sobre a plataforma. No entanto, as águas de Jaguaripe ainda podem alcançar a entrada da baía quando ocorre um fenômeno interessante: a conectividade entre o rio Jaguaripe e a entrada principal da baía. A Fig. 5.13 demonstra essa conectividade com base em quatro estágios: anterior, inicial, intermediário e pico. Em 10 de abril de 2011, a descarga do Jaguaripe foi cerca de  $11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e o vento era de sudeste (Figs. 5.13a e e). A partir de 19 de abril, o vento tornou-se mais alinhado com o eixo do canal e a descarga do rio Jaguaripe aumentou para mais de 3 desvios padrão (Figs. 5.13b e f). Sob tais condições, a pluma de Jaguaripe foi advectada até a entrada da baía. À medida que este processo se desenvolveu, águas menos salinas entraram na entrada principal da baía pela margem oeste, gerando um marcado gradiente horizontal de densidade (Fig. 5.13g).

Em 25 de abril, a pluma do Jaguaripe foi intensamente advectada pelos ventos indo para o estuário, levando água menos salina para a entrada principal da baía e diminuindo a salinidade para menos de 36 em toda a seção transversal (Figs. 5.13d e h). Para verificar se a rotação também influenciou a dinâmica da pluma, o raio interno de Rossby foi estimado na entrada do Canal de Itaparica. Em todos os estágios, o raio interno de Rossby foi aproximadamente 2 vezes maior do que a largura da bacia do canal de Itaparica e  $Ek > 1$ , portanto, os efeitos de rotação da Terra não contribuíram para a advecção da pluma para norte. Portanto, esse estudo de caso sugere que o aumento da descarga do rio Jaguaripe em associação com os ventos indo para o estuário promoveu a advecção da pluma do rio para norte, a qual ao entrar na entrada principal da baía, reduziu a salinidade, gerando um gradiente horizontal de densidade na margem oeste da entrada da BTS.

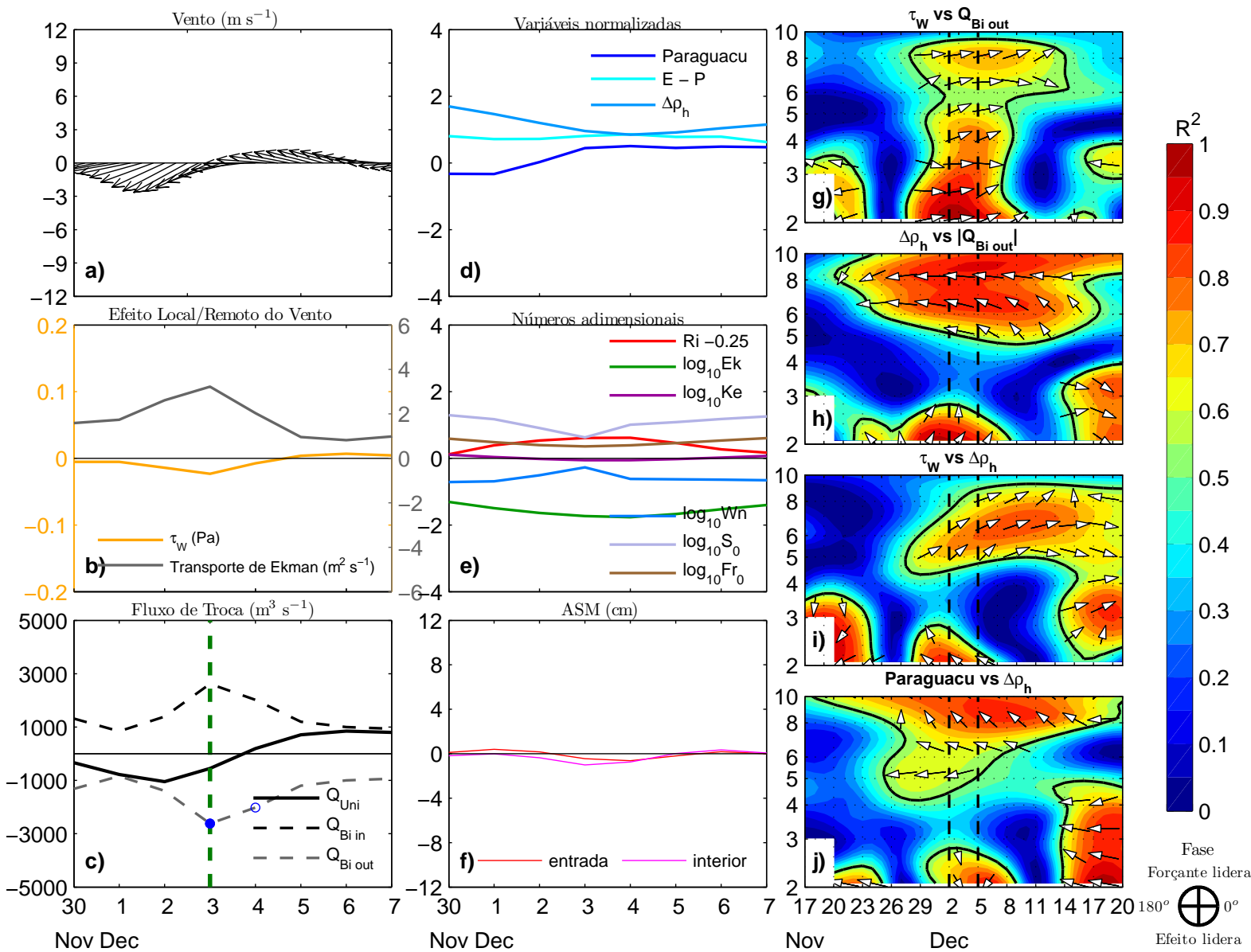


Figura 5.9: Séries temporais de a) vento ( $m s^{-1}$ ) no ponto médio da seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d), b) transporte de Ekman normal à costa ( $m^2 s^{-1}$ ) a 40 km da costa e tensão do vento ao longo do canal (Pa), c) números adimensionais, d) fluxo de troca ( $m^3 s^{-1}$ ), e) aporte de água doce e  $\Delta\rho_h$  normalizados (subtraídos da média e divididos pelo desvio padrão), f) ASM (cm) e análise de coerência de ondeleta entre g) tensão do vento ao longo do canal e  $Q_{Bi out}$ , h)  $\Delta\rho_h$  e módulo de  $Q_{Bi out}$ , i) tensão do vento ao longo do canal e  $\Delta\rho_h$ , e j) descarga do rio Paraguacu e  $\Delta\rho_h$  durante o estudo de caso *Circ+*. O eixo y indica o período em dias. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. As setas brancas indicam a fase entre as séries temporais em um determinado período de acordo com a escala à direita. As linhas verticais tracejadas indicam a duração do pulso.

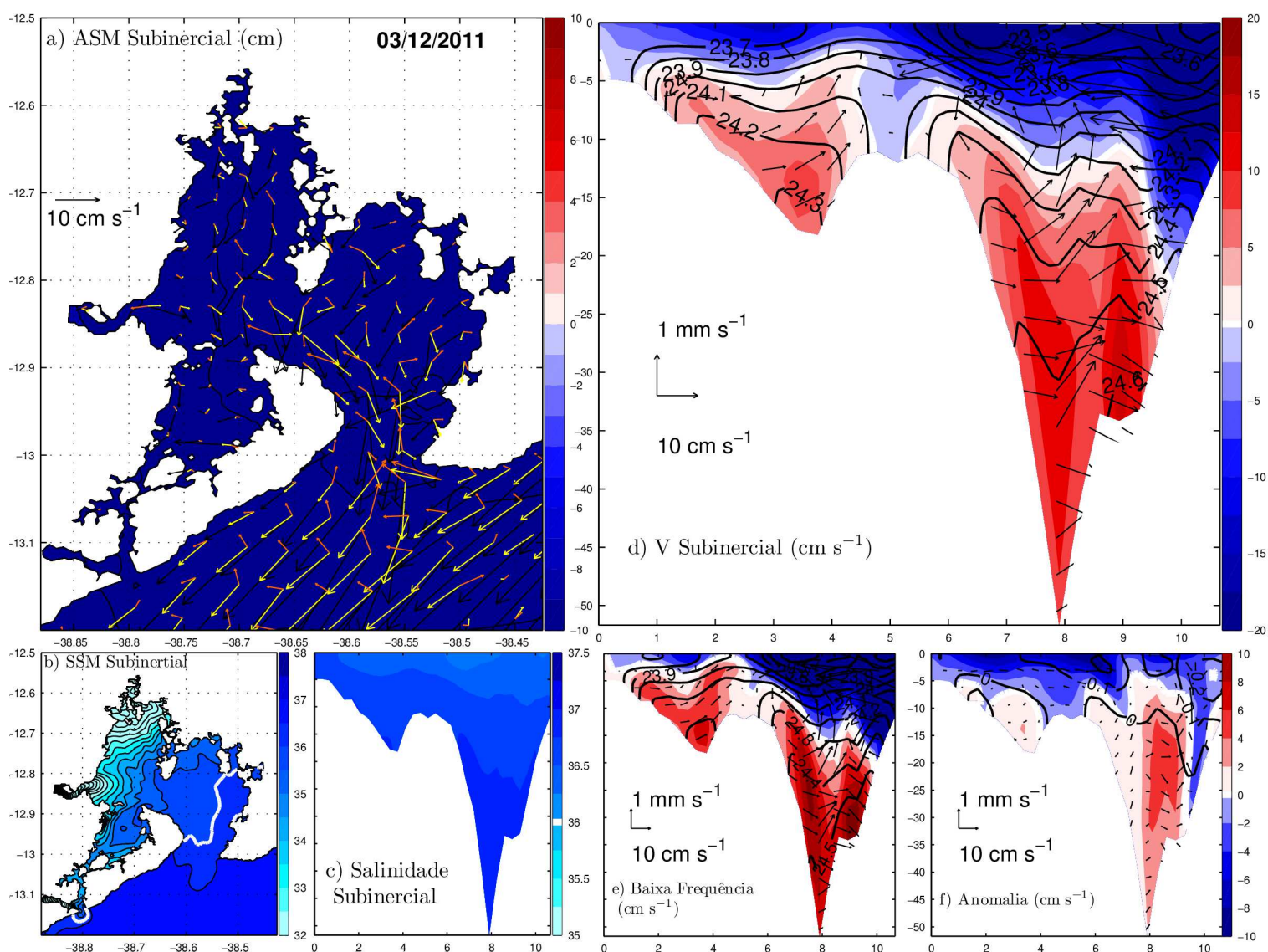


Figura 5.10: Mapas de a) ASM subinercial (cm) com vetores de superfície (preto), fundo (laranja) e integrado (amarelo) e b) salinidade subinercial na superfície com isohalina de 36 em branco e perfis de c) salinidade subinercial com isohalina de 36, d) velocidade subinercial, e) velocidade de baixa frequência e f) anomalia de velocidade (cm s<sup>-1</sup>) com contornos isopicnais e vetores de circulação lateral durante o pico do estudo de caso *Circ+*. Os valores positivos e negativos de velocidade indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente.

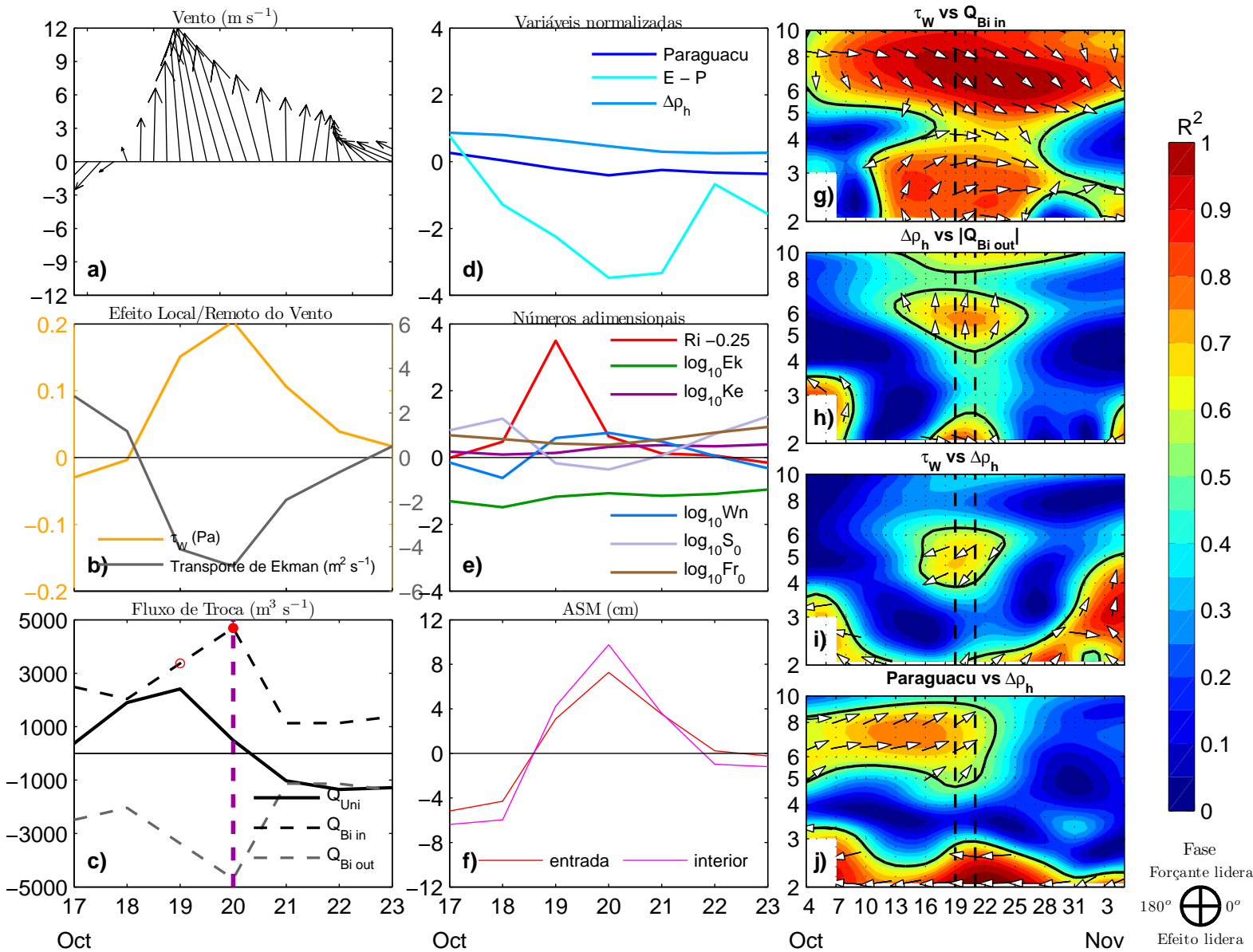


Figura 5.11: Séries temporais de a) vento ( $m\ s^{-1}$ ) no ponto médio da seção transversal na entrada da baía (Fig. 5.1d), b) transporte de Ekman normal à costa ( $m^2\ s^{-1}$ ) a 40 km da costa e tensão do vento ao longo do canal (Pa), c) números adimensionais, d) fluxo de troca ( $m^3\ s^{-1}$ ), e) aporte de água doce e  $\Delta\rho_h$  normalizados (subtraídos da média e divididos pelo desvio padrão), f) ASM (cm) e análise de coerência de ondeleta entre g) tensão do vento ao longo do canal e  $Q_{Bi\ in}$ , h)  $\Delta\rho_h$  e módulo de  $Q_{Bi\ out}$ , i) tensão do vento ao longo do canal e  $\Delta\rho_h$ , e j) descarga do rio Paraguacu e  $\Delta\rho_h$  durante o estudo de caso *Circ\_*. O eixo y indica o período em dias. A linha grossa contorna regiões com significância estatística no nível de confiança de 95%. As setas brancas indicam a fase entre as séries temporais em um determinado período de acordo com a escala à direita. As linhas verticais tracejadas indicam a duração do pulso.

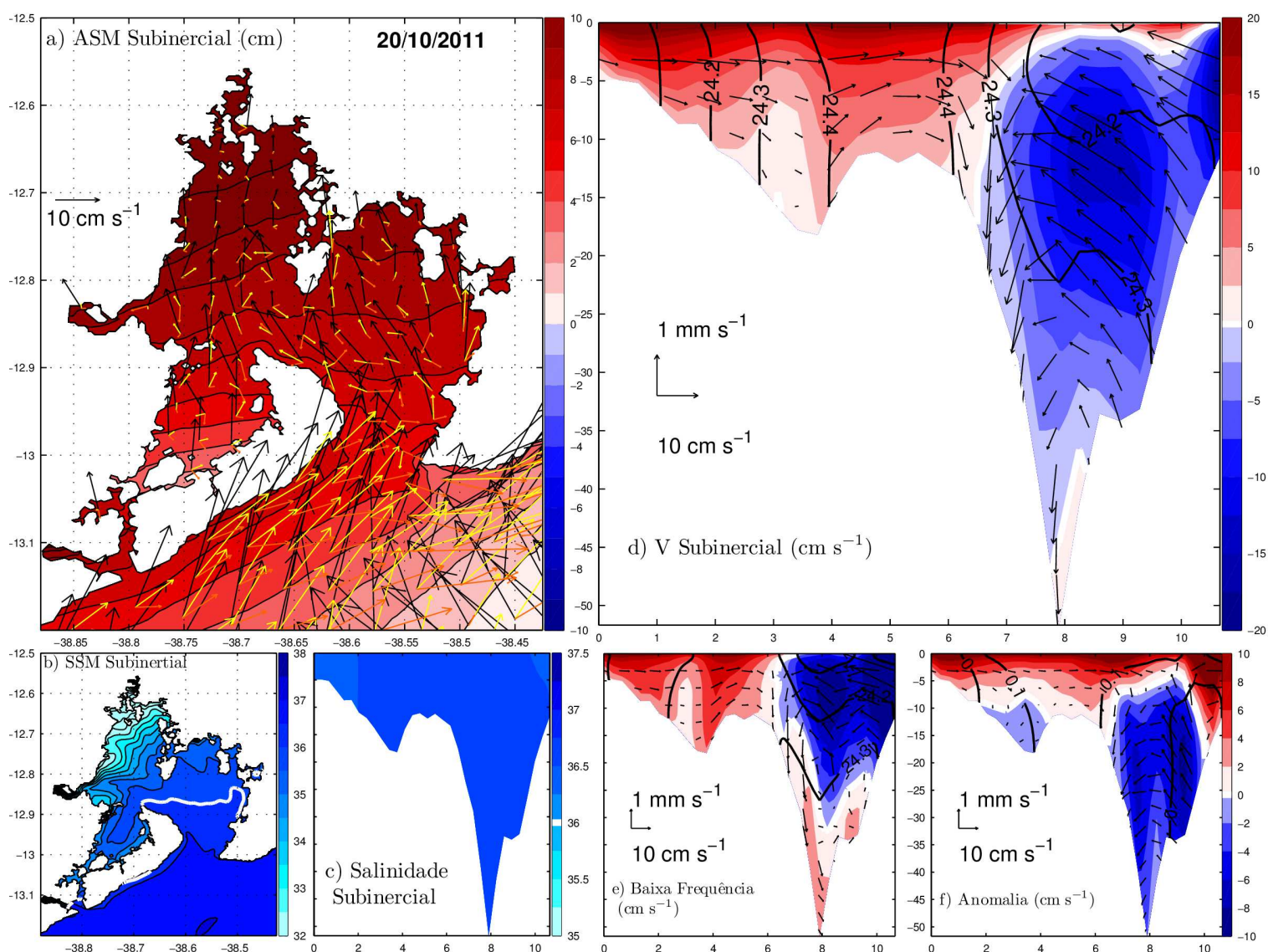


Figura 5.12: Mapas de a) ASM subinercial (cm) com vetores de superfície (preto), fundo (laranja) e integrado (amarelo) e b) salinidade subinercial na superfície com isohalina de 36 em branco e perfis de c) salinidade subinercial com isohalina de 36, d) velocidade subinercial, e) velocidade de baixa frequência e f) anomalia de velocidade ( $\text{cm s}^{-1}$ ) com contornos isopicnais e vetores de circulação lateral durante o pico do estudo de caso *Circ+*. Os valores positivos e negativos de velocidade indicam fluxo de entrada e saída, respectivamente.

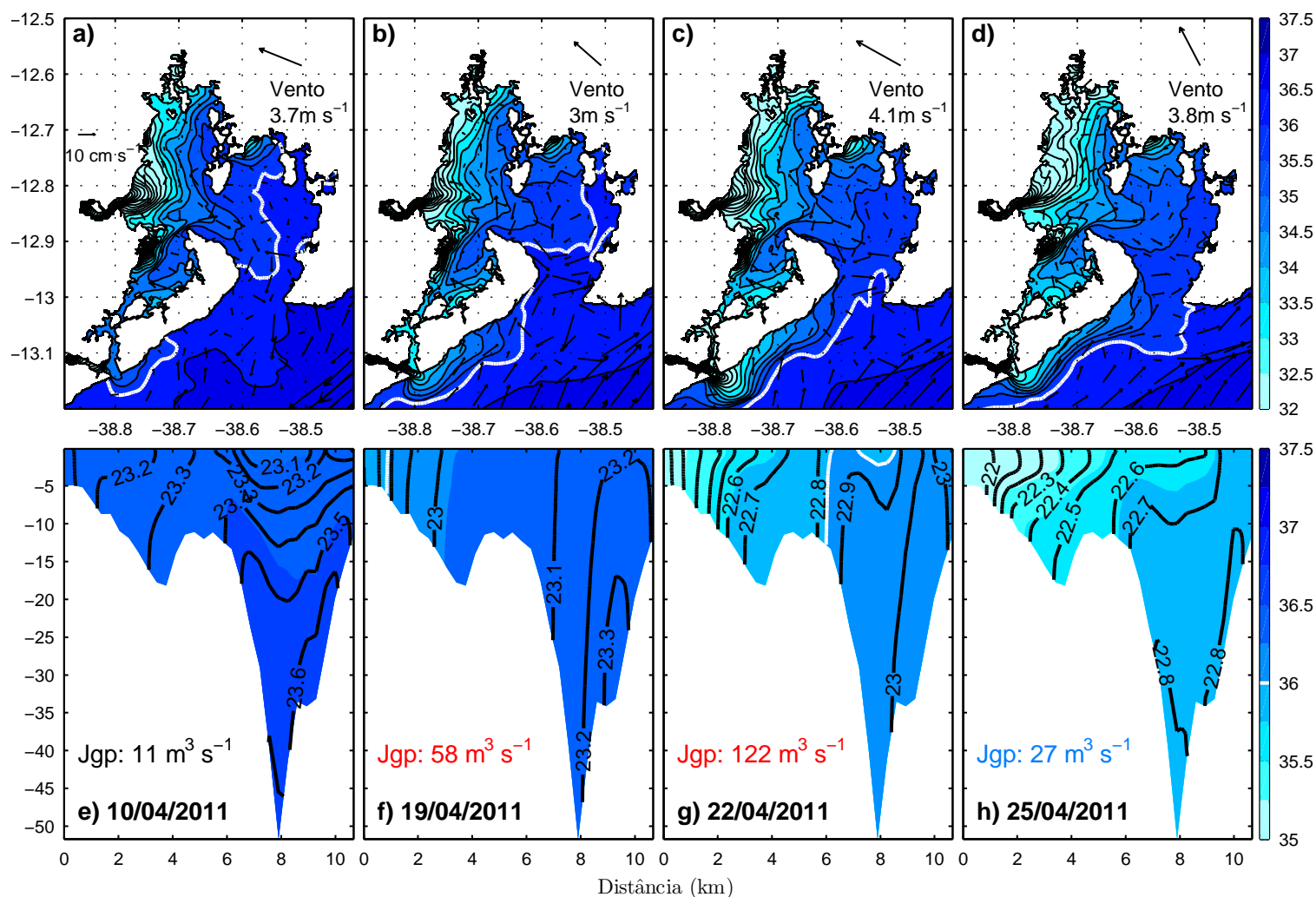


Figura 5.13: Painéis superiores: mapas da salinidade subinercial na superfície com vetores de corrente na superfície durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade entre o Jaguaripe e a entrada da baía. A direção e velocidade do vento promediada ao longo na entrada da baía são apresentadas conforme indicado na Fig. 5.1. Painéis inferiores: perfis de salinidade subinercial com contornos isopicnais durante o a) estágio anterior, b) estágio inicial, c) estágio intermediário e d) estágio de pico do evento de conectividade entre o Jaguaripe e a entrada da baía. O intervalo entre isohalinas é de 0,5. A linha grossa branca indica a isohalina de 36.

# 6

## Conclusão

Neste trabalho, investigamos os processos e mecanismos da ressurgência costeira e dos fluxos de troca que conectam a BTS à PCBL em 13°S. Assim, cabe elencar os principais resultados atingidos com o fim de sumarizar e, ao mesmo tempo, sintetizar o conhecimento obtido com a interpretação e discussão dos resultados.

### **Processos de Ressurgência**

Os resultados do modelo regional de alta resolução durante um período de 5 anos (2008 a 2012) foram utilizados para estudar os processos de ressurgência na PCBL (centrada em 13°S). Os eventos de ressurgência apresentaram uma variação sazonal marcada, ocorrendo predominantemente durante a primavera e o verão. Os eventos de uplift, por sua vez, ocorreram mais distribuídos ao longo do ano. Além disso, observou-se que os eventos de uplift tendem a durar mais tempo, além de exibir uma maior variabilidade do tempo de duração. A maior duração dos eventos de ressurgência e uplift foi observada no Cânion de Salvador e na BTS, respectivamente. Os eventos mais frequentes e intensos ocorreram na plataforma adjacente à BTS e na região do cânion.

A análise dos mecanismos forçantes revelou que a ressurgência devido ao vento, principalmente induzida pelo transporte por bombeamento de Ekman, é o principal mecanismo, com a ressurgência induzida pela corrente, representando uma contribuição secundária para promover o ressurgência na maioria dos eventos. Em S5 (Fig. 4.1), eventos de ressurgência e uplift podem ocorrer devido, exclusivamente, à aproximação da CB à costa. O uplift induzido por vórtice foi observado apenas em um evento no período de 5 anos. Os efeitos

topográficos também desempenharam um papel muito importante à medida que os processos de ressurgência se intensificaram ao interagir com o Cânion de Salvador.

O primeiro estudo de caso avaliou um evento de ressurgência causado pelo vento, pela CCO e por efeitos topográficos em toda a região. Neste evento particular, as anomalias de TSM mais frias foram observadas próximo ao Cânion de Salvador, com a ACAS ressurgindo a cerca de 70 m ao longo da região. A ressurgência devido ao vento, com a principal contribuição do transporte por bombeamento de Ekman, foi mais importante do que a ressurgência gerada devido à aproximação da CB em relação à costa, em todo o domínio. Em termos de circulação, foram observados dois padrões (induzidos pelo vento e pela CCO, respectivamente) em S1, S2 e S5. Enquanto isso, S3 e S4 exibiram uma circulação clássica de ressurgência de cânion, em que o fluxo em direção ao interior do cânion e um vórtice ciclônico próximo à cabeça do cânion foram observados.

Em 20 eventos identificados entre 2008 e 2012, observou-se a conectividade entre os processos de ressurgência no Cânion de Salvador e na plataforma adjacente à BTS, ocorrendo preferencialmente durante o verão austral. Durante os eventos de conectividade, os processos de ressurgência criaram uma subcorrente costeira para norte, que, por sua vez, adveceu a água ressurgida no cânion para a área da plataforma adjacente à baía. A conectividade ocorreu quando foram satisfeitas duas condições: i) ressurgência intensa no cânion e ii) baixa influência do fluxo da CB na plataforma. Assim, nossos resultados demonstram que a ressurgência devido ao vento contribui diretamente, enquanto a aproximação de CB funcionou como um fator inibidor do fenômeno de conectividade.

Um evento de conectividade foi analisado no segundo estudo de caso para investigar mais detalhadamente os processos de conectividade. Nesse caso, uma subcorrente costeira, formada por dinâmicas de ressurgência no Cânion de Salvador, encontrou caminho livre, já que o CB não se encontrava próxima à plataforma, para fluir para norte carregando água ressurgida no cânion, contribuindo para os processos de ressurgência na porção norte da região de estudo.

Embora a área de estudo do presente trabalho seja relativamente pequena, foram observados e analisados eventos de ressurgência/uplift induzidos pelo vento, CCO, vórtice ciclônico e topografia do cânion. Além disso, foi demonstrado que a ressurgência/uplift no Cânion de Salvador pode às vezes interagir com os processos de ressurgência da área adjacente à baía e as condições para que essa conectividade ocorra foram estabelecidas. Não obstante, as estimativas de  $T_{CCO}$  permitiram uma melhor compreensão da importância dos mecanismos de ressurgência devido à CCO na região de estudo, esses resultados são hipotéticos e precisam ser testados e melhorados através de medições de campo ao longo da costa brasileira. Além

disso, medições *in situ* fora da plataforma adjacente à BTS e no Cânion de Salvador também são sugeridas para investigar os processos de conectividade de ressurgência como trabalhos futuros na região.

## Fluxos de Troca

As saídas do modelo regional de alta resolução para um período de 7 anos (2008 a 2014) foram utilizadas para estudar os processos de troca baía-plataforma na BTS (centrada em 13°S). Nossos resultados revelaram que a troca subinercial média consiste em uma circulação com cisalhamento lateral, com o fluxo de saída restrito pelo raio interno de deformação na camada superficial e fluxo de entrada na camada inferior e sobre o banco de areia. As marés de sizígia e de quadratura influenciam a estrutura média da circulação da gravitação: i) reduzindo e intensificando a estratificação, e ii) reduzindo e ampliando o raio interno de deformação, forçando assim o fluxo de troca a ser mais horizontal e verticalmente cisalhado, respectivamente. A análise com números adimensionais indicou que os efeitos de rotação são importantes e prevalecem sobre os efeitos de fricção, independentemente das marés. Além disso, a retificação da maré supera o gradiente de pressão baroclínico, que por sua vez é mais importante que a tensão do vento, no forçamento da circulação subinercial média.

A análise dos pulsos de troca indicou que o fluxo bidirecional tende a ocorrer independentemente do padrão de circulação. Durante os pulsos  $Circ_+$ , a estratificação e a tendência de um fluxo de troca verticalmente cisalhado foram aumentadas, enquanto durante os pulsos  $Circ_-$  este cenário foi inverso. Também cabe salientar que, em alguns dos pulsos  $Circ_-$ , o equilíbrio dinâmico do fluxo de troca total mudou de induzido pela retificação da maré para induzido por vento.

Os estudos de caso demonstraram que os pulsos de troca exibiram um fluxo bidirecional induzido por vento, em vez de induzido por densidade, na direção do vento na superfície e contra o vento na camada inferior. Além disso, nossos resultados mostraram que os ventos vindos do estuário e indo para o estuário induziram circulação lateral no sentido horário e anti-horário, respectivamente, o que reorganizou as isopicnais na entrada da baía.

Foi investigada a conectividade entre o rio Jaguaripe e a entrada principal da BTS. Nossos resultados sugerem que, embora o rio Jaguaripe desagüe em grande parte para o oceano, os ventos indo para o estuário em associação com o aumento da descarga do rio promoveram a advecção da pluma do rio para norte, atingindo a entrada principal do estuário, gerando um gradiente horizontal de densidade sobre a margem oeste. Essa conectividade pode representar um episódico suprimento de minerais e nutrientes para a baía além de possibilitar a migração de espécies para a BTS.

Em conclusão, este estudo demonstrou que, embora a BTS esteja localizada em baixa latitude ( $13^{\circ}\text{S}$ ), sua profundidade e a largura da bacia revelam que o efeito de rotação da Terra deve ser considerado. Portanto, nossos resultados sugerem que estudos em latitudes mais altas são aplicáveis a estuários de baixas latitudes quando a análise adimensional indica que o efeito Coriolis é importante. Sugerimos uma investigação mais aprofundada sobre os processos de conectividade que envolvem a advecção da pluma do rio Jaguaripe em direção à entrada principal para trabalhos futuros. Também sugerimos que os resultados deste estudo sejam confrontados com observações de campo, a fim de obter uma melhor compreensão da dinâmica estuarina na região.

# Agradecimentos

À Natureza, em especial, ao Oceano, que me vocaciona a cada manhã.

À minha esposa, Roseli Aguiar, por realizar meu Sonho de Felicidade. Seu Amor pleno de coragem brota naturalmente, me alimenta e inspira o meu viver.

Aos meus Pais, Welington e Zelinda, dos quais recebi valiosos ensinamentos e valores.

Aos meus avós, João (*in memoriam*) e Jolinda, pelo carinho e confiança que depositam em mim.

A Caíque Veloso, meu Irmão de coração, cujo caráter reluz puro independente do desafio.

A meu orientador e amigo, prof. Mauro Cirano, para mim um pai acadêmico, por me oferecer sempre o melhor para meu crescimento pessoal e profissional como Oceanógrafo Físico.

A Martinho Marta-Almeida, grande mestre da Modelagem por montar uma configuração incrível para os ROMS, produzindo os *outputs* sem os quais este trabalho não seria possível.

Aos meus co-orientadores prof. Carlos Teixeira (pré-qualificação) e prof. Guilherme Lessa (pós-qualificação), pelo incentivo e aprendizado.

Ao meu orientador estrangeiro prof. Arnaldo Valle-Levinson por me conceder a incrível oportunidade de pesquisar na Universidade da Flórida e me ensinar um samba que ainda não conhecia muito bem: o Samba Estuarino.

Aos colegas que conheci na Universidade da Flórida, em especial, o meu grande amigo sul coreano So Sangdon por quem nutro um sincero respeito e admiração.

Às professoras Janini Pereira e Hebe Queiroz pelo carinho e valiosos ensinamentos sobre a dinâmica de Plataforma e Ondas Oceânicas.

A Leonardo Nascimento, grande parceiro desde que comecei em Oceanografia, por sua amizade e apoio de sempre.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica, pela oportunidade de crescer academicamente e realizar este trabalho. Em especial, agradeço aos coordenadores do programa profs. Clemente Tanajura e Amin Bassrei, e ao secretário Júlio Leão por estarem sempre dispostos a viabilizar o meu caminho acadêmico na pós-graduação.

À Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) pela grade oportunidade de poder conhecer e trabalhar com os maiores pesquisadores em Oceanografia do Brasil.

À Petrobrás; Agência de Petróleo, Gás natural e Biocombustível (ANP) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte à pesquisa.

Ao Grupo de Oceanografia Tropical (GOAT) que me acolheu e faz crescer a Oceanografia no Norte-Nordeste.

Aos mestres da Música: Vanja Ferreira (Harpa), Nagase Reiko (Koto e Shamisen) e Flávio Queiroz (Contraponto e Harmonia); Línguas: Sato Eriko (Japonês), Lia Ravazzano (Inglês e Alemão) e Plínio (Russo), que me ensinam a cada passo o segredo de acreditar e realizar os Sonhos.

À escritora Jean Feingold, por sua Amizade mais forte que a distância e por revisar o inglês de meus artigos.

Aos meus educandos, pela dedicação e amizade, e além disso, por me mostrarem que aprender é uma eterna caminhada.

À banca examinadora por seus comentários e sugestões.

# Referências

- Aguiar, A. L.; Cirano, M.; Pereira, J. e Marta-Almeida, M. (2014) Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos-Campos region of Brazil, *Cont. Shelf Res.*, **85**:42–59, doi:10.1016/j.csr.2014.04.013.
- Allen, S. E. e Hickey, B. M. (2010) Dynamics of advection-driven upwelling over a submarine canyon, *J. Geophys. Res.*, **115**:C08018, doi:10.1029/2009JC005731.
- Amante, C. e Eakins, B. W. (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis., NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.
- Amorim, F. N.; Cirano, M.; Soares, I. D. e Lentini, C. A. D. (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.
- Amorim, F. N.; Cirano, M.; Soares, I. D.; Campos, E. J. D. e Middleton, J. (2012) The influence of large-scale circulation and transient processes on the seasonal circulation at Eastern Brazilian Shelf, near 13°S, *Cont. Shelf Res.*, **32**:47–61, doi:10.1016/j.csr.2011.10.011.
- Amorim, F. N.; Cirano, M.; Marta-Almeida, M.; Middleton, J. e Campos, E. J. D. (2013) The seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf between 10°S and 16°S: A modelling approach, *Cont. Shelf Res.*, **65**:121–140, doi:10.1016/j.csr.2013.06.008.
- Andrade, C. A. e Barton, E. D. (2005) The Guajira upwelling system, *Cont. Shelf Res.*, **25**:1003–1022.
- ANTAQ (2005) Agência Nacional de Transportes Aquaviários. Anuário Estatístico Portuário - 2005, Disponível em:<<http://www.antaq.gov.br/NovositeAntaq/estatisticasanuario.asp>>. Acessado em 9 de novembro de 2007.
- Bowden, K. F. (1983) *Physical oceanography of coastal waters*, Halsted Press, Ellis Horwwod series in marine science, New York, 302p.
- Braga, A. D.; Costa, P. A. S.; Martins, A. S.; Olavo, G. e Nunan, G. W. (2014) Lanternfish

- (Myctophidae) from eastern Brazil, southwest Atlantic Ocean, *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, **42**:245–257, doi: 103856/vol42-issue1-fulltext-20.
- Castelão, M. R. (2012) Sea Surface Temperature and Wind Stress Curl Variability near a Cape, *J. Phys. Oceanogr.*, **42**:2073–2087.
- Castelão, M. R. e Barth, J. A. (2006) Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl, *Geophys. Res. Lett.*, **33**:L03602.
- Castelão, M. R.; Campos, E. J. D. e Miller, J. L. (2004) A modeling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current, *J. Coastal Res.*, **20**(3):662–671.
- Castro, B. M. e Miranda, L. B. (1998) Physical Oceanography of the Western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S coastal segment (4, *W*), In: A. R. Robinson e K. H. Brink, eds., *The Sea*, vol. 11, pp. 209–251, Wiley.
- Chen, S. N. e Sanford, L. P. (2009) Axial wind effects on stratification and longitudinal salt transport in an idealized, partially mixed estuary, *J. Phys. Oceanogr.*, **39**(8):1905–1920, doi:10.1175/2009JPO4016.1.
- Chin, T. M.; Milliff, R. F. e Large, W. G. (1998) Basin-scale, high-wavenumber sea surface wind fields from a multiresolution analysis of scatterometer data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**(3):741–763, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015).
- Cirano, M. e Lessa, G. C. (2007) Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos, Brazil, *Rev. Bras. de Geof.*, **25**:363–387.
- CRA (2001) Saneamento ambiental da Baía de Todos os Santos. Modelamento e avaliação ambiental. Desenvolvimento de modelos computacionais de circulação hidrodinâmica, de transporte de contaminantes e de qualidade da água da BTS. Prognóstico dos efeitos do Programa Bahia Azul com relação à balneabilidade das praias, Rel. Téc. RT-257-05-MA-003-RF, Centro de Recursos Ambientais, Salvador, Bahia, Brazil, 262 pp.
- Cushman-Roisin, B. e Beckers, J. (2011) *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Academic Press, 2nd Edition.
- da Silva, A.; Young, A. C. e Levitus, S. (1994) Atlas of surface marine data 1994, 851 volume 1: Algorithms and procedures, NOAA Atlas NESDIS 6, , U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Dominguez, J. M. L. (2006) The coastal zone of Brazil - an overview, *J. Coastal Res.*, **39**:16–20.
- Egbert, G. D. e Erofeeva, S. Y. (2002) Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides., *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**(2):183–204.

- Feng, Z. e Li, C. (2010) Cold-front-induced flushing of the Louisiana Bays, *J. Marine Syst.*, **82**:252–264.
- Friedrichs, C. T. e Hamrick, J. M. (1996) Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics, vol. 53, cap. Effects of channel geometry on cross sectional variations in along channel velocity in partially stratified estuaries, pp. 283–300, *Coastal Estuarine Stud. Ser.*, AGU, Washington, D. C.
- Geyer, W. R. (1997) Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries, *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, **44**:713–722.
- Geyer, W. R.; Woodruff, J. D. e Traykovski, P. (2001) Sediment transport and trapping in the hudson river estuary, *Estuaries Coasts*, **24**(5):670–679, doi:10.2307/1352875.
- Grinsted, A.; Moore, J. C. e Jevrejeva, S. (2004) Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Process Geophys.*, **11**(5/6):561–566, doi:10.5194/npg-11-561-2004.
- Guo, X. e Valle-Levinson, A. (2007) Tidal effects on estuarine circulation and outflow plume in the Chesapeake Bay, *Cont. Shelf Res.*, **27**:20–42, doi:10.1016/j.csr.2006.08.009.
- Guo, X. e Valle-Levinson, A. (2008) Wind effects on the lateral structure of density-driven circulation in Chesapeake Bay, *Cont. Shelf Res.*, **28**:2450–2471, doi:10.1016/j.csr.2008.06.008.
- Haidvogel, D. B.; Arango, H.; Budgell, W. P.; Cornuelle, B. D.; Curchitser, E.; Di Lorenzo, E.; Fennel, K.; Geyer, W. R.; Hermman, A. J.; Lanerolle, L.; Levin, J.; McWilliams, J. C.; Miller, A. J.; Moore, A. M.; Powell, T. M.; Shchepetkin, A. F.; Sherwood, C. R.; Signell, R. P.; Warner, J. C. e Wilkin, J. (2008) Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulations and skill assesment of the Regional Ocean Modeling System, *J. Comput. Phys.*, **227**:3595–3624.
- Hickey, B. M. (1997) The response of a Steep-Sided Narrow Canyon to Time-variable Wind Forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**:697–726.
- Hickey, B. M. e Banas, N. S. (2008) Why is the northern end of the California current system so productive?, *Oceanography*, **21**:90–107.
- HYCOM (2011) Consortium for Data Assimilative Modeling - HYCOM+NCODA Global Analysis, available at: <http://www.hycom.org/dataserver/globanalysis/>.
- Inall, M. E.; Nilsen, F.; Cottier, F. R. e Daae, R. (2015) Shelf/fjord exchange driven by coastal-trapped waves in the Arctic, *J. Geophys. Res.-Oceans*, **120**:8283–8303, doi:10.1002/2015JC011277.

- INPE (2017) Climanálise - boletim de monitoramento e análise climática, vols. 23 to 29. Available: <http://climanalise.cptec.inpe.br/rclimanl/boletim/> [Accessed July 20, 2017].
- Kampf, J. (2006) Transient wind-driven upwelling in a submarine canyon: a process-oriented modeling study, *J. Geophys. Res.*, **111**:C11011.
- Kampf, J. e Chapman, P. (2016) *Upwelling Systems of the World: A Scientific Journey to the Most Productive Marine Ecosystems*, Springer International Publishing, 433p.
- Kasai, A.; Hill, E.; Fujiwara, T. e Simpson, J. H. (2000) Effect of the Earth's rotation on the circulation in regions of freshwater influence, *J. Geophys. Res.*, **105**(C7):16961–16969.
- Knoppers, B.; Ekau, W. e Figueredo, A. G. (1999) The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport, *Geo-Mar. Lett.*, **19**:171–178.
- Lessa, G. C.; Cirano, M.; Tanajura, C. A. S. e Silva, R. R. (2009) Oceanografia física, In: V. Hatje e J. B. Andrade, eds., *Baía de Todos os Santos: aspectos oceanográficos*, vol. 1, pp. 68–119, EDUFBA.
- Li, Y. e Li, M. (2011) Effects of winds on stratification and circulation in a partially mixed estuary, *J. Geophys. Res.*, **116**:C12012, doi:10.1029/2010JC006893.
- Li, Y. e Li, M. (2012) Wind-driven lateral circulation in a stratified estuary and its effects on the along-channel flow, *J. Geophys. Res.*, **117**:C09005, doi:10.1029/2011JC007829.
- Lutjeharms, J. R. E.; Cooper, J. e Roberts, M. (2000) Upwelling at the inshore edge of the Agulhas Current, *Cont. Shelf Res.*, **20**:737–761.
- Malone, T. C.; Kemp, W. M.; Ducklow, H. W.; Boynton, W. R.; Tuttle, J. H. e Jonas, R. B. (1986) Lateral variation in the production and fate of phytoplankton in a partially stratified estuary, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **32**(2-3):149–160, doi:10.3354/meps032149.
- Marques, C.; Ferreira, J. e Rocha, A. (2006) Singular spectrum analysis and forecasting of hydrological time series, *Phys. Chem. Earth ABC*, **31**:1172–1179, doi:10.1016/j.pce.2006.02.061.
- Marta-Almeida, M.; Pereira, J. e Cirano, M. (2011a) Development of a pilot Brazilian regional operational ocean forecast system, REMO-OOF, *J. Oper. Oceanogr.*, **4**(2):3–15.
- Marta-Almeida, M.; Ruiz-Villarreal, M.; Otero, P.; Cobas, M.; Peliz, A.; Nolasco, R.; Cirano, M. e Pereira, J. (2011b) OOFe: a Python engine for automating regional and coastal ocean forecasts, *Environ. Model. Softw.*, **26**(2):680–682, <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.11.015>.
- Marta-Almeida, M.; Hetland, R. e Zhang, X. (2013) Evaluation of model nesting performance on the Texas-Louisiana continental shelf, *J. Geophys. Res.*, **118**:2476–2491, <http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20163>.

- Marta-Almeida, M.; Cirano, M.; Lessa, G. C.; Aguiar, A. L. e Amorim, F. N. (2017a) On the stratification of Baía de Todos os Santos: A realistic modelling study using a shelf-estuary multi-corner configuration, Preprint submitted to *Estuaries and Coasts*.
- Marta-Almeida, M.; Cirano, M.; Soares, C. G. e Lessa, G. C. (2017b) A numerical tidal stream energy assessment study for Baía de Todos os Santos, Brazil, *Renew. Energy*, **107**:271–287, <http://dx.doi.org/10.1016/j.renene.2017.01.047>.
- Mirshak, R. e Allen, S. E. (2005) Spin-up and the effects of a submarine canyon: Applications to upwelling in Astoria Canyon, *J. Geophys. Res.*, **110**:C02013, doi:10.1029/2004JC002578.
- Monismith, S. (1986) An experimental-study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear-stress, *Journal of Fluid Mechanics*, **171**:407–439.
- Nelson, G. (1989) Poleward motion in the Benguela Current, In: R. L. S. S. J. Neshiba, C. N. K. Mooers e R. T. Barber, eds., *Poleward flows along eastern ocean boundaries*, pp. 110–130, Springer, New York.
- Oke, P. R. e Middleton, J. H. (2001) Nutrient enrichment off Port Stephens: the role of the East Australian Current, *Cont. Shelf Res.*, **21**:587–606.
- Olavo, G.; Costa, P. A. S. e Martins, A. S. (2005) Prospecção de grandes peixes pelágicos na região central da ZEE brasileira entre o Rio Real-BA e o Cabo de São Tomé-RJ, In: P. A. S. Costa; A. S. Martins e G. Olavo, eds., *Pesca e potenciais de exploração de recursos vivos na região central da Zona Econômica Exclusiva brasileira*, pp. 167–202, Rio de Janeiro: Museu Nacional (Série Livros N°13).
- Olavo, G.; Costa, P. A. S.; Martins, A. S. e Ferreira, B. P. (2011) Shelf-edge reefs as priority areas for conservation of reef fish diversity in the tropical Atlantic, *Aquatic. Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst.*, **21**(2):199–209.
- Palma, E. D. e Matano, R. P. (2009) Disentangling the upwelling mechanisms of South Brazil Bight, *Cont. Shelf Res.*, **29**:1525–1534.
- Pawlowicz, R.; Beardsley, B. e Lentz, S. (2002) Harmonic analysis including error estimates in matlab using t-tide, *Computers and Geosciences*, **28**:929–937.
- Pereira, M. G. e Lessa, G. C. (2009) Varying patterns of water circulation in Canal de Cotegipe, Baía de Todos os Santos, *Rev. Bras. de Geof.*, **27**(1), <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2009000100009>.
- Pickett, M. H. e Paduan, J. D. (2003) Ekman transport and pumping in California Current based on the U.S. Navy's high resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, **108**(C10):3327.

- Ponte, A. L.; Gutiérrez de Velasco, G.; Valle-Levinson, A.; Winters, K. B. e Winant, C. D. (2012) Wind-Driven Subinertial Circulation inside a Semienclosed Bay in the Gulf of California, *J. Phys. Oceanogr.*, **42**:940–955, doi: 10.1175/JPO-D-11-0103.1.
- Pritchard, D. (1952) Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system, *J. Mar. Res.*, **11**(2):106–123.
- Richardson, P. L.; Cheney, R. E. e Worthington, L. V. (1978) A census of Gulf Stream rings Spring 1975, *J. Geophys. Res.*, **83**:6136–6144.
- Rochford, D. J. (1991) 'Upwelling': does it need a stricter definition?, *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, **42**:45–46.
- Rodrigues, R. R. e Lorenzetti, J. A. (2001) A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the southeast Brazilian coastal upwelling, *Cont. Shelf Res.*, **21**:371–394.
- Rodrigues, R. R.; Rothstein, L. M. e Wimbush, M. (2007) Seasonal variability of the south equatorial bifurcation in the atlantic ocean: A numerical study, *J. Phys. Oceanogr.*, **37**:16–30.
- Roughan, M. e Middleton, J. H. (2002) A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia, *Cont. Shelf Res.*, **22**:2551–2572.
- Roughan, M. e Middleton, J. H. (2004) On the East Australian Current: Variability, Encroachment and Upwelling, *J. Geophys. Res.*, **109**(C07003).
- Saha, S.; Moorthi, S.; Pan, H.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Kistler, R.; Woollen, J.; Behringer, D.; Liu, H.; Stokes, D.; Grumbine, R.; Gayno, G.; Wang, J.; Hou, Y.; Chuang, H.; Juang, H. H.; Sela, J.; Iredell, M.; Treadon, K. R.; Delst, D. P. V.; Keyser, D.; Derber, J.; Ek, M.; Meng, J.; H. Wei, R. Y.; Lord, S.; van den Dool, H.; Kumar, A.; Wang, W.; Long, C.; Chelliah, M.; Xue, Y.; Huang, B.; Schemm, J.; Ebisuzaki, W.; Lin, R.; Xie, P.; Chen, M.; Zhou, S.; Higgins, W.; Zou, C.; Liu, Q.; Chen, Y.; Han, Y.; Cucurull, L.; Reynolds, R. W.; Rutledge, G. e Goldberg, M. (2010) The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**:1015–1057, doi: 10.1175/2010BAMS3001.1.
- Sanford, L. P.; Sellner, K. G. e Breitburg, D. L. (1990) Covariability of dissolved-oxygen with physical processes in the summertime Chesapeake Bay, *J. Mar. Res.*, **48**(3):567–590.
- Santana, R.; Teixeira, C. e Lessa, G. C. (2017) The impact of different forcing agents on the residual circulation in Baía de Todos os Santos, Brazil (13°S), *J. Coastal Res.*, Accepted by Journal of Coastal Research.

- Santos, F. M. (2014) Ressurgência costeira localizada na zona de formação da Corrente do Brasil (13°S), Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Salvador, Bahia, Brasil, 105p.
- Scully, M. E. (2010) Wind modulation of dissolved oxygen in Chesapeake Bay, *Estuaries Coasts*, **33**(5):1164–1175, doi:10.1007/s12237-010-9319-9.
- Scully, M. E.; Friedrichs, C. T. e Brubaker, J. M. (2005) Control of estuarine stratification and mixing by wind-induced straining of the estuarine density field, *Estuaries*, **28**:321–326.
- Shchepetkin, A. F. e McWilliams, J. C. (2005) The regional ocean modeling system: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, **9**:347–404.
- She, J. e Klinck, J. M. (2000) Flow near submarine canyon driven by constant winds, *J. Geophys. Res.*, **105**(C12):28671–28694.
- Smeed, D. A. (2004) Exchange through the bab el mandab, *Deep-Sea Res. II*, **51**:455–474.
- Smith, R. L. (1968) Upwelling, *Oceanogr. Mar. Biol.*, **6**:11–46.
- Smith, R. L. (1981) A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, North West Africa, and Peru, In: F. A. Robinson, ed., *Coastal Upwelling*, vol. 1, pp. 107–118, Amer. Geophys. Un.
- Stewart, H. R. (2005) Introduction to Physical Oceanography, Department of Oceanography. Texas A & M University.
- Tenorio, L.; Valle-Levinson, A. e Gomez-Valdes, J. (2017) Subtidal hydrodynamics in a tropical lagoon: a dimensionless numbers approach, *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, doi:10.1016/j.ecss.2017.11.037.
- Tomczak, M. e Godfrey, J. S. (2003) Regional Oceanography: an introduction, Daya Publishing House, Delhi, 353p.
- Valle-Levinson, A. (1995) Observations of barotropic and baroclinic exchanges in the lower Chesapeake Bay, *Cont. Shelf Res.*, **15**:1631–1647.
- Valle-Levinson, A. (2008) Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers, *J. Geophys. Res.*, **113**:C04001, doi:10.1029/2007JC004144.
- Valle-Levinson, A. e Schettini, C. A. F. (2016) Fortnightly switching of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **169**:46–55.
- Valle-Levinson, A.; Li, C.; Royer, T. e Atkinson, L. (1998) Flow patterns at the Chesapeake Bay entrance, *Cont. Shelf Res.*, **18**(10):1157–1177.

- Valle-Levinson, A.; Wong, K. e Bosley, K. (2001) Observations of the wind-induced exchange at the entrance to Chesapeake Bay, *J. Mar. Res.*, **59**(3):391–416.
- Valle-Levinson, A.; Wong, K. e Bosley, K. (2002) Effects of the Hurricane Floyd on the exchange at the Chesapeake Bay Entrance, *Cont. Shelf Res.*, **22**:1715–1730.
- Valle-Levinson, A.; Reyes, C. e Sanay, R. (2003) Effects of bathymetry, friction and Earth's rotation on estuary/ocean exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, **33**(11):2375–2393.
- Wang, Y. e Castelão, R. M. (2016) Variability in the coupling between sea surface temperature and wind stress in the global coastal ocean, *Cont. Shelf Res.*, **125**:88–96.
- Wong, K. e Valle-Levinson, A. (1994) On the nature of transverse variability in a coastal plain estuary, *J. Geophys. Res.*, **99**(C7):14209–14222.
- Wong, K. e Valle-Levinson, A. (2002) On the relative importance of the remote and local wind effects on the subtidal exchange at the entrance to the Chesapeake Bay, *J. Mar. Res.*, **60**:477–498.
- Xavier, A. G. (2002) Análise hidrodinâmica da Baía de Todos os Santos, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia, UFRJ, 222 pp.