



UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

HUGO PEREIRA LIMA

CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA NO COMPLEXO ESTUARINO
DE SÃO MARCOS (MA – BRASIL)

São Luís – MA

2019

HUGO PEREIRA LIMA

CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA NO COMPLEXO ESTUARINO
DE SÃO MARCOS (MA – BRASIL)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão para obtenção do título de mestre em Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Orientador: Dr. Francisco José da Silva Dias

São Luís – MA

2019

Ficha gerada por meio do SIGAA/Biblioteca com dados fornecidos pelo(a) autor(a).
Núcleo Integrado de Bibliotecas/UFMA

LIMA, HUGO PEREIRA.
CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA NO COMPLEXO ESTUARINO DE SÃO
MARCOS MA BRASIL / HUGO PEREIRA LIMA. - 2019.
96 p.

Orientador(a): FRANCISCO JOSÉ DA SILVA DIAS.
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em
Oceanografia/ccbs, Universidade Federal do Maranhão, São
Luís, 2019.

1. Classificação. 2. Correntes. 3. Estrutura
termohalina. 4. Macromaré. 5. Transporte de sal. I.
DIAS, FRANCISCO JOSÉ DA SILVA. II. Título.

LIMA, Hugo Pereira. Circulação Hidrodinâmica no Complexo Estuarino de São Marcos (MA – Brasil). 2019. 96 p. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2019.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão para obtenção do título de mestre em Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Aprovada em ____/____/____.

Banca Examinadora

Prof. Dr. Francisco José da Silva Dias (ICMar/UFMA)
(Orientador)

Prof. Dr. Victor Azevedo Godoi (ICMar/UFMA)
(Membro Interno)

Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira (Labomar/UFC)
(Membro Externo)

São Luís – MA
2019

“Quando tudo parecer dar errado em sua vida, lembre-se que o avião decola contra o vento, e não a favor dele” - Henry Ford

Dedico este trabalho aos meus pais, Nonato e Joelma, que sempre me apoiaram e nunca mediram esforços para que eu conseguisse vencer essa etapa da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Raimundo Nonato (Chimbinha) e Joelma do Calypso, pela determinação e luta na minha formação e o meu irmão Gustavo Lima (ex gordo), que sempre esteve ao meu lado me dando força e incentivos em todos os meus projetos.

Agradeço imensamente ao meu orientador, Prof. Dr. Francisco José da Silva Dias, que com sabedoria me orientou em todos os passos e os pensamentos para o alcance dos meus objetivos profissionais e pessoais.

A toda galera do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira, Estuarina e de Águas Interiores – LHiCEAI – UFMA: Jefferson Horley, Vinicius, Eduardo, Rômulo, Vivian, Rubens, Júlio, Laila, Igor, Vanessa, Erllen e Pedro, além dos recém-chegados: Kassandra, Kerlem, Juliana, Erlik e Walterly. Pela grande ajuda e amizade, por compartilhar risadas, venenos, aventuras e experiências nos muitos campos realizados. Ao prof. Dr. Audalio Torres pela preocupação, ensinamentos e piadas.

Aos meus amigos do Sexteto: Jefferson, Thays, Laisa, Rafaela e Josenilde. Mesmo que distantes de alguns, pelos muitos momentos divertidos. Vocês são meus companheiros e irmãos que a minha vida acadêmica me deu o prazer de ter, o muito obrigado.

A minha namorada, Potira Melo, sem você este trabalho não sairia. Sempre me apoiando em todas as fases do mestrado. Obrigado por simplesmente estar em minha vida durante esse tempo.

As agências de fomento à pesquisa CNPq e FAPEMA pelo financiamento do projeto (Universal - 00112/16; FAPEMA/CNPq/PRONEM - Processo: 00079/16) que resultou neste trabalho. Em especial ao CNPq pela concessão de bolsa de Mestrado.

A Universidade Federal do Maranhão (UFMA), por meio do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia (PPGOceano), pela oportunidade e pelo investimento na minha pessoa. Aos Professores da Pós-Graduação, pelos conhecimentos transmitidos durante o curso, úteis não apenas para este trabalho, mas também para todos os que virão pela frente.

E por último, todas as pessoas que de alguma forma doaram um pouco de si para que a conclusão deste trabalho se tornasse possível.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo estudar a variação temporal das propriedades hidrográficas, material particulado em suspensão (MPS), oxigênio dissolvido (OD) e da circulação, durante ciclos completos de maré (13 horas) ao longo do Complexo Estuarino de São Marcos (CESM), em diferentes regimes pluviométricos. Para esse estudo foram realizados dois fundeios, localizados ao norte (F-I) e ao sul (F-II) no CESM, durante o período chuvoso (Fevereiro), final do chuvoso (Junho) e seco (Novembro), do ano de 2017. Os dados da estrutura termohalina e OD foram adquiridos com um CTD (EXO2, YSI, Ohio, USA), a circulação estuarina foi medida com um ADCP de 500 kHz (Sontek, YSI, CA, USA) e as amostras de água para determinação do MPS foram obtidas com o auxílio de uma garrafa do tipo *Niskin*, em superfície e a 1 metro do fundo. Os perfis da velocidade da componente longitudinal (u) apresentaram um escoamento bidirecional, com uma pequena predominância das correntes de vazante ($u > 0$) sobre as de enchente ($u < 0$). Geralmente, o Fundeio – I apresentou valores médios maiores que o Fundeio – II, com as médias em (F-I) variando entre $-0,87 \text{ m s}^{-1}$ na enchente a $0,96 \text{ m s}^{-1}$ na vazante, enquanto que (F-II) apresentou valores médios de $-0,60$ a $0,71 \text{ m s}^{-1}$. Os dados da estrutura termohalina mostraram um comportamento quase homogêneo na vertical e pequena distinção entre os fundeios (F-I e F-II) ao longo das três campanhas. As temperaturas variaram entre $27,8$ e $30,5 \text{ }^\circ\text{C}$, salinidades variaram entre $16,0$ e $35,5 \text{ g kg}^{-1}$ e $\sigma\text{-}t$ entre $7,63$ a $22,49 \text{ kg m}^{-3}$. A análise dos índices termohalinos sugerem a presença de duas massas de água, uma Água Costeira (AC) durante os períodos chuvoso e seco, enquanto que no final do período chuvoso notou-se a presença de uma Água de Rio (AR). Na região foram observadas elevadas concentrações de MPS ($>1.000 \text{ mg l}^{-1}$), com valores médios maiores que 230 mg l^{-1} ao longo das 13 horas coletadas. As maiores concentrações de MPS foram notadas no período seco e próximo ao fundo na coluna d'água. O ambiente manteve elevadas concentrações de oxigênio dissolvido ($\text{OD} > 190 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$), apesar dos elevados valores de MPS encontrados na região, estando estes dentro dos limites mínimos estabelecidos pelo órgão regulador (CONAMA). O número de Richardson por camada indicou uma condição de instabilidade vertical ao longo de todo o estudo realizado no CESM, corroborando com os resultados da Anomalia da Energia Potencial ($7,0 \times 10^{-6}$ a $1,1 \times 10^{-5} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$). No geral, este ambiente foi classificado como do tipo 1a (bem misturado e fracamente estratificado), com exceção de um fundeio no mês de novembro (F-I), que acabou sendo classificado como 2a (parcialmente misturado e com fraca estratificação vertical). As principais parcelas responsáveis pelo transporte advectivo de sal foram: descarga fluvial ($2,33$ a $41,06 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), deriva de Stokes ($-35,95$ a $-0,40 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e correlação de maré ($-6,05$ a $2,04 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). A descarga fluvial foi o principal mecanismo exportador de sal da região, enquanto que a deriva de Stokes foi o principal mecanismo importador de sal, apresentando um sentido contrário ao esperado. O esforço amostral realizado no presente estudo representou um grande passo para o entendimento das mudanças que ocorrem no transporte hidrodinâmico e de materiais em estuários de macromaré localizados na interface Amazônia Semiárido.

Palavras-chave: Correntes, estrutura termohalina, transporte de sal, classificação, macromaré.

ABSTRACT

This study has mainly evaluated the temporal variation of hydrographic properties, suspended particulate matter (SPM), dissolved oxygen (DO) and circulation during complete tidal cycles (13 hours) along the São Marcos Estuarine Complex (SMEC), in different rainfall regimes. Data were acquired in two moorings in SMEC: in the north (M-I) and south (M-II), during the rainy (February), transition (June) and dry (November) seasons of 2017. The thermohaline structure and DO data were measured with a CTD (EXO2, YSI, Ohio, USA), the estuarine circulation was measured with a 500 kHz ADCP (Sontek, YSI, CA, USA) and the water samples were collected with a *Niskin* bottle on the surface and about 1 meter above the bottom for the analysis of the SPM. The velocity profiles of the along-channel component (u) presented a bidirectional flow, with a small predominance of ebb ($u > 0$) between flood currents ($u < 0$). Generally, the (M-I) presented average values higher than the (M-II), with the means in (M-I) ranging from -0.87 to 0.96 m s^{-1} , while (M-II) presented mean values of -0.60 to 0.71 m s^{-1} . The thermohaline structure showed a vertical quasi-homogeneity behavior and a small difference between the moorings (M-I and M-II) over the three campaigns. Temperatures varied between 27.8 to $30.5 \text{ }^\circ\text{C}$, salinities ranged between 16.0 to 35.5 g kg^{-1} and $\sigma\text{-}t$ ranged from 7.63 to 22.49 kg m^{-3} . The thermohaline indexes suggest the presence of two water masses, a Coastal Water (CW) during the rainy and dry seasons, whereas during the end of the rainy season was observed the presence of a River Water (RW). High concentrations of SPM ($>1000 \text{ mg l}^{-1}$) were observed in the region, with higher mean values than 230 mg l^{-1} over the 13 hours collected. The highest concentrations of SPM were observed in the dry season and near the bottom. The dissolved oxygen maintained a high level ($\text{DO} > 190 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$), despite the high SPM values found in the region, which are within the minimum limits established by the Brazilian government's regulatory agency (CONAMA). The Richardson layer number indicated a vertical instability condition throughout the SMEC, which corroborates the Potential Energy Anomaly (7.0×10^{-6} a $1.1 \times 10^{-5} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$). The estuarine system was classified as type 1a (well-mixed and poorly stratified estuary), except the (M-I) performed in the dry season, which was classified as 2a (partially mixed and with weak vertical stratification). The dominant components governing the salt transport were the river discharge ($2,33$ to $41,06 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), the Stokes drift ($-35,95$ to $-0,40 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and the tidal currents ($-6,05$ to $2,04 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). River discharge was the main salt export mechanism, while Stokes drift was the main salt import mechanism in the region, presenting a contrary direction than expected. The present study represented a great step towards the understanding of the changes that occur in hydrodynamic and materials transport in macrotidal estuaries located in the Amazon Semiarid interface.

KeyWords: Currents, thermohaline structure, salt transport, classification, macrotidal.

SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

AC	Água Costeira.
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler.
AR	Água de Rio.
Aw	Clima tropical, com inverno seco.
BSM	Baía de São Marcos.
CESM	Complexo Estuarino de São Marcos.
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.
CONAMA	Conselho Nacional do Meio Ambiente.
CPSL	Complexo Portuário de São Luís.
CTD	<i>Conductive-Temperature-Depth.</i>
EMAP	Empresa Maranhense de Administração Portuária.
FAPEMA	Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão.
F-I	Fundeio – I.
F-II	Fundeio – II.
INEOF	Instituto de Ciência e Tecnologia em Energias Oceânicas e Fluviais.
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia.
LHICEAI	Laboratório de Hidrodinâmica Costeira, Estuarina e de Águas Interiores.
MA	Maranhão.
MPS	Material Particulado em Suspensão.
N	Norte.
N_i	Parâmetro n_i .
NE	Nordeste.
NUGEO	Núcleo Geoambiental da Universidade Estadual do Maranhão.
OD	Oxigênio Dissolvido.
ODS	Objetivos para o Desenvolvimento Sustentável.
Ox	Eixo das abscissas.
Oxyz	Eixo cartesiano xyz.
Oy	Eixo das ordenadas.
Oz	Eixo das cotas.
pc	Parâmetro de Circulação.
PCA	Plataforma Continental Adjacente.

pe	Parâmetro de Estratificação.
PRONEM	Programa de Apoio a Núcleos Emergentes.
QD	Maré de quadratura.
Ri_L	Número de Richardson por camada.
S	Salinidade.
SE	Sudeste.
SW	Sudoeste.
SZ	Maré de sizígia.
T	Temperatura.
TEOS-10	<i>Termodinamic Equations of Sea Water.</i>
TMPM	Terminal Marítimo de Ponta da Madeira
Ts	Transporte de sal.
u	Componente longitudinal da velocidade.
u_a	Velocidade residual de u.
u_f	Velocidade gerada pela descarga fluvial.
UFMA	Universidade Federal do Maranhão.
v	Componente transversal da velocidade.
Z	Profundidade adimensional.
ZC	Zona Costeira.
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical.
ZM	Zona de Mistura.
ZR	Zona Maré de Rio.
σ_t	Anomalia da Densidade.
ρ	Densidade.
ϕ	Anomalia da energia potencial.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização do Complexo Estuarino de São Marcos (CESM). As localizações dos fundeios estão representadas pelos triângulos pretos.24
- Figura 2: Mapa das Bacias e Sistemas Hidrográficos do Maranhão. Fonte: NUGEO (2016). 26
- Figura 3: Série temporal da média mensal e soma sazonal (Estação Chuvosa – janeiro até junho; Estação Seca – junho até dezembro) das descargas dos três principais rios da Bacia Hidrográfica do Mearim. As estações fluviométricas estão distantes do CESM: 172 km no rio Mearim (#33290000 na lat. 4°13'9.84"S; long. 44°45'55.08"W), 146 km no rio Grajaú (#33380000 na lat. 3°46'19.92"S; long. 45°13'5.16"W) e 154 km no rio Pindaré (#33190000 na lat. 3°39'36.00"S; long. 45°28'0.84"W). A linha contínua (preta) representa o valor médio. Fonte: Hidroweb (ANA, 2019).27
- Figura 4: Média histórica da pluviosidade entre os anos de 1981 e 2016 (linha) e a pluviosidade mensal referente ao ano de 2017 (barra), obtidas da estação automática do INMET em São Luís (estação 82280). As barras hachuradas referem-se às amostragens realizadas e as barras de erro referem-se ao desvio padrão. Fonte: INMET (2018).29
- Figura 5: Equipamentos utilizados neste estudo: (A) o CTD com grade de proteção; (B) ADCP acoplado à prancha; (C) garrafa de Niskin utilizada para coleta de amostras de água.....32
- Figura 6: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no período chuvoso (11/02/2017).46
- Figura 7: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no período chuvoso (12/02/2017).47
- Figura 8: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no final do período chuvoso (16/06/2017).51
- Figura 9: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no final do período chuvoso (17/06/2017).52
- Figura 10: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no período seco (23/11/2017).55

- Figura 11: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no período seco (24/11/2017).56
- Figura 12: Diagrama TS espalhado no CESM, obtido da coleta de perfis a cada uma hora durante um ciclo de maré semidiurna (≈ 13 h), para o período chuvoso (O), final da chuva (x) e o seco (\square). Figura (A) refere-se ao Fundeio – I e figura (B) refere-se ao Fundeio – II.58
- Figura 13: Perfis médios do componente longitudinal da velocidade ao longo de um ciclo completo de maré semidiurna (13h). O $\langle u(Z) \rangle$ (linha contínua) é o perfil da média temporal da velocidade e u_a (linha tracejada) é a velocidade residual. Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.60
- Figura 14: Variação temporal da velocidade média $[u(t)]$ (linha tracejada) na coluna de água e da superfície livre $[h(t)]$ (linha contínua). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.62
- Figura 15: Variação temporal da salinidade média $[s(t)]$ (linha tracejada) na coluna de água e da superfície livre $[h(t)]$ (linha contínua). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.64
- Figura 16: Variação temporal do número de Richardson por camada. Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeio I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.66
- Figura 17: Diagrama Estratificação-Circulação de Hansen e Rattray (1966), com isolinhas do parâmetro Ni . Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeio I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.68
- Figura 18: Barra em cinza refere-se ao potencial energético teórico (P.E.T.), barra hachurada ao potencial energético extraído pela turbina com eficiência de 30 % (P.E. 30 %) e a linha preta ao número de residências abastecidas. Energia Potencial (A) e Energia Cinética (B).70
- Figura 19: Componente do transporte advectivo de sal, associado às seguintes forçantes: Descarga fluvial (1); Deriva de Stokes (2); Correntes de maré (3); Circulação gravitacional (4); Difusão turbulenta (5); Dispersão da maré (6); e Circulação residual (7). A soma

dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.72

Figura 20: Diagrama conceitual dos cenários apresentados para a distribuição longitudinal da salinidade no CESM. O período climatológico de chuva em (A), o final da chuva em (B) e a seca em (C). PC - Plataforma Continental; ZC - zona costeira; ZR - zona de maré do rio; ZM - zona de mistura; AR - água de rio.76

Figura 21: Resumo dos dados coletados e calculados durante as três campanhas realizadas no CESM. $Enc_{m\acute{a}x}$: máxima corrente de enchente; $Vaz_{m\acute{a}x}$: máxima de corrente de enchente; u_a : velocidade residual; $S_{m\acute{e}d}$: salinidade média; $T_{m\acute{e}d}$: temperatura média; σ_t : anomalia da densidade; $MPS_{m\acute{e}d}$: material particulado em suspensão média; $OD_{m\acute{e}d}$: oxigênio dissolvido médio; $Ri_{L<2}$: % do tempo em condição de instabilidade vertical; pe : parâmetro de estratificação; pc : parâmetro de circulação; A.E.P.: anomalia da energia potencial; P.E.: potencial energético; TTS: transporte total de sal.86

LISTA DE TABELA

Tabela 1: Datas e horários de coleta dos dados nos fundeios (I e II), no período chuvoso, final do período chuvoso e período seco de 2017.....	31
Tabela 2: Concentrações mínimas de oxigênio dissolvido ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) ao longo do estudo, com os valores mínimos exigidos pelo órgão regulador Conama (Resolução N.º 357/2005) para águas salobras ($0,5 < S < 30 \text{ g kg}^{-1}$) e salinas ($S > 30 \text{ g kg}^{-1}$) segundo as Classes de uso I e II.	79

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	HIPÓTESE E OBJETIVOS	23
	2.1 Objetivo geral	23
	2.2 Objetivos específicos	23
3	ÁREA DE ESTUDO	24
	3.1 Localização	24
	3.2 Aspectos climáticos	28
	3.3 Características hidrodinâmicas	29
4	METODOLOGIA	31
	4.1 Aquisição dos dados	31
	4.2 Estrutura termohalina e oxigênio dissolvido	33
	4.3 Índices termohalinos	34
	4.4 Correntes	35
	4.5 Cálculo dos valores médios no espaço e no tempo	36
	4.6 Número de Richardson por camada	37
	4.7 Diagrama de classificação de Hansen & Rattray	38
	4.8 Anomalia de energia potencial (ϕ)	39
	4.9 Transporte advectivo de sal	40
	4.10 Material particulado em suspensão (MPS)	42
5	RESULTADOS	43
	5.1 Variação temporal durante a estação de chuva	43
	5.2 Variação temporal durante o final da estação de chuva	48
	5.3 Variação temporal durante a estação de seca	53
	5.4 Índices termohalinos	57
	5.5 Perfil médio da velocidade	59
	5.6 Circulação hidrodinâmica e classificação do estuário	61
	5.7 Transporte advectivo de sal	71
6	DISCUSSÕES	73

7	CONCLUSÕES	84
8	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	87
	REFERÊNCIAS	88

1 INTRODUÇÃO

As regiões costeiras sempre despertaram grande interesse no ser humano por serem ambientes com uma grande variedade em recursos naturais, criando um histórico de intenso uso dos solos da bacia de drenagem a partir da agricultura irrigada, empreendimentos imobiliários, portuários e industriais. As facilidades para instalações de complexos portuários e para a captação de água doce (aumento de disponibilidade face a crescente demanda), além de atividades econômicas e de lazer, estão entre as principais razões para o estabelecimento e desenvolvimento de importantes cidades localizadas na costa brasileira. No entanto, as atividades antropogênicas das regiões costeiras têm comprometido estes habitats naturais, resultando em perda de cobertura vegetal e poluição dos corpos hídricos. Tais impactos têm intensificado o interesse científico e técnico sobre esses ambientes, em especial os estuarinos (CARVALHO; RIZZO, 1994; TESSLER; SOUZA, 1998; MMA, 2008).

Ambientes de transição entre as zonas fluviais e marinhas estão sujeitos à transformações em decorrência das variações do nível dos oceanos na escala geológica (processos de eustasia) (DYER, 1995). Nos períodos de elevação do nível do mar, ocorre o aumento da intrusão salina sobre os estuários, causando a salinização das regiões próximas às montantes dos rios (HONG; SHEN, 2012; RICE; HONG; SHEN, 2012). Segundo Gong *et al.*, (2014), a atual tendência global de aumento do nível do mar tem aumentado a preocupação das agências de gerenciamento ambiental em relação aos inúmeros problemas que podem ocorrer como resultado da intrusão salina nos corpos de água doce. Nesse contexto, os estudos sobre o transporte advectivo de sal nos estuários se tornam necessários para estimar os impactos gerados pelo avanço de águas salinas sobre os reservatórios de água doce, com intuito de fornecer informações importantes para as tomadas de decisões pelos órgãos competentes, tendo como objetivo a manutenção e o manejo adequado dos recursos hídricos.

Os sistemas estuarinos são ambientes de extrema importância ecológica, pois apresentam elevada produtividade primária, devido às altas concentrações de nutrientes provenientes, principalmente, da drenagem continental. Os estuários também servem como habitat para diversas espécies da fauna e da flora, sendo considerado um berçário natural para aves, peixes e mamíferos (PEREIRA *et al.*, 2010a). Além disso, estão entre os ecossistemas mais dinâmicos da interface terra-mar, de tal forma que seus limites variam sazonalmente ou em períodos de tempos mais curtos, conforme a intensidade e a variabilidade das diferentes forçantes, como, por exemplo, a descarga de água doce, maré, vento e circulação da região

costeira adjacente (KJERFVE, 1990; MIRANDA, 1990; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002). As diferentes intensidades com que cada uma pode atuar proporcionam diversas condições distintas e peculiares, às quais estão submetidos os estuários do mundo todo (IZUMI, 2011).

Vários estudos têm mostrado impactos negativos nos estuários relacionados às mudanças causadas pelas variações do nível do mar e fluxos fluviais, como:

- Intrusão salina (GONG; SHEN, 2011; ZHANG *et al.*, 2012);
- O aporte de sedimento de fundo e em suspensão para região costeira (HANSON *et al.*, 2011; NICHOLLS *et al.*, 2011);
- A intensificação da erosão da costa, resultando em um estresse no balanço morfodinâmico (ZHANG; DOUGLAS; LEATHERMAN, 2004);
- A poluição e/ou contaminação, que resulta em riscos a saúde humana; e a perda significativa dos ecossistemas costeiros (DAY *et al.*, 1995; NICHOLLS; HOOZEMANS; MARCHAND, 1999).

A descarga fluvial e os gradientes longitudinais de salinidade gerados pela diluição da água do mar são fundamentais para a manutenção da dinâmica dos sistemas estuarinos e, em consequência, para os processos de transporte e mistura (advecção e difusão turbulenta) que ocorrem em seu interior (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002). Com base em vários trabalhos (AGUIAR *et al.*, 2019; ANDUTTA, 2006, 2011; ARAUJO; MEDEIROS; RIBEIRO, 1999; MEDEIROS; KJERFVE, 1993; MIRANDA *et al.*, 2006; MIRANDA; BÉRGAMO; CASTRO, 2005; PEREIRA *et al.*, 2010b; PRITCHARD, 1952, 1967), sabe-se que a ocorrência de movimentos gerados por influência da mistura de águas (marinha e continental) resulta em Forças de Gradiente de Pressão Baroclínica (FGP_B) que podem transportar concentrações de substâncias e sedimentos em suspensão para o interior do estuário. Esse transporte, associado à difusão turbulenta causada pela maré, tende a contrabalançar o transporte estuário abaixo gerado pela descarga fluvial e se mantém em equilíbrio dentro do estuário (DYER, 1974; RALSTON; STACEY, 2005a).

Os estudos sobre a circulação e os processos de mistura têm tradicionalmente se concentrado na distribuição horizontal de salinidade (DYER, 1997). Em especialmente para as regiões Norte e Nordeste do Brasil são limitados ainda os estudos sobre os padrões de circulação e transporte de sal nos estuários (MIRANDA *et al.*, 2006). Os trabalhos existentes mostram um

alto nível de variabilidade dos processos de mistura e transporte de sal para este ambiente (ARAÚJO; MEDEIROS; RIBEIRO, 1999; DAVID; KJERFVE, 1998; DIAS *et al.*, 2016; LEWIS; LEWIS, 1983; MEDEIROS; KJERFVE, 1993; MIRANDA *et al.*, 2006; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 1998b; SANTOS, 2018a). O transporte advectivo de sal, devido a advecção e difusão turbulenta, pode ser utilizado para previsão da extensão da intrusão salina e do transporte de outras substâncias conservativas e não conservativas dissolvidas ou particuladas no ambiente estuarino (HUNKINS, 1981; MIRANDA; CASTRO, 1996; MONISMITH; BURAU; STACEY, 1996; WELLS; YOUNG, 1992). Portanto, a intrusão salina é um importante fator a ser estudado em ambientes costeiros, visto que a salinidade é um relevante fator ecológico no ambiente estuarino em razão do estresse osmótico que provoca nos organismos (MEDEIROS *et al.*, 2014). Além disso, o transporte de sal em direção ao continente pode acarretar na salinização dos rios e aquíferos, ameaçando assim os seus diversos usos.

Apesar do conhecimento sobre a importância das forçantes oceanográficas (marés, ondas e ventos), geomorfologia do estuário e descarga fluvial para a construção de um mosaico de condições ambientais sobre a intrusão salina nos sistemas estuarinos brasileiros, ainda não existe um volume expressivo de estudos sobre a compreensão dos mecanismos responsáveis pelo transporte advectivo de sal estuário acima e sobre quais processos físicos são mais relevantes para este transporte (CAVALCANTE, 2007; SCHWENDENMANN, 1998).

O Complexo Estuarino de São Marcos (CESM), localizado na parte ocidental do litoral maranhense, faz parte da maior faixa de manguezais contínuos do planeta (SOUZA FILHO, 2005), e tem uma atividade portuária de grande importância econômica para a região, sendo este considerado o maior da América Latina em termos de movimentação de carga (AMARAL; ALFREDIN, 2010). No entanto, apesar de sua grande importância econômica, social e ambiental, esta região ainda apresenta poucos estudos sobre os aspectos físicos do CESM foram desenvolvidos até o momento.

Nas últimas décadas, o CESM vem passando por um processo de salinização, com base nos valores de salinidade obtidos por Moraes (1977) e Lefèvre *et al.* (2017). Em virtude das alterações no padrão histórico das chuvas, com precipitações acumuladas cada vez menores, que conseqüentemente, resultam em uma redução dos fluxos fluviais. Esta diminuição no fluxo de água nas bacias hidrográficas quando combinadas com as macromarés, contribui para a intrusão de águas costeiras no Complexo Estuarino de São Marcos, modificando a hidrodinâmica local, onde as correntes desempenham um papel fundamental no transporte de sal e materiais conservativos e não-conservativos. Além disso, deve-se destacar que tais

mudanças temporais e espaciais na mistura, estratificação e circulação residual podem influenciar a qualidade da água, alterando a ecologia dos sistemas estuarinos, como a distribuição espacial do oxigênio dissolvido, poluentes e nutrientes (BECKER; LUETTICH JR; SEIM, 2009).

Outro aspecto que não pode ser negligenciado é a crescente demanda por energia, bem como a crescente tendência mundial em abandonar as matrizes energéticas poluidoras, que tem desafiado o setor energético mundial a buscar fontes de energias renováveis (LEITE NETO *et al.*, 2011). Neste sentido, a energia das marés tem se tornado nos últimos anos uma importante alternativa (BEHRENS *et al.*, 2015; LIMA; BARROS; CAMELO, 2003).

A geração de energia através da amplitude de marés corresponde à única forma de extração de energia oceânica, com o desenvolvimento de técnicas e tecnologias suficientemente maduras para a sua utilização em escala comercial. Essas tecnologias são semelhantes às utilizadas em hidroelétricas convencionais. A usina maremotriz de La Rance - França (240 MW) e a recém construída usina de Sihwa – Coréia do Sul são exemplos da utilização comercial em grande escala dessa forma de geração de energia (LEITE NETO, 2012).

As correntes de maré são resultantes da movimentação horizontal das massas de águas durante o processo de variação das marés. As tecnologias utilizadas para a sua exploração ainda se encontram em uma escala pré-comercial e diferentes conceitos tecnológicos têm sido discutidos, contudo, apresentando um grande progresso nas últimas duas décadas. Além da possibilidade de exploração das correntes de marés, é possível a obtenção de energia a partir das correntes oceânicas. Ao contrário das correntes de marés, as correntes oceânicas tendem a ser mais contínuas, entretanto, a uma velocidade menor (cerca de 2 m s^{-1}) (EDENHOFER *et al.*, 2011; FRAENKEL, 2010; QASSIM, 2011).

O Brasil apresenta significativo potencial energético oceânico, que se concentra nos litorais de três estados: Maranhão, Pará e Amapá (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002). Entretanto, os estudos realizados nesses Estados são escassos, o que se contrapõe com a tendência mundial de investir em pesquisas em energias renováveis não convencionais. A nível nacional, percebe-se que os investimentos em pesquisa em energias oceânicas e fluviais nos últimos anos têm sido irrelevantes, com a implantação de apenas um único projeto em âmbito nacional (Usina de onda em Pecém – CE), desestimulando a formação de recursos humanos e das atividades de pesquisa nas universidades. Em suma, não existem uma grande quantidade de

estudos sobre o potencial energético das marés no Brasil e as poucas informações disponíveis estão restritas a determinadas regiões.

Em uma decisão inovadora em 2016, o CNPq, com forte apoio da FAPEMA, aprovou a criação do Instituto de Ciência e Tecnologia em Energias Oceânicas e Fluviais (INEOF), cuja coordenação está localizada na Universidade Federal do Maranhão (UFMA). O INEOF fixa uma estratégia de base para iniciar trabalhos de pesquisa no litoral amazônico, associados a uma rede de cinco universidades, tendo como meta construir uma base de conhecimento que permita a caracterização energética da referida zona costeira. E a partir do conhecimento adquirido, elaborar soluções inovadoras que sejam as sementes de futuras cadeias produtivas em torno das energias oceânicas.

Com o intuito de cumprir os Objetivos Globais para o Desenvolvimento Sustentável - ODS (ONU, 2015), em especificamente: assegurar o acesso confiável, sustentável, moderno e a preço acessível à energia a todos; tomar medidas urgentes para combater a mudança climática e seus impactos; e conservação e uso sustentável dos oceanos. Se faz necessário o estudo da circulação do Complexo Estuarino São Marcos tornasse imprescindível, tendo em vista à exploração da energia das marés (maremotriz) como uma fonte energética renovável, visando a minimização das emissões dos gases do efeito estufa face as mudanças climáticas regionais e globais.

Além da caracterização do CESM para o conhecimento sobre seu potencial energético, buscou-se também estudar as características de circulação, transporte advectivo de sal e de matérias particulados em suspensão. Examinando e comparando em uma escala espacial e temporal as correntes e a estrutura termohalina em duas diferentes porções do complexo estuarino. Visto que essas informações são importantes para ações investigativas sobre os aspectos biológicos e químicos, processos sedimentares e para a dinâmica do transporte de substâncias conservativas e não conservativas no ambiente estuarino.

2 HIPÓTESE E OBJETIVOS

A diminuição das descargas fluviais, devido à concentração das chuvas em períodos cada vez mais curtos e aos múltiplos usos dos recursos hídricos, tem proporcionado o avanço de águas marinhas estuário acima. Estas alterações podem levar a modificações irreversíveis das condições naturais do ambiente, que são imprescindíveis para à manutenção da diversidade ecológica local.

2.1 OBJETIVO GERAL

Este trabalho objetivou caracterizar a variabilidade da dinâmica estuarina em duas estações fixas no Complexo Estuarino de São Marcos (CESM), descrevendo e comparando as características hidrográficas e hidrodinâmicas das duas regiões do complexo estuarino. Tendo como meta, facilitar o planejamento e gerenciamento dos recursos estuarinos (incluindo a exploração da energia proveniente da maré).

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar a variação temporal do campo de corrente, das variáveis de estado (TS), do material particulado em suspensão (MPS) e do oxigênio dissolvido (OD) durante um ciclo de maré (13 h) em duas estações fixas localizadas no CESM, sob diferentes regimes pluviométricos;
- Calcular o transporte resultante de sal e a contribuição relativa das parcelas advectivas/dispersivas;
- Calcular o número de Richardson por camada de Bowden (1978), para determinar a estabilidade vertical do escoamento;
- Classificar o sistema estuarino de acordo com o diagrama de estratificação-circulação de Hansen e Rattray (1966);
- Calcular a anomalia de energia potencial e sua capacidade em gerar energia marémotriz.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO

O Complexo Estuarino de São Marcos (CESM), comumente conhecido pelo nome de Baía de São Marcos (BSM), está situado no litoral setentrional brasileiro, especificamente na parte costa central do Estado do Maranhão, sendo limitado a oeste pelo continente, a leste pela Ilha do Maranhão (São Luís) e ao sul pela foz do Rio Mearim (Figura 1).

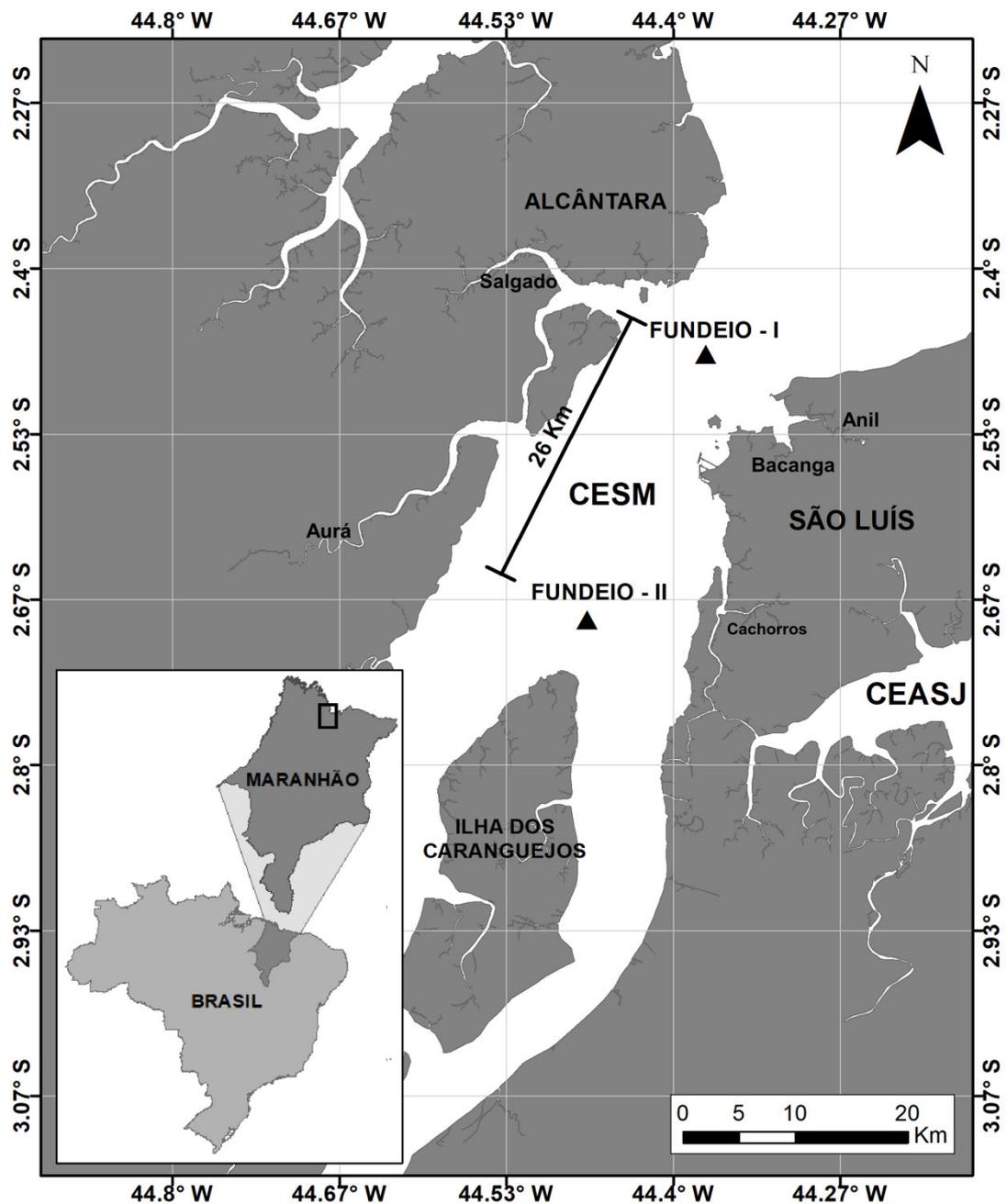


Figura 1: Localização do Complexo Estuarino de São Marcos (CESM). As localizações dos fundeios estão representadas pelos triângulos pretos.

O CESM apresenta uma orientação de NE – SW, com uma extensão aproximada de 100 km e uma largura de 55 km no seu limite norte em direção a Plataforma Continental Adjacente (PCA), que é reduzida para 13 km na região próxima ao Complexo Portuário de São Luís (CPSL). Na região da Ilha dos Caranguejos a largura aumenta para 25 km e reduz para menos de 2 km na porção sul do CESM.

A região do CESM faz parte de um conjunto de estuários e reentrâncias, com uma linha de costa que apresenta extensas planícies costeiras que podem ser observadas durante a baixa-mar, as quais contêm manguezais, localizados principalmente na porção leste, que ocupam uma área de, aproximadamente, 5.414 km². Na região também podem ser observados trechos da costa compostos que se alternam entre praias dissipativas de substratos arenosos e falésias sedimentares (EL-ROBRINI *et al.*, 2011; SOUZA FILHO, 2005).

A bacia hidrográfica do rio Mearim é a de maior importância para o CESM, estando situada ao sul deste ambiente, sendo esta referente ao rio Mearim, além dos seus principais afluentes, Pindaré e Grajaú (Figura 2). Esta bacia drena uma área de, aproximadamente, 99.058,68 km², correspondendo a, aproximadamente, 29,84 % do território do estado do Maranhão (MA), e contribui com 10 km³ ano⁻¹ de água doce para o CESM, com as descargas máximas ocorrendo durante a estação chuvosa da região, no trimestre de março a maio (JENNERJAHN *et al.*, 2010; NUGEO, 2016). Além da bacia hidrográfica do rio Mearim, a região ainda recebe o aporte (Rios dos Cachorros, Bacanga e Anil na margem leste, e Rios Aurá e Salgado na margem oeste) de outras cinco pequenas bacias. É importante ressaltar que os principais rios da bacia do Mearim apresentaram uma tendência de queda em suas descargas monitoradas pela ANA (Agência Nacional de Águas) nas últimas décadas (Fig. 3). Essa redução está provavelmente associada às mudanças climáticas e de uso da terra nos últimos anos. Além disso, essas descargas são controladas pela sazonalidade da região, havendo uma redução de vazão entre 73 a 96 % durante a estação seca quando comparada à estação chuvosa.

O CESM apresenta um canal bem definido e profundo que serve de via navegável para navios de grande calado. Esta característica permitiu que a atividade portuária se tornasse a principal atividade econômica da região, com um complexo portuário formado pelo Terminal Marítimo de Ponta da Madeira (TMPM), da Vale S.A., o Porto do Itaqui da Empresa Maranhense de Administração Portuária (EMAP), e o Terminal da Alumina do Consórcio de Alumínio do Maranhão. O TMPM é o porto com maior volume em carga do Brasil, responsável por exportar 179 milhões de toneladas de minério de ferro em 2018 (17,6 % de toda movimentação de carga nacional) (ANTAQ, 2019). Além do minério de ferro, a região exporta

lingotes de alumínio, ferro gusa e soja, que representam o principal volume de exportação da região (GONZÁLEZ-GORBEÑA; ROSMAN; QASSIM, 2015).

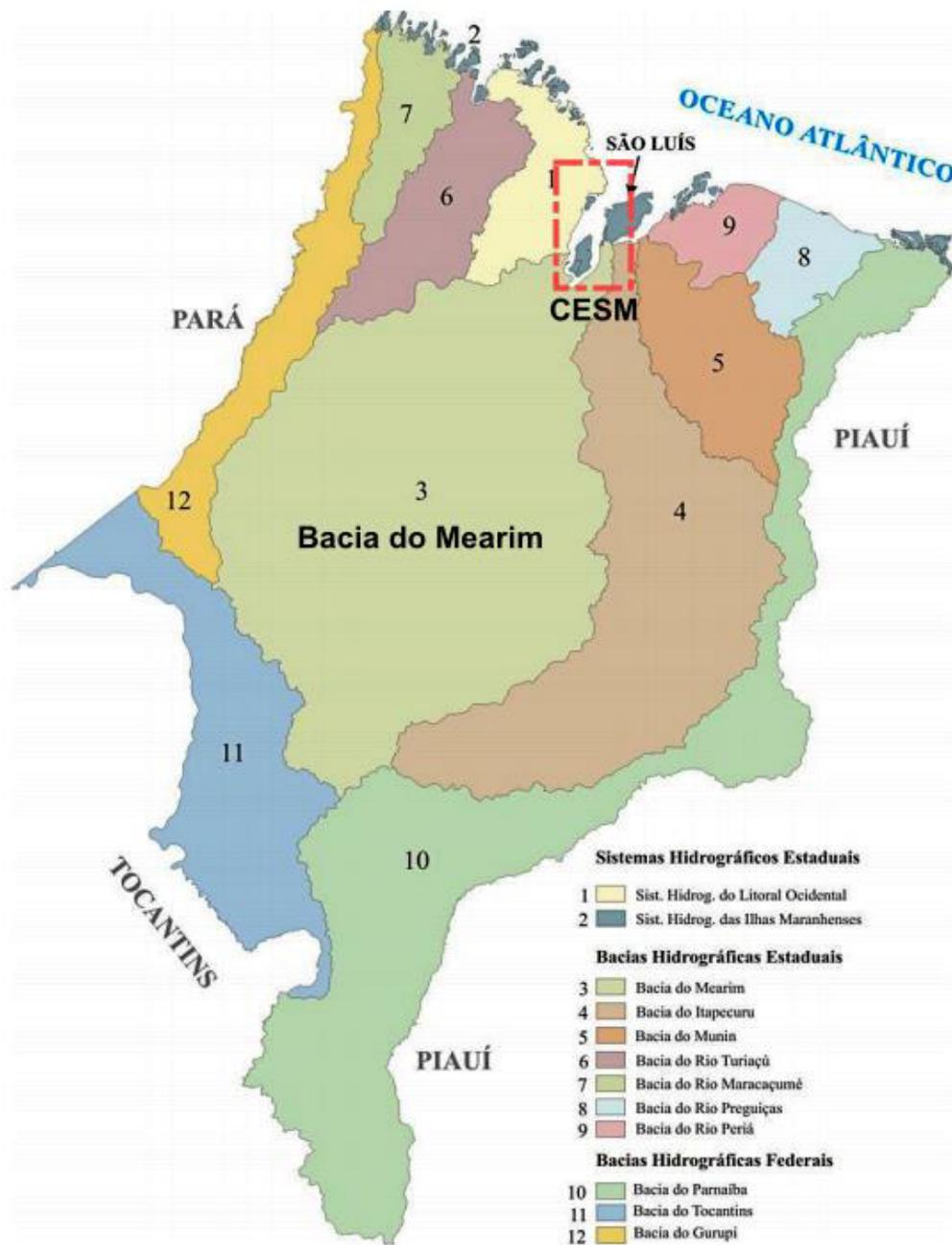


Figura 2: Mapa das Bacias e Sistemas Hidrográficos do Maranhão. Fonte: NUGEO (2016).

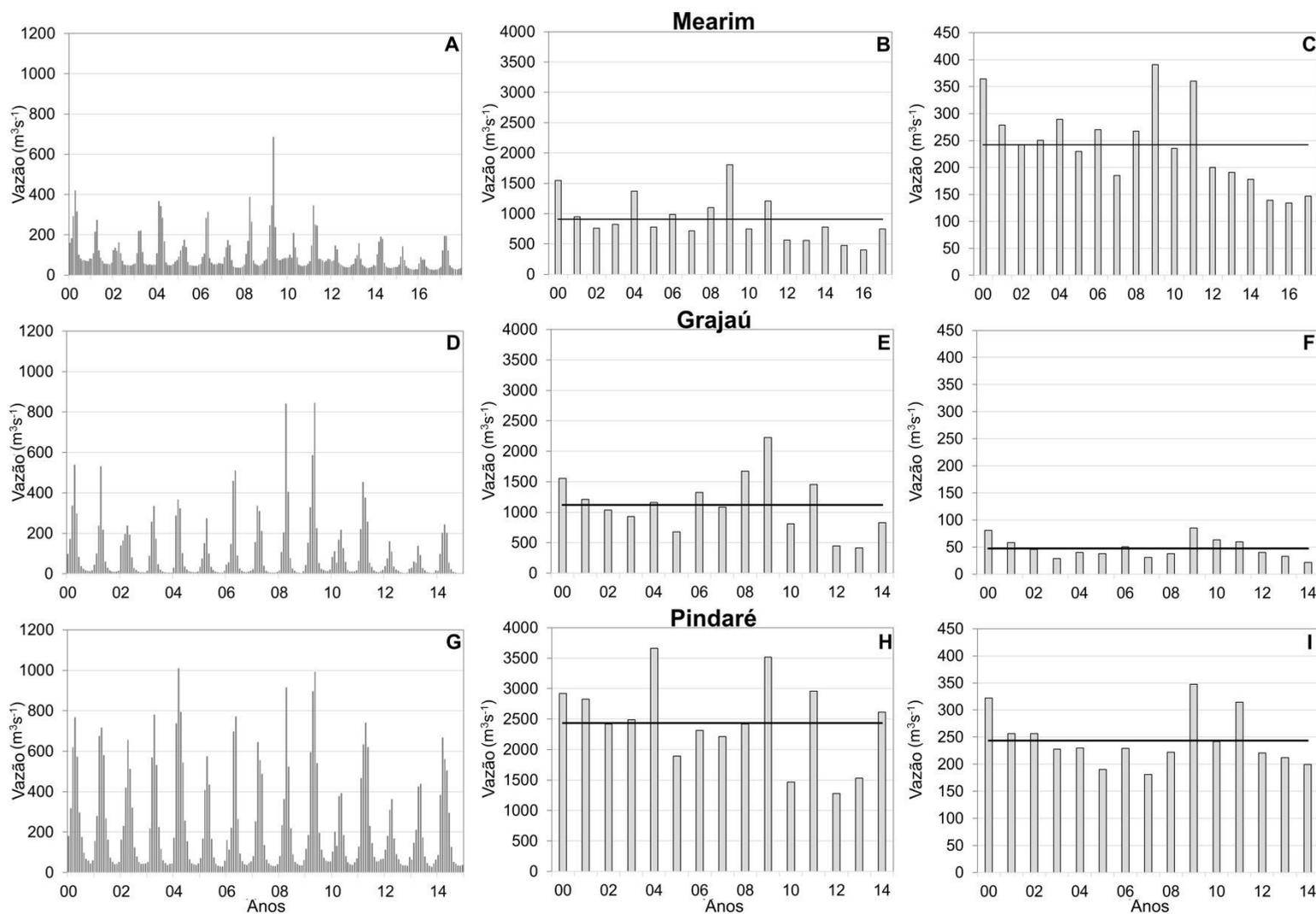


Figura 3: Série temporal da média mensal e soma sazonal (Estação Chuvosa – janeiro até junho; Estação Seca – junho até dezembro) das descargas dos três principais rios da Bacia Hidrográfica do Mearim. As estações fluviométricas estão distantes do CESM: 172 km no rio Mearim (#33290000 na lat. 4°13'9.84"S; long. 44°45'55.08"W), 146 km no rio Grajaú (#33380000 na lat. 3°46'19.92"S; long. 45°13'5.16"W) e 154 km no rio Pindaré (#33190000 na lat. 3°39'36.00"S; long. 45°28'0.84"W). A linha contínua (preta) representa o valor médio. Fonte: Hidroweb (ANA, 2019).

3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

O Estado do Maranhão se localiza em uma região de transição climática, ou seja, algumas áreas do estado estão situadas próximas ao Semiárido Nordestino (quente e seco), à Amazônia (quente e úmida), ao Oceano Atlântico e ao Planalto Central Brasileiro (NUGEO, 2016).

O principal sistema meteorológico regulador da chuva no litoral do Maranhão é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (EL-ROBRINI *et al.*, 2011). O período chuvoso ao longo do litoral setentrional brasileiro no primeiro semestre, ocorre quando a ZCIT está posicionada ao sul da linha do Equador, ventos de NE, que trazem umidade dos oceanos para o continente, resultando em elevadas pluviosidades na região. Durante o período seco no segundo semestre, a ZCIT deslocasse para o hemisfério norte, resultando em menores pluviosidades neste período (FIGUEROA; NOBRE, 1990; MARENGO, 1995).

O clima da região do CESM, de acordo a classificação climática de *Köppen* é do tipo *Aw*, que é um clima tropical chuvoso, com elevadas temperaturas e com duas estações climáticas bem distintas; uma estação chuvosa (balanço hídrico positivo), que se inicia em janeiro e termina em junho, e uma seca (balanço hídrico negativo), que se estende de julho a dezembro (ALVARES *et al.*, 2013; SAMARITANO *et al.*, 2013).

A média anual de precipitação pluviométrica entre 1981 e 2016 é de 2115 mm na estação 82280, localizada em São Luís - MA, com valores anuais oscilando entre 884 e 3981 mm (Figura 4). No período chuvoso, a média mensal é de 315 mm, com os registros máximos observados nos meses de fevereiro, março e abril, enquanto no período seco, a média mensal é de 39 mm, com os menores registros de pluviosidade ocorrendo em setembro e novembro. A temperatura média do ar na região é de 27,8 °C, e as médias das temperaturas máximas e mínimas são de 31,2 °C e 23,9 °C, respectivamente. Durante o período amostral, a pluviosidade acumulada para o mês de fevereiro ficou acima da normal climatológica (14 %). Em junho, a pluviosidade ficou abaixo da normal (-31 %) e, em novembro, ficou próxima da normal climatológica (-6 %).

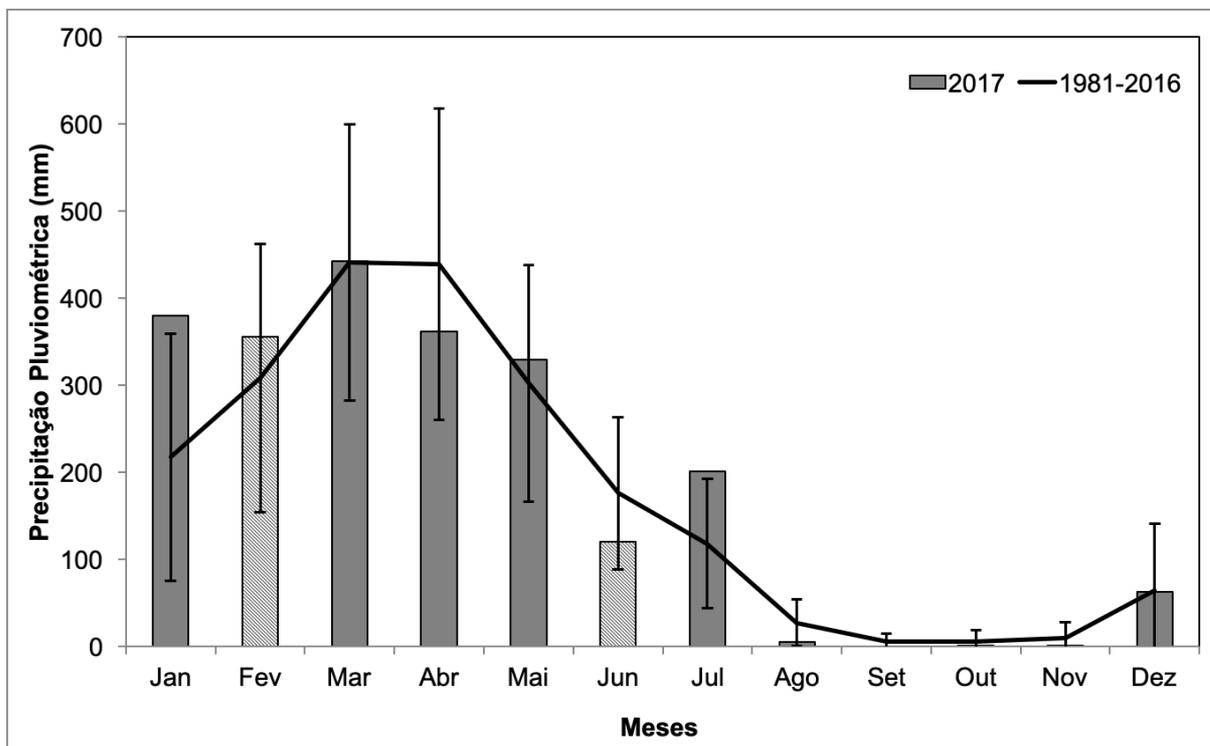


Figura 4: Média histórica da pluviosidade entre os anos de 1981 e 2016 (linha) e a pluviosidade mensal referente ao ano de 2017 (barra), obtidas da estação automática do INMET em São Luís (estação 82280). As barras hachuradas referem-se às amostragens realizadas e as barras de erro referem-se ao desvio padrão. Fonte: INMET (2018).

3.3 CARACTERÍSTICAS HIDRODINÂMICAS

A hidrodinâmica da região é basicamente controlada pelas variações da maré de regime semidiurno (duas marés altas e duas marés baixas por dia lunar), com intervalos de 6,2 horas entre estofas consecutivas, e alturas máximas de, aproximadamente, 7 metros, caracterizando o CESM como um ambiente de macromaré. Intensas correntes, que atingem velocidades máximas de até $2,75 \text{ m s}^{-1}$, são observadas no CESM, sendo as maiores intensidades observadas no canal de acesso à região portuária. As correntes na região apresentam assimetria das intensidades entre a maré vazante e enchente, onde geralmente, as correntes se mantêm praticamente normais à costa, nos sentidos nordeste na vazante e sudoeste na enchente (MORAIS, 1977; PEREIRA; HARARI, 1995; SAMARITANO *et al.*, 2013).

Em condições meteorológicas normais, a circulação na área em estudo é basicamente governada pelos efeitos da maré astronômica, já que a contribuição meteorológica para a circulação hidrodinâmica no CESM corresponde a menos de 0,2 % da circulação total (PEREIRA; HARARI, 1995). A onda de maré na plataforma costeira adjacente ao complexo estuarino é predominantemente progressiva; já nas áreas internas, essa onda apresenta característica de onda estacionária, ou seja, ocorre uma defasagem entre as velocidades

máximas das correntes de maré e as estofas de maré (HICKS, 2006; PEREIRA; HARARI, 1995).

Segundo o trabalho pioneiro de Morais (1977), a massa de água do CESM é verticalmente homogênea e com pouca variação lateral da salinidade na parte externa em direção da Plataforma Costeira Adjacente. Recentemente, Lefèvre *et al.* (2017) observaram salinidades variando entre 25,95 e 35,95 g kg⁻¹ dentro do Complexo Estuarino de São Marcos, com os maiores valores ocorrendo durante o período seco (balanço hídrico negativo) e os menores valores no período chuvoso (balanço hídrico positivo), devido a maior atuação das descargas fluviais na região neste período chuvoso. A isolinha de 30 g kg⁻¹, correspondente à transição entre o estuário e a plataforma continental, foi observada na zona externa do CESM durante a estação chuvosa (LEFÈVRE *et al.*, 2017).

Na região portuária, Santos (2018b) observou correntes de vazante de até 3,76 m s⁻¹ com direção predominante N – NE. Também foram observadas reduções exponenciais das intensidades de corrente de maré em direção ao fundo. Com relação a estrutura térmica e salina, Santos (2018b) notou uma estrutura bem homogênea durante os períodos estudados (dez/2014 a jun/2015), evidenciando a presença de duas massas de águas (Água Costeira - AC e Água Rio - AR), reflexo da sazonalidade do CESM. Tal estudo foi realizado durante a dragagem do CPSL, sendo obtidas concentrações de MPS entre 40 e 852 mg l⁻¹, que foram controladas pela ação da maré (ressuspensão dos sedimentos de fundo e/ou erosão de margens) e pela denudação dos solos da bacia de drenagem. Apesar das elevadas concentrações de MPS e da atividade de aprofundamento/manutenção do canal de acesso à região portuária, as concentrações do oxigênio dissolvido (OD) estiveram acima dos limites estabelecidos pela Resolução CONAMA (357/2005) para a preservação da vida aquática (OD > 152,5 µmol kg⁻¹), caracterizando a região como um ambiente ainda natural apesar da grande atividade portuária.

4 METODOLOGIA

4.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS

Durante o ano de 2017, foram realizadas três campanhas para aquisição dos dados de salinidade, temperatura, oxigênio dissolvido, correntes e material particulado em suspensão (MPS). As campanhas foram realizadas em fevereiro (a fim de representar o período chuvoso), junho (a fim de representar o final do período chuvoso) e novembro (a fim de representar o período seco) no Complexo Estuarino de São Marcos (Tabela 1). Os três períodos de coleta foram selecionados com base nos dados históricos da pluviosidade na região (Figura 2). A aquisição destes dados só foi possível devido ao auxílio individual (Universal - 00112/16 e em rede FAPEMA/CNPq/PRONEM - Processo: 00079/16) concedido ao Professor Dr. Francisco José da Silva Dias, vice-diretor do Instituto de Ciências do Mar (ICMar) da Universidade Federal do Maranhão (UFMA).

As localizações geográficas dos fundeios foram: Fundeio – I (lat. 2°28'10,6"S; long. 44°22'27,4"W), localizado ao norte do complexo estuarino, e Fundeio – II (lat. 2°41'15,1"S; long. 44°28'13,6"W), localizado ao norte da Ilha dos Caranguejos (Figura 1). Foram realizadas medições a cada uma hora durante ciclos completos de maré (\approx 13 horas). As aquisições dos dados em ambos os fundeios são do tipo quase sinóticos, respeitando o raio de deformação interno da região (Tabela 1). Para cada estação, foi observada uma profundidade média de 18 m (Fundeio – I) e 11 m (Fundeio – II).

Tabela 1: Datas e horários de coleta dos dados nos fundeios (I e II), no período chuvoso, final do período chuvoso e período seco de 2017.

CAMPANHA	MARÉ	FUNDEIO - I	FUNDEIO - II
Chuvoso	Sizígia	11/02/17	12/02/17
		14:00 – 03:00	11:30 – 00:30
Final do Período Chuvoso	Quadratura	16/06/17	17/06/17
		17:00 – 06:00	16:00 – 05:00
Seco	Quadratura	23/11/17	24/11/17
		17:00 – 06:00	16:00 – 05:00

Em relação aos diferentes regimes de maré (Sizígia - SZ e Quadratura - QD) amostrados no presente estudo, estas foram justificadas pelos pequenos gradientes termohalinos obtidos ao longo das 13 horas durante a SZ (período chuvoso). Escolheu-se então, realizar duas campanhas durante a QD, uma vez que são observados maiores gradientes termohalinos ao longo de um ciclo de maré, quando comparado a uma SZ (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002).

Para a aquisição de dados de condutividade, temperatura, pressão (profundidade) e oxigênio dissolvido (OD), foi utilizado um *Conductive-Temperature-Depth* - CTD (EXO2, YSI, Ohio, USA). O equipamento foi imerso na coluna d'água de forma lenta ($0,5 \text{ m s}^{-1}$), com uma frequência de aquisição de dados de 4 Hz. A resolução do sensor de condutividade foi de $0,0001$ a $0,01 \text{ mS cm}^{-1}$, com intervalo de aquisição de dados de 0 a 200 mS cm^{-1} . A temperatura foi medida em uma resolução de $0,001 \text{ }^\circ\text{C}$, com intervalo de aquisição de dados de -5 a $50 \text{ }^\circ\text{C}$, enquanto que a profundidade foi medida em uma resolução de $0,001 \text{ m}$. A resolução do oxigênio dissolvido foi de $0,305 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figura 5A).

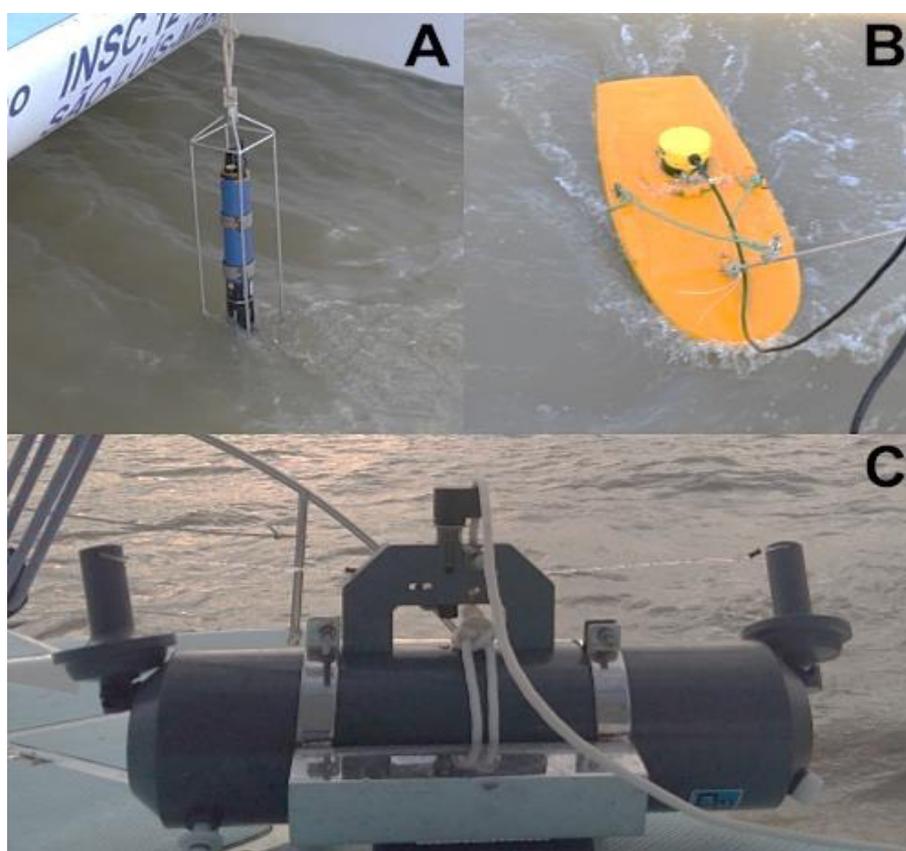


Figura 5: Equipamentos utilizados neste estudo: (A) o CTD com grade de proteção; (B) ADCP acoplado à prancha; (C) garrafa de *Niskin* utilizada para coleta de amostras de água.

O CTD foi utilizado como uma unidade autônoma, onde os dados foram armazenados na memória do equipamento. Quando o CTD era retirado da água, os dados eram descarregados, passando por um controle de qualidade inicial. As lacunas foram preenchidas por meio do uso de uma interpolação linear, em que apenas os perfis que tiveram tamanho de interpolação menores que 5 % foram considerados na análise. Somente os dados obtidos durante a descida do CTD foram considerados, pois o processo de subida do aparelho é considerado mais

turbulento que o processo de descida, gerando perturbações na estratificação original da coluna de água.

Para medir as velocidades em cada hora foi utilizado um *Acoustic Doppler Current Profiler* - ADCP (Sontek, YSI, CA, USA) rebocado por uma embarcação, com frequência de medição de 500 kHz, acoplado ao sistema *Bottom Tracking*, na direção transversal ao escoamento e com uma resolução dos sensores de 0,001 m s⁻¹. O equipamento foi programado para realizar a aquisição de dados (*burst interval*) a cada 120 segundos, com células de 0,5 m cada (Figura 5B).

As amostragens de água foram coletadas na camada superficial (0,5 m abaixo da superfície da água) e na camada inferior (1,0 m acima do fundo), obtidas com uma garrafa do tipo *Niskin* de 5 L (Figura 5C), na qual foram recolhidos dois frascos de polietileno com volume de 0,5 L para cada profundidade amostrada. As amostras foram mantidas refrigeradas no gelo e transferidas, após a campanha, para um freezer, até que a análise do MPS fosse realizada.

4.2 ESTRUTURA TERMOHALINA E OXIGÊNIO DISSOLVIDO

Durante a etapa de pré-processamento, os dados espúrios foram detectados através do uso de uma taxa de máxima variação de cada propriedade, e quaisquer valores que excedessem a este limite foram eliminados. Após o pré-processamento, os perfis hidrográficos foram divididos em intervalos de 0,5 m, desde a superfície até o fundo. Em cada bloco, os dados que diferem da média ± 3 vezes o desvio padrão do bloco foram eliminados (THOMSON; EMERY, 2014).

A utilização do CTD permitiu a aquisição de oito dados de temperatura, condutividade e oxigênio dissolvido por metro de coluna d'água. No entanto, devido ao balanço da embarcação, não foi possível garantir um equi-espacamento vertical entre as amostras no momento da amostragem. Sendo assim, foi calculada uma média para cada 1 m da coluna d'água, o que resultou em perfis equi-espaçados verticalmente.

Após a determinação de valores médios para cada intervalo e a remoção dos valores espúrios, as lacunas de dados foram preenchidas usando uma janela móvel e um procedimento de filtragem. Os valores retirados neste procedimento foram substituídos por uma média ponderada que, para cada valor, considerou os valores adjacentes. A quantidade de valores adjacentes incluídos nesta média corresponde ao tamanho da janela aplicada, sendo utilizada

uma janela de 1 m para os pontos amostrais. A janela empregada é a do tipo *Hanning*, que promove uma distribuição de pesos de caráter gaussiano, privilegiando a medida central.

A fim de minimizar a influência da variação da profundidade da coluna de água nos perfis durante um ciclo completo de maré, a profundidade de amostragem (z) foi normalizada e transformada em um valor adimensional (Equação 1), segundo metodologia de Kjerfve (1975):

$$Z = \frac{z}{|h(t)|} \quad (1)$$

Onde $|h(t)|$ é a profundidade da água no momento de amostragem e Z é a profundidade normalizada. As variáveis de estado (temperatura - T e salinidade - S), oxigênio dissolvido e as componentes da velocidade (u e v) foram interpoladas na coluna de água em intervalos de $\Delta Z = -0,1$, ou seja, desde a superfície ($Z = 0$) até o fundo ($Z = -1$), em um regime de marés de enchente e vazante (BÉRGAMO; MIRANDA; CORRÊA, 2002; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002).

As variáveis de estado foram calculadas seguindo a metodologia da *International Thermodynamic Equation of Seawater 2010* - TEOS-10 (IOC, 2010). A densidade foi expressa através da “anomalia da densidade”, *Sigma-t* (σ_t), calculada de acordo com a equação abaixo:

$$\sigma_t = [\rho(S, T, P_{atm}) - 1000] \quad (2)$$

Onde ρ é a densidade da água do mar com salinidade S , temperatura T e pressão atmosférica P_{atm} .

4.3 ÍNDICES TERMOHALINOS

Foi empregado o clássico Diagrama TS espalhado, pois representa graficamente as observações de temperatura e salinidade, visando a identificação de fontes de massas de água para a formação da massa de água estuarina (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002). Para a estimativa da área horizontal e vertical de influência de um dado par TS , foi levada em consideração a isotropia na distribuição das estações hidrográficas.

A distância vertical para cada par TS foi definida de acordo com a equação (3):

$$d_i \begin{cases} \frac{h_{i+1} - h_i}{2} & \text{se } i = 1 \\ \frac{h_{i+1} - h_{i-1}}{2} & \text{se } 1 < i < n \\ z - h_i + \frac{h_i - h_{i-1}}{2} & \text{se } i = n \end{cases} \quad (3)$$

O índice i representa a i -ésima observação na coluna de água, numerados consecutivamente a partir da superfície livre até o fundo ($i = 1$ é a observação mais próxima à superfície e $i = n$ é a observação mais próxima ao fundo); d_i representa a distância vertical de influência da i -ésima observação na coluna de água; $h_i \geq 0$ é a profundidade da i -ésima observação; Z é a profundidade do fundeio (MIRANDA; CASTRO, 1979).

4.4 CORRENTES

Para a área de estudo, foi utilizado o referencial Oxyz, onde Oy é orientado para norte, Ox para o leste e Oz em sentido oposto à gravidade. Na decomposição do vetor velocidade (\vec{V}) de corrente em seus componentes longitudinal (*along channel* - u) e transversal (*cross channel* - v), em relação ao referencial Oxy, foram usadas as seguintes relações trigonométricas:

$$u = |\vec{V}| \cdot \cos\theta \quad (4)$$

$$v = |\vec{V}| \cdot \sen\theta \quad (5)$$

Como o ADCP se orienta em relação ao Norte Magnético, o ângulo θ foi corrigido por:

$$\theta = 90^\circ - (dd - D) - \gamma \quad (6)$$

Onde D é a declinação magnética (o sinal negativo indica declinação para oeste), dd é o ângulo medido pelo ADCP e γ é o ângulo do eixo longitudinal (o sinal negativo indicando o sentido anti-horário). A subtração destes ângulos do ângulo de 90° indica a mudança de referencial do eixo das abscissas para o eixo das ordenadas. Detalhes sobre o procedimento para a correção e decomposição das correntes foram descritas por Miranda, Castro e Kjerfve (2002). A decomposição foi efetuada levando-se em conta a declinação magnética local (D) fornecida

pela carta náutica 411 da DHN, o valor de 21° em 2017. Para o alinhamento do eixo Oxy com o canal foi utilizado o ângulo de 40° (F-I) e 30° (F-II).

Para remoção dos dados inconsistentes armazenados pelo equipamento durante o tempo de fundeio, utilizamos o método estatístico de eliminação dos registros que excederam a média ± 3 vezes o valor do desvio padrão, a partir da aplicação de uma janela móvel retangular com 0,5 horas de largura. As lacunas deixadas nos dados, geradas pela remoção dos dados espúrios, foram preenchidas com o uso de interpolação linear. O percentual de preenchimento de lacunas através da interpolação linear não excedeu 1 % do número total de dados da série original. Os dados de correntes foram interpolados ao longo da coluna de água seguindo a forma adimensional descrita no item (4.2).

Nesse estudo foi adotada a convenção de ($u > 0$) para expressar velocidades longitudinais de maré vazante e ($u < 0$) para expressar velocidades longitudinais de maré enchente. Para a variação do campo de correntes, foi utilizada a condição de não escorregamento junto ao fundo, onde assumimos velocidades iguais a zero no fundo ($u = 0$).

4.5 CÁLCULO DOS VALORES MÉDIOS NO ESPAÇO E NO TEMPO

A integração numérica para as médias no espaço e no tempo foi realizada de acordo com os métodos propostos por Miranda, Castro e Kjerfve (2002) e Bergamo, Miranda e Corrêa (2002), onde o espaço equivale à profundidade. Para os perfis verticais de propriedades escalares, denotados genericamente por $P = P(Z_j, t)$ e amostrados em profundidades adimensionais discretas ($Z_j = 0, -0.1, -0.2, \dots -1$), as médias desses perfis no tempo foram calculadas por integração numérica, conforme:

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = P(Z_j) = \frac{1}{M} \int_{t_0}^{t_n} P(Z_j, t) dt \quad (7)$$

$$\overline{P(Z_j, t)} = P(t) = \int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \quad (8)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0}^{t_n} \left[\int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \right] dt \quad (9)$$

Os símbolos ($\langle \rangle$) e a barra ($\bar{}$) indicam médias no tempo e no espaço, respectivamente, durante intervalos de tempo iguais ao período de um ciclo completo de maré (M) e ao longo da coluna de água. Nas equações (7) a (9), $P(Z_j)$ é a média temporal, $P(t)$ é a média espacial e P é a média no tempo e espaço ou valor residual, aplicadas ao perfil vertical observado de uma propriedade escalar qualquer $P(Z, t)$. Neste caso, tais propriedades são representadas pela salinidade [$S = S(Z, t)$], temperatura [$T = T(Z, t)$] e componente longitudinal da velocidade [$u = u(Z, t)$]. Com base no período (M), equivalente ao ciclo completo de maré, a interpolação é feita com $M = n\Delta t$ (onde $\Delta t = 1h$ e $n = 13h$). As integrações foram feitas numericamente aplicadas aos valores discretos no tempo e/ou espaço, e discretizadas da seguinte forma (KJERFVE, 1979; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002):

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = \frac{1}{n} \left[\frac{P(Z_j, t_0)}{2} + \sum_k P(Z_j, t_k) + \frac{P(Z_j, t_n)}{2} \right] \quad (10)$$

$$\overline{P(t)} = \frac{1}{10} \left[\frac{P(0, t)}{2} + \sum_j P(Z_j, t) + \frac{P(1, t)}{2} \right] \quad (11)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{n} \left[\frac{P(t_0)}{2} + \sum_k P(t_k) + \frac{P(t_n)}{2} \right] \quad (12)$$

Através deste método, foram obtidos os perfis verticais quase estacionários da salinidade, temperatura e da componente longitudinal da velocidade, bem como seus valores residuais, S_a , T_a e u_a , para os seis fundeios oceanográficos. Mais detalhes acerca desta metodologia podem ser obtidos em Miranda, Castro e Kjerfve (2002).

4.6 NÚMERO DE RICHARDSON POR CAMADA

A estabilidade vertical da coluna de água pode ser expressa através do número de Richardson por camada (Ri_L), definido por Bownden (1978). Esse número foi utilizado no presente estudo, sendo calculado da seguinte maneira:

$$Ri_L = \frac{gh}{(\bar{u})^2} \frac{\Delta\rho_v}{\bar{\rho}} \quad (13)$$

Onde $h = h(t)$ é a profundidade local, $\Delta\rho_v$ é a diferença entre a densidade do fundo e da superfície, \bar{u} é o valor médio da componente longitudinal na coluna e $\bar{\rho}$ é a densidade média da coluna de água. Os limites inferior ($Ri_L = 2,0$) e superior ($Ri_L = 20,0$) estabelecem as condições de instabilidade e alta estabilidade vertical na coluna de água. Para os valores de $Ri_L < 2$, os processos de mistura dominam na coluna d'água, indicando uma condição de instabilidade. Valores de $2 < Ri_L < 20$, indicam uma estratificação relativamente moderada e a coluna d'água tem uma fraca estabilidade. Para valores de $Ri_L > 20$, os mecanismos de mistura não foram suficientes fortes para quebrar a estratificação da coluna d'água, apresentando uma alta estabilidade vertical (DYER, 1986).

4.7 DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DE HANSEN & RATTRAY

Para classificação ao tipo de estuário, foi utilizado o Diagrama de Estratificação-circulação proposto por Hansen e Rattray (1966), que leva em consideração os parâmetros de estratificação (pe) e circulação (pc):

$$pe = \frac{\delta S}{\bar{S}} = \frac{S_f - S_s}{\bar{S}} \quad (14)$$

$$pc = \frac{u_s}{u_f} \approx \frac{u_s}{\bar{u}} \quad (15)$$

Onde $\delta S = S_f - S_s$ é a diferença entre os valores de salinidade no fundo (S_f) e na superfície (S_s), e \bar{S} é o valor médio da salinidade na coluna de água. u_s é o valor médio da componente longitudinal de velocidade na superfície, e u_f é a velocidade da descarga fluvial. Quando a velocidade da descarga fluvial não é conhecida, utiliza-se o valor médio da velocidade na coluna de água representado pelo \bar{u} . As médias, no tempo e no espaço, dos parâmetros foram calculadas utilizando-se as equações de (10) a (12).

Os parâmetros de estratificação e circulação estão teoricamente relacionados com uma grandeza Ni , que representa a proporção relativa do transporte de sal estuário acima, resultante do processo de mistura advectivo e difusivo (BÉRGAMO; MIRANDA; CORRÊA, 2002).

Segundo Hansen e Rattray (1966), os estuários podem ser classificados de acordo com o diagrama em:

- Tipo 1 – O fluxo resultante (residual) é estuário abaixo em todas as profundidades, e o transporte de sal estuário acima é devido somente ao processo de difusão turbulenta;
- Tipo 2 – O fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivos e dispersivos são importantes para o transporte de sal estuário acima;
- Tipo 3 – O transporte de sal estuário acima ocorre quase que exclusivamente pelo processo advectivo;
- Tipo 4 – Esse tipo tem estratificação de salinidade máxima e corresponde aos estuários já classificados como cunha salina.

Com o pe representando uma medida de estratificação vertical da coluna d'água, o valor 10^{-1} adotado por conversão para estabelecer a transição entre os tipos altamente (tipo b) e francamente estratificado (tipo a).

4.8 ANOMALIA DE ENERGIA POTENCIAL (ϕ)

Outra forma de avaliar a estabilidade da coluna de água é através da anomalia da energia potencial (ϕ), visto que através desta grandeza pode-se calcular a energia do balanço cíclico da maré devido às suas modulações (neste caso, semidiurna) e a sua influência com a estabilidade vertical, sendo essa definida por Vaz, Lennon e Samarasinghe (1989) como:

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho) g z dz; \bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho(z) dz \quad (16)$$

Onde $\rho = \rho(z)$ e $\bar{\rho}$ são os perfis de densidade e densidade média, respectivamente. A anomalia da energia potencial (ϕ) representa o trabalho, por unidade de volume, necessário para misturar verticalmente a coluna de água (J m^{-3} , no sistema internacional (SI) de unidades). Em estuário bem misturado, o valor de ϕ será igual ou perto de zero, e seu valor aumenta com a estratificação vertical (estuário altamente estratificado). Utilizando um fluxo horizontal praticamente incompressível, a variação da densidade local está atrelada ao termo advectivo [$\partial\rho/\partial t = -u(\partial\rho/\partial x)$], e a variação no tempo de ϕ pode ser reescrita como (SIMPSON *et al.*, 1990):

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{g}{h} \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-h}^0 (u - \bar{u}) z dz \quad (17)$$

Onde $u = u(z)$ e \bar{u} são os perfis da componente longitudinal da velocidade e da velocidade média, respectivamente. Em termos de profundidade adimensional, $Z = z/|h|'$ essa equação pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = gh \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-1}^0 (u - \bar{u}) Z dZ \quad (18)$$

Em que a variação da energia potencial, $\partial \phi / \partial t$, foi utilizada para comparar a intensidade da mistura gerada pela agitação da maré. A anomalia da energia potencial ao longo do ciclo de maré foi transformada em potencial energético (GWh ano⁻¹). No cálculo do potencial energético, também foi utilizada a largura da seção transversal de cada fundeio, a profundidade média e a média das velocidades absolutas de enchente e vazante, obtendo, por fim, o volume de água da região durante o ciclo de maré.

Para o potencial energético disponível no escoamento foi calculado com base na energia cinética $P = 0,5\rho u^3$. Através destes dados, foi alcançada uma estimativa do potencial energético (energia potencial e cinético) para as duas porções do CESM. Entretanto, deve-se salientar que os valores obtidos neste estudo estão além dos que realmente poderão ser utilizados na geração de energia elétrica.

4.9 TRANSPORTE ADVECTIVO DE SAL

O transporte médio de sal (T_s) longitudinal durante um ou mais ciclos completos de maré foi dado pela equação (19):

$$T_s = \frac{1}{M} \int_0^M \int_0^h [\rho u S dz] dt = \langle \overline{\rho u S h} \rangle \quad (19)$$

Onde ρ é a densidade da água, u a componente da velocidade, S a salinidade, M o intervalo de tempo e h é a espessura da coluna de água. O segundo membro da equação (19), envolve o cálculo de médias no espaço e no tempo das propriedades que foram calculadas

numericamente pelas equações de (10) a (12). No Sistema Internacional (SI), o T_s é dado em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$.

Para que seja possível calcular os componentes do transporte advectivo de sal, visto que somente uma parte deste transporte de sal foi calculada pela equação (19), foi necessário decompor em parcelas o componente longitudinal da velocidade (quatro parcelas), a salinidade (quatro parcelas) e a espessura da coluna de água (duas parcelas) (BOWDEN, 1963; DYER, 1974; FISCHER, 1976; HUNKINS, 1981; KJERFVE, 1986). Para um canal estuarino lateralmente homogêneo, essa decomposição é expressa por:

$$u(x, Z, t) = u_a(x) + u_t(x, t) + u_s(x, Z) + u'(x, Z, t) \quad (20)$$

$$S(x, Z, t) = S_a(x) + S_t(x, t) + S_s(x, Z) + S'(x, Z, t) \quad (21)$$

$$h(x, t) = h_a + h_t(x, t) \quad (22)$$

Onde $u_a = \langle \bar{u}(x) \rangle$, $u_t(x, t) = \bar{u}(x, t) - u_a$, $u_s(x, Z) = \langle u(x, t) \rangle - u_a$ e $u'(x, Z, t) = u(x, Z, t) - u_a - u_t - u_s$. Expressões equivalentes são validas para calcular S_a , S_t , S_s e S' . As primeiras parcelas do segundo membro das equações (20) e (21), representam o efeito advectivo gerado pela descarga fluvial (u_a) na redistribuição advectiva da salinidade (S_a). Os segundos termos [$u_t(x, t)$ e $S_t(x, t)$] simulam os efeitos cíclicos da corrente de maré, e os terceiros termos [$u_s(x, Z)$ e $S_s(x, Z)$] simulam o efeito da circulação gravitacional, ou seja, gradientes barotrópico e baroclínico da força de gradiente de pressão, respectivamente. E por fim, os últimos termos $u'(x, Z, t)$ e $S'(x, Z, t)$, são parcelas residuais, resultantes de processos físicos de pequena escala. O $h_a = \langle h \rangle$ é a média no tempo da profundidade local e $h(x, t)$ é a variação no tempo da altura da maré.

Substituindo as equações (20), (21) e (22) na equação (19), o transporte advectivo de sal resultante fica decomposto em 32 parcelas, no entanto, existem parcelas pequenas que acabam sendo desprezadas ou que não apresentam uma correlação com significado físico definido, resultando em sete (7) parcelas para o transporte total médio de sal:

$$T_s = \bar{\rho} \left(\begin{array}{l} u_a h_a S_a + \langle h_t u_t \rangle S_a + h_a \langle u_t S_t \rangle + h_a \overline{u_s S_s} \\ + h_a \langle \overline{u' S'} \rangle + \langle u_t S_t h_t \rangle + u_a \langle S_t h_t \rangle \end{array} \right) \quad (23)$$

As sete parcelas da equação (23) estão relacionadas, respectivamente, aos seguintes processos físicos: descarga fluvial, deriva de Stokes, correntes de maré, circulação gravitacional, flutuações turbulentas, correlação tríplice e corrente residual. Maiores detalhes acerca desta metodologia podem ser adquiridos em Bergamo, Miranda e Corrêa (2002) e Miranda, Castro e Kjerfve (2002).

4.10 MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO (MPS)

Os materiais particulados em suspensão na água estuarina foram determinados por medida gravimétrica, segundo a metodologia descrita em Strickland e Parsons (1972). As amostras de água foram filtradas através de filtros de fibra de vidro (Millepore AP040) de 47 mm de diâmetro e porosidade nominal de 2,0 µm (ou menor), com o auxílio de uma bomba a vácuo. Antes da coleta das amostras os filtros passaram por um processo de lavagem, sendo lavados três vezes consecutivas com 20 ml de água destilada e secos em estufa a 100 °C por 1 hora. Em seguida, os filtros foram resfriados em dessecador até atingir temperatura ambiente, logo após, foram pesados em balança analítica com precisão de ±0,0001 g. O ciclo foi repetido até que os filtros atingissem peso constante.

As amostras de água coletadas foram homogeneizadas e transferidas com uma proveta graduada para o aparato de filtração com o filtro pré - pesado. Após a filtração de toda a amostra com uma bomba a vácuo (300 a 350 mmHg), um volume de 10 ml de água destilada foi passado, por três vezes consecutivas, para a remoção dos sais que ficaram retidos junto ao material particulado em suspensão. Os filtros foram colocados em estufa a 100 °C por cerca de 1 hora, sendo resfriados em dessecador e pesados em balança analítica, repetindo-se o ciclo até atingir peso constante. A diferença entre o peso final e o inicial forneceu o peso do material particulado em suspensão para um exato volume filtrado, com resultados em mg l⁻¹, conforme a equação a seguir:

$$MPS(mg\ l^{-1}) = \frac{(B - A) \times 1000}{\text{volume da amostra (ml)}} \quad (24)$$

Onde *A* representa o peso do filtro (mg) e *B* o peso do filtro mais o resíduo seco (mg). As concentrações de materiais particulados em suspensão foram interpoladas na coluna de água através de uma interpolação linear, para a confecção dos gráficos de isopletras.

5 RESULTADOS

5.1 VARIAÇÃO TEMPORAL DURANTE A ESTAÇÃO DE CHUVA

Na região do Fundeio – I (F-I), em maré de sizígia, os perfis da velocidade da componente longitudinal (u) apresentaram um escoamento bidirecional, com velocidades máximas na maré enchente de $-1,40 \text{ m s}^{-1}$ (2 horas antes da maré alta) e na vazante de $1,38 \text{ m s}^{-1}$ (5 horas após a maré alta), com pequenas diferenças entre os perfis da enchente ($u < 0$) e vazante ($u > 0$), além de médias de $-0,83 \pm 0,40$ e $0,96 \pm 0,22 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente (Figura 6A). Durante o período de enchente, podemos observar os valores máximos da componente u da velocidade ocorrendo por aproximadamente 3 horas de forma homogênea e para a vazante os máximos ocorreram por aproximadamente 2 horas.

A variação temporal da salinidade apresentou características típicas de água costeira, com uma quase homogeneidade vertical da coluna d'água representada por isohalinas verticais e com uma variação de $0,9 \text{ g kg}^{-1}$ entre a maré vazante e enchente, com valores mínimos de $34,6 \text{ g kg}^{-1}$ (5 horas antes da maré alta e 1 hora antes do período de inversão da corrente) e máximos de $35,5 \text{ g kg}^{-1}$ (1 hora após a maré alta e 1 hora antes do período de inversão da corrente). Devido à proximidade com a costa, observa-se que a salinidade acompanhou a oscilação da maré, com os menores valores ocorrendo na maré baixa e os maiores na maré alta (Figura 6B). Podemos verificar que na maré enchente a variação média da salinidade, durante as máximas velocidades, foi de $0,7 \text{ g kg}^{-1}$, enquanto que na maré vazante foi de $0,3 \text{ g kg}^{-1}$, ocorrendo de forma homogênea da superfície ao fundo.

A temperatura na coluna d'água apresentou características de uma quase homogeneidade vertical, com pequenas variações entre a maré vazante e enchente (amplitude térmica de $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$), onde a temperatura mínima de $28,7 \text{ }^\circ\text{C}$ ocorreu em maré enchente e a máxima de $28,8 \text{ }^\circ\text{C}$ em maré vazante (Figura 6C). Foi observado uma relação entre os valores da temperatura com as correntes de enchente e vazante, tendo em vista que as temperaturas mais baixas foram associadas à enchente (indicando a intrusão de águas da plataforma adjacente) e as mais altas com à vazante (influenciadas pelos fluxos fluviais).

O material particulado em suspensão apresentou concentrações elevadas durante o período amostral (ciclo de maré de $\approx 13 \text{ h}$), variando de $103,5 \text{ mg l}^{-1}$ (hora 4, próximo a superfície) a $506,5 \text{ mg l}^{-1}$ (hora 3, próximo ao fundo) e com concentrações médias de $290,5 \pm 68,3 \text{ mg l}^{-1}$. As maiores concentrações do MPS foram observadas juntas ao fundo, associadas à remobilização dos materiais particulados pelas correntes de fundo (Figura 6D).

Durante as 3 horas de velocidades máximas em maré enchente, foi observada que a variação do MPS chegou a 200 mg l^{-1} , o dobro das concentrações observadas em maré vazante (100 mg l^{-1}).

Para o oxigênio dissolvido (OD) foram observados valores elevados, apresentando uma média de $205,1 \pm 2,9 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$, com o valor máximo de $236,5 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (camada superficial na hora 8) e o valor mínimo de $204,0 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (próximo ao fundo da hora 8), mostrando o máximo gradiente associado ao período de inversão das correntes ($u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$) (Figura 6E). Os valores máximos próximos à superfície, se devem, provavelmente, a uma maior atuação dos ventos na região, onde os processos de troca com a atmosfera são intensificados.

Para a região do Fundeio – II (F-II), notou-se uma forte assimetria dos perfis da velocidade (médias de $0,79 \pm 0,28 \text{ m s}^{-1}$ na vazante e $-0,60 \pm 0,23 \text{ m s}^{-1}$ na enchente), com uma variação de $1,30 \text{ m s}^{-1}$ (2 horas antes da maré baixa) a $-1,18 \text{ m s}^{-1}$ (1 hora antes da maré alta) (Figura 7A). Observou-se na camada superficial os maiores valores dos perfis verticais de velocidades, além de uma acentuada inclinação na camada mais ao fundo, devido a condição de contorno de não escorregamento junto ao fundo (descrita na seção 4.4). Semelhante a região do F-I, as correntes mantiveram seus valores máximos em maré vazante por um período de 3,5 horas, enquanto que em maré enchente os máximos ocorreram por aproximadamente 2 horas.

As salinidades observadas nesta região foram levemente mais baixas quando comparadas ao Fundeio – I, com uma variação de $2,3 \text{ g kg}^{-1}$ entre a maré vazante e enchente, e apresentando uma característica de quase homogeneidade vertical. A salinidade mínima observada foi de $32,7 \text{ g kg}^{-1}$ (1 hora após a maré baixa e no exato período de inversão da corrente) e a máxima de $35,0 \text{ g kg}^{-1}$ (exato momento da maré alta e 1 hora antes do período de inversão da corrente). Assim como na região do F-I, observou-se que a salinidade acompanhou a natureza oscilatória da maré, ocorrendo uma diminuição dos valores de salinidade na maré vazante e uma elevação do parâmetro na enchente (Figura 7B), embora o gradiente em maré vazante tenha chegado a $1,5 \text{ g kg}^{-1}$, enquanto que em enchente foi de $0,3 \text{ g kg}^{-1}$.

Quando comparada aos valores obtidos em F-I, as temperaturas em F-II foram levemente maiores, apresentando uma quase homogeneidade vertical e uma pequena variação durante o ciclo de maré ($\approx 0,4 \text{ }^\circ\text{C}$), cujos valores máximos ocorreram 1 hora após a maré baixa ($29,1 \text{ }^\circ\text{C}$) e os valores mínimos 3 horas após a maré alta ($28,8 \text{ }^\circ\text{C}$) (Figura 7C).

O MPS na região do F-II (assim como observado em F-I) apresentou as maiores concentrações junto ao fundo. A variação observada foi de $20,5 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo à superfície na hora 1) a $588,7 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 5), com valor médio de $310,4 \pm 128,3 \text{ mg l}^{-1}$ (Figura 7D). Entretanto, as maiores concentrações de MPS ocorreram durante os máximos de velocidade em maré vazante (300 mg l^{-1}), enquanto que em maré enchente, a variação observada foi de 100 mg l^{-1} , comportamento oposto ao observado na região do F-I.

O valor médio do OD em F-II foi de $201,7 \pm 2,7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$, mostrando elevada solubilidade desse gás no CESM, assim como em F-I, obtido na mesma campanha. O valor mínimo obtido foi de $195,7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (hora 6) e o valor máximo de $204,9 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (hora 11), mostrando pequena diferença entre a camada superficial e o fundo (Figura 7E). Foi notada uma variação do OD em função da oscilação da maré, com as menores concentrações ocorrendo durante a maré baixa e os maiores na maré alta.

Vale ressaltar que, mesmo com os valores das precipitações (Figura 3) mostrando que durante o período amostral tivemos chuvas 14 % acima da normal climatológica, estas chuvas não se traduziram em caudal fluvial (vazões fluviais), onde as figuras 6-B e 7-B mostram uma forte atuação de águas costeiras na região. Desta forma, devido ao padrão observado de chuvas, convencionaremos a rotulação do mês de fevereiro como “Período Chuvoso”.

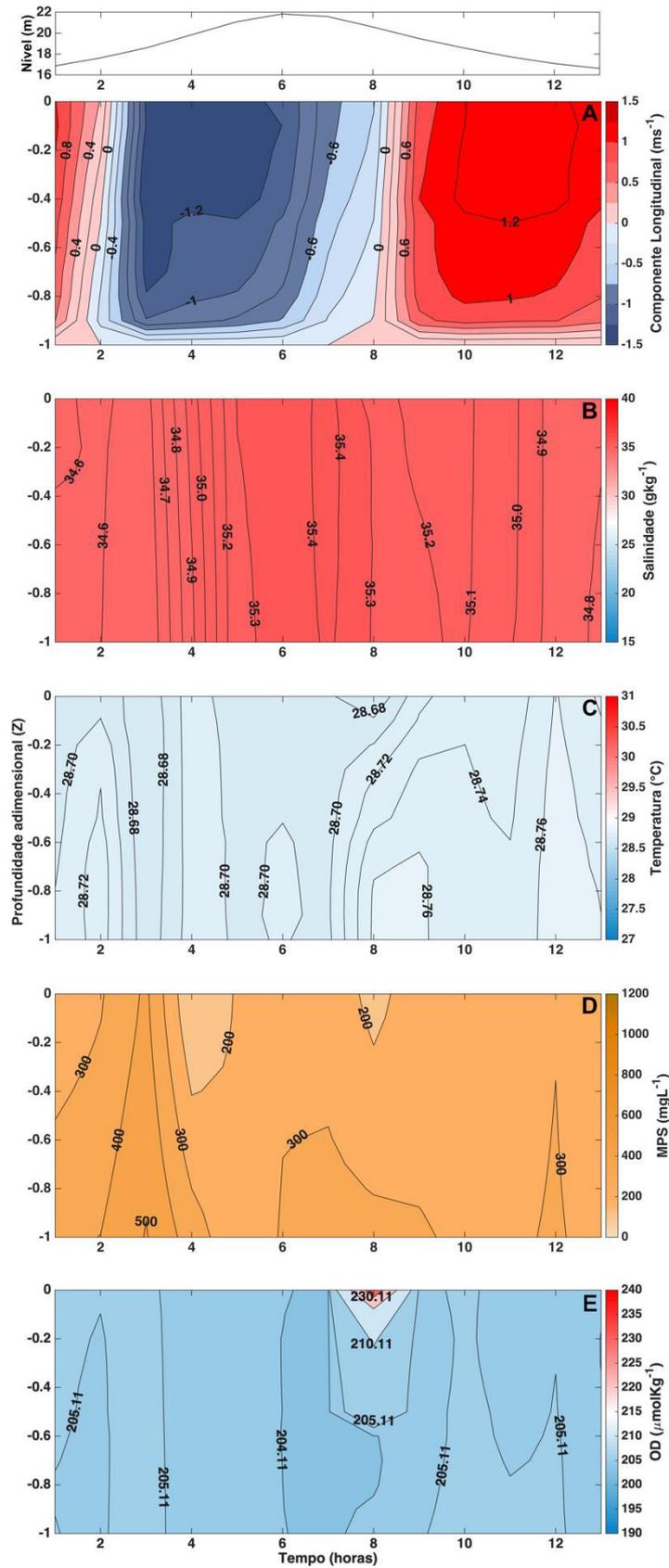


Figura 6: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no período chuvoso (11/02/2017).

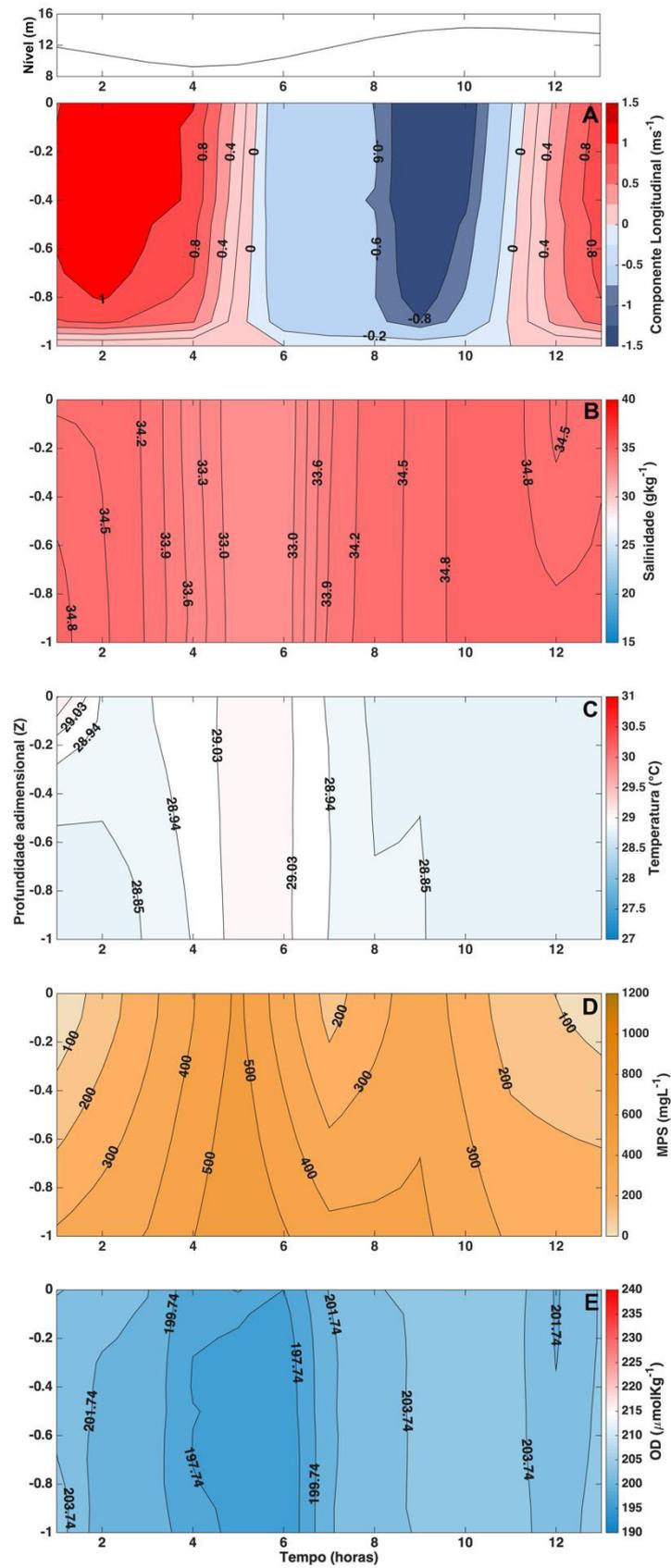


Figura 7: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no período chuvoso (12/02/2017).

5.2 VARIAÇÃO TEMPORAL DURANTE O FINAL DA ESTAÇÃO DE CHUVA

Durante o final do balanço hídrico positivo, realizada na maré de quadratura, os perfis da velocidade (u) tiveram um escoamento bidirecional em (F-I), com velocidade máxima na maré enchente de $-0,82 \text{ m s}^{-1}$ (3 horas antes da maré alta) e na vazante de $1,33 \text{ m s}^{-1}$ (3 horas após a maré alta). Além disso, foi notada uma forte assimetria entre os perfis da velocidade longitudinal da maré enchente e vazante, com médias de $-0,55 \pm 0,16$ e $0,77 \pm 0,32 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente (Figura 8A). Em maré enchente, foi observada a manutenção de velocidades da ordem de $-0,6 \text{ m s}^{-1}$ durante um período de 4 horas, com um núcleo de $-0,80 \text{ m s}^{-1}$ entre a 5ª e 6ª hora. Em maré vazante, nota-se um acréscimo de 38 % nos valores de velocidade máxima, entretanto, o período de durabilidade destes valores é 50 % menor que o observado em maré enchente.

A salinidade apresentou características típicas de água estuarina, indicando uma maior influência das bacias de drenagens, com uma variação de $5,9 \text{ g kg}^{-1}$ ao longo de todo o ciclo de maré, mantendo a mesma característica de uma quase homogeneidade vertical. A salinidade mínima observada foi de $20,7 \text{ g kg}^{-1}$ (2 horas após a maré baixa e 1 hora antes do período de inversão da corrente) e a máxima de $26,6 \text{ g kg}^{-1}$ (exato momento da maré alta e do período de inversão da corrente), onde a salinidade acompanhou a oscilação da maré, com os menores valores ocorrendo na maré baixa e os maiores na maré alta (Figura 8B). Aproximadamente 1 hora após o início da maré enchente e vazante, foram observadas isohalinas levemente inclinadas. Entretanto, no restante do tempo, isolinhas verticais predominaram, demonstrando uma elevada mistura vertical.

A temperatura na coluna d'água em (F-II) apresentou pequena variação vertical ao longo de todo o ciclo de maré (amplitude térmica de $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$), sendo a temperatura mínima observada de $29,7 \text{ }^\circ\text{C}$ (exato momento da maré alta) e a máxima observada de $30,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (1 hora após a maré baixa). Assim como observado no período chuvoso, notou-se uma relação entre os valores de temperatura com as correntes de enchente e vazante, visto que com as temperaturas mais baixas estavam associadas à enchente (sugerindo a intrusão de águas da plataforma adjacente) e as mais altas à vazante (sugerindo a influência dos fluxos fluviais) (Figura 8C).

Assim como no período chuvoso, a campanha do final da chuva apresentou elevadas concentrações de MPS em (F-I), com valores médio de $238,1 \pm 73,2 \text{ mg l}^{-1}$, mínimo de $37,2 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo à superfície na hora 12) e máximo de $567,2 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 12) (Figura 8D). As maiores concentrações de MPS junto ao fundo, sugerem a

ressuspensão de partículas do sedimento pelas correntes de fundo e/ou associada a atividade biológica no sedimento.

Durante o ciclo de maré, os valores de OD se mantiveram elevados ao longo da coluna de água, com média de $210,2 \pm 3,1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ e apresentando uma variação entre $206,1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (próximo ao fundo da hora 7) a $217,7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (camada superficial nas horas 3 e 13) (Figura 8E). Notou-se uma relação inversa entre os valores de OD e salinidade, ocorrendo um aumento das concentrações de OD à medida que a salinidade diminuía nas primeiras horas do fundeio e o inverso nas horas posteriores, o que reforça a presença de organismos produtores de OD (autotróficos).

Na região do F-II, foi possível observarmos uma forte assimetria das velocidades com a variação da maré, onde em maré enchente tivemos velocidades médias de $-0,48 \pm 0,19 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que em vazante os valores médios chegaram a $0,67 \pm 0,30 \text{ m s}^{-1}$. As velocidades máximas ($-0,93 \text{ m s}^{-1}$) ocorreram 2 horas antes da maré alta (enchente), enquanto que em maré vazante as máximas ($1,17 \text{ m s}^{-1}$) ocorreram 1 hora antes da maré baixa (Figura 9A). Assim como verificado na região do F-I, em F-II percebeu-se que por um período de 2 horas, em maré vazante, as velocidades de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ foram praticamente constantes, enquanto que em maré enchente os valores foram correntes por 2,5 horas ($-0,6 \text{ m s}^{-1}$), com um máximo de $-0,8 \text{ m s}^{-1}$ entre a hora 8,5 e 9,5.

A salinidade apresentou uma variação de $6,8 \text{ g kg}^{-1}$ entre os eventos de maré enchente e vazante, com valores mínimos ($16,0 \text{ g kg}^{-1}$) ocorrendo 2 horas após a maré baixa e no momento de $u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$, enquanto os maiores valores ocorreram na estufa de enchente ($22,8 \text{ g kg}^{-1}$) e 1 hora antes das velocidades mínimas ($u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$). Em maré vazante tivemos haloclinas pouco pronunciadas, sugerindo uma pequena estratificação vertical (Figura 9B).

Em F-II, as temperaturas observadas foram mais quentes do que as observadas em F-I, onde as maiores temperaturas ($30,5 \text{ }^\circ\text{C}$) ocorreram 3 horas antes da estufa de vazante, e as mínimas ($29,9 \text{ }^\circ\text{C}$) ocorreram 2 horas após a estufa de enchente. A pequena amplitude térmica ($0,6 \text{ }^\circ\text{C}$) observada ao longo do ciclo de maré, demonstra uma homogeneidade vertical e temporal (Figura 9C).

Em relação aos valores de MPS em (F-II), constatou-se que as concentrações se mantiveram elevadas ao longo do ciclo de maré (13 horas) e os maiores valores estiveram associados ao fundo, comportamento este observado nas fundeios realizados anteriormente no CESM. Foi obtida uma média de $257,6 \pm 114,6 \text{ mg l}^{-1}$ para todo o ciclo de maré, com uma

máxima de $747,6 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 1) e mínima de $37,5 \text{ mg l}^{-1}$ (próximo à superfície na hora 2) (Figura 9D).

As concentrações de oxigênio dissolvido se mantiveram elevadas com valor médio de $212,8 \pm 2,5 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (semelhante ao do F-I), exibindo uma curta variação ao longo do ciclo de maré, onde as menores concentrações foram de $207,3 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 5) e as maiores concentrações ocorreram na camada superficial da hora 7 ($219,8 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) (Figura 9E). Observou-se nesta região uma maior atuação das concentrações de MPS sobre OD, um comportamento inverso entre os dois parâmetros, característicos de ambientes estuarinos.

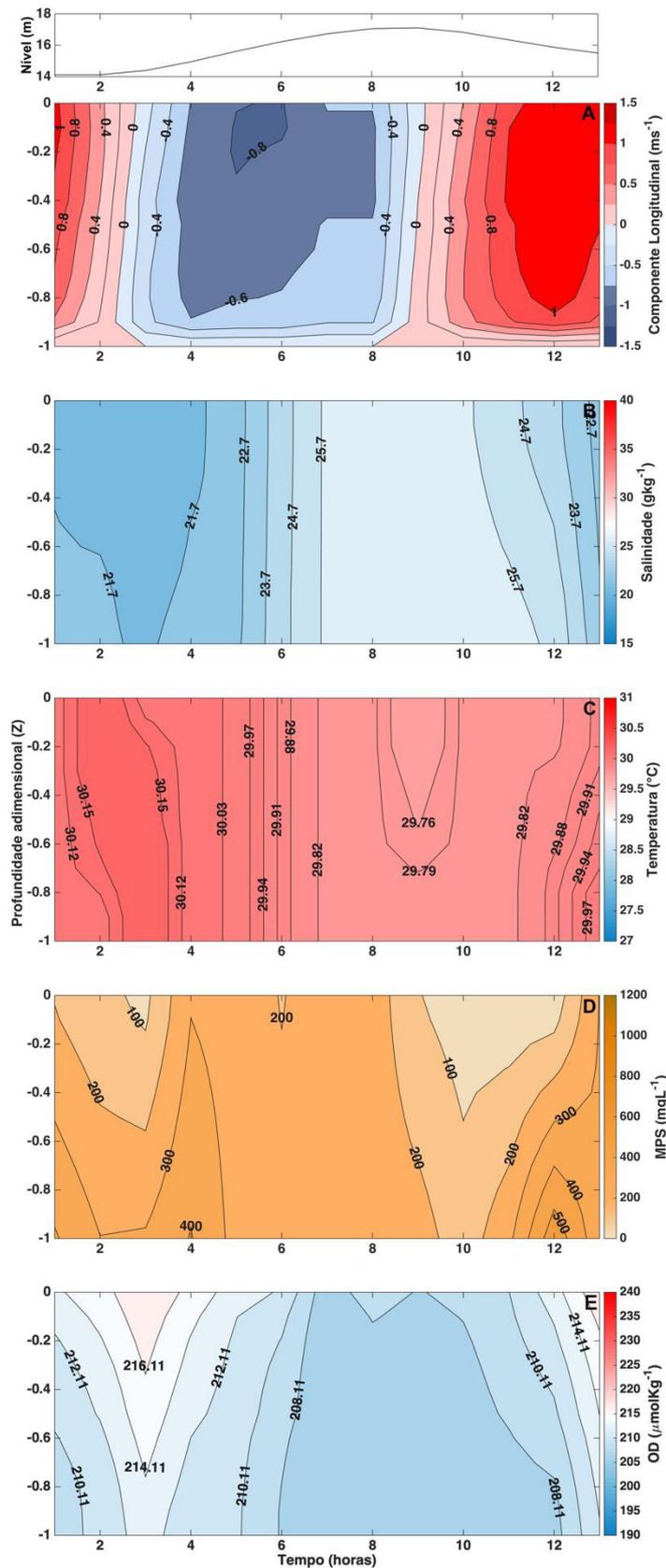


Figura 8: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no final do período chuvoso (16/06/2017).

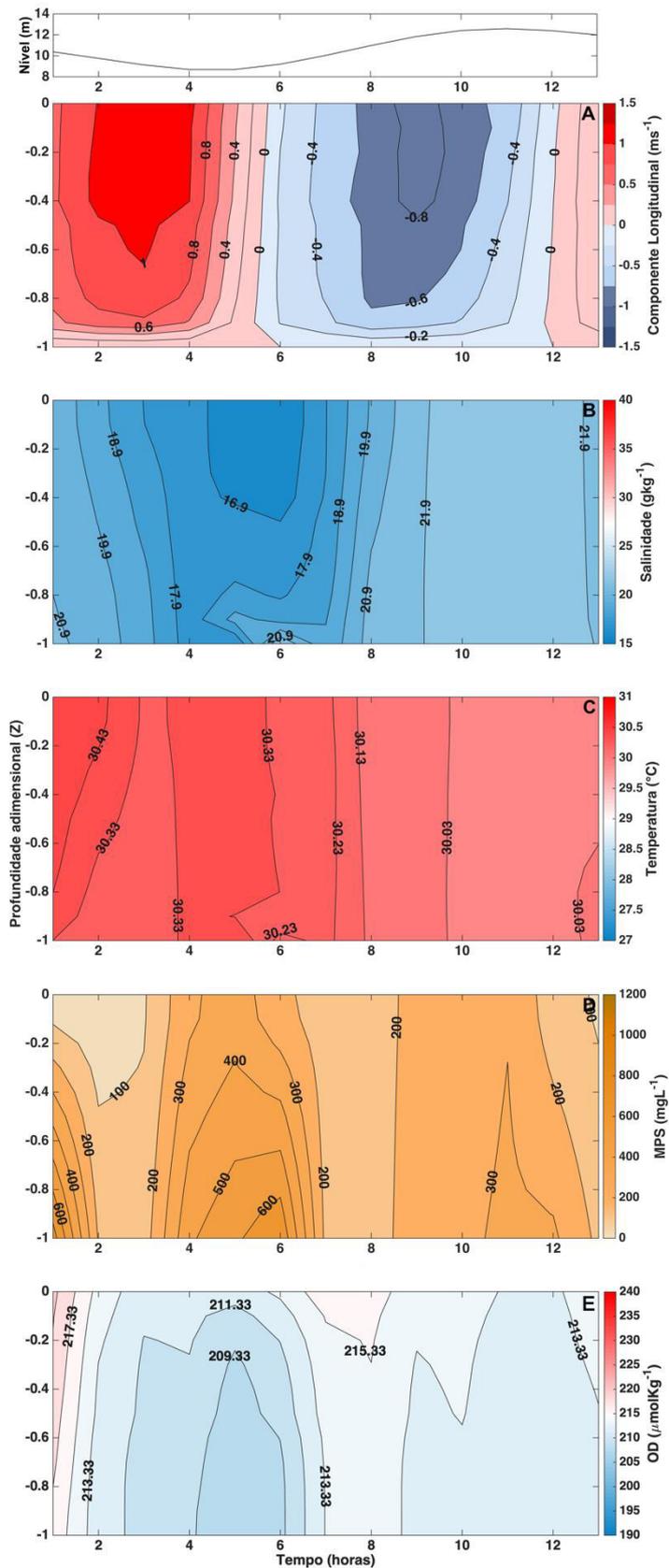


Figura 9: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no final do período chuvoso (17/06/2017).

5.3 VARIAÇÃO TEMPORAL DURANTE A ESTAÇÃO DE SECA

Durante a estação seca em F-I, as maiores velocidades em maré enchente ($-1,02 \text{ m s}^{-1}$) ocorreram 3 horas antes da maré alta, enquanto que em maré vazante as maiores velocidades ($0,94 \text{ m s}^{-1}$) ocorreram 3 horas após a estufa de enchente. As velocidades médias observadas em enchente e vazante variaram de $-0,60 \pm 0,30$ a $0,61 \pm 0,18 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente. Durante o ciclo de maré enchente, entre a hora 2 e 5, observou-se velocidades constantes de $-0,8 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que em maré vazante os valores de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ ocorreram de forma constante por duas horas (hora 9 a 11) (Figura 10A).

A salinidade apresentou uma variação de $1,2 \text{ g kg}^{-1}$ ao longo das 13 horas, a mínima observada foi de $33,4 \text{ g kg}^{-1}$ (5 horas antes da maré alta e aproximadamente no exato momento de $u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$) e a máxima de $34,6 \text{ g kg}^{-1}$ (2 horas após a maré baixa e 1 hora após o exato momento de $u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$), sendo mantida a homogeneidade vertical dos perfis de salinidade para a região (Figura 10B). Com a diminuição das descargas fluviais no CESM durante o período seco, foi observado um aumento da salinidade neste período, quando comparada ao final do período chuvoso.

Os perfis de temperatura apresentaram características idênticas as campanhas anteriores, como: uma quase homogeneidade vertical, além de uma pequena variação entre a maré enchente e vazante (amplitude térmica de $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$), tendo uma mínima de $27,8 \text{ }^\circ\text{C}$ e uma máxima de $28,0 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 10C). Tais valores de temperatura observados neste fundeio, colaboram com os dados de salinidade, que indicaram a intrusão de água da plataforma adjacente no ambiente, associada à diminuição das descargas fluviais no CESM.

As concentrações de MPS observadas durante a estação seca, na região do F-I, apresentaram concentrações maiores que 1100 mg l^{-1} . Estas concentrações ocorreram junto ao fundo e durante o período das maiores velocidades da maré enchente e vazante. Para o ciclo de maré completo, as concentrações médias de MPS foram de $444,2 \pm 209,5 \text{ mg l}^{-1}$, com valores mínimos de $178,0 \text{ mg l}^{-1}$ (Figura 10D).

As concentrações do oxigênio dissolvido nesse fundeio, durante o período seco, mantiveram-se elevadas como as demais campanhas, tendo uma concentração média de $212,8 \pm 2,5 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$, com uma pequena variação de $211,7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 3) a $225,1 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (camada superficial da hora 7) ao longo do ciclo amostrado. Atentou-se que as maiores concentrações estiveram relacionadas ao período de inversão das correntes ($u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$) (Figura 10E).

Próximo à Ilha dos Caranguejos (F-II), o perfil da velocidade longitudinal mostrou um escoamento bidirecional com forte assimetria ao longo do ciclo de maré (médias de $-0,45 \pm 0,16 \text{ m s}^{-1}$ na enchente e $0,56 \pm 0,16 \text{ m s}^{-1}$ na vazante). As máximas foram de $-0,78 \text{ m s}^{-1}$ em maré enchente (1 hora antes da maré alta) e $0,83 \text{ m s}^{-1}$ em maré vazante (6 horas após a maré alta), com os maiores valores dos perfis verticais observados na camada superficial (Figura 11A). Em maré enchente observamos por 2 horas velocidades constantes de $-0,6 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que em maré vazante as velocidades de $0,6 \text{ m s}^{-1}$ ocorreram por 3 horas.

A salinidade apresentou uma variação de $0,3 \text{ g kg}^{-1}$ entre os eventos de maré enchente e vazante, com valores mínimos ($33,3 \text{ g kg}^{-1}$) ocorrendo 1 hora após a maré baixa e 1 hora antes do exato momento de $u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$, enquanto os maiores valores ocorreram 2 horas antes da estufa de enchente ($33,6 \text{ g kg}^{-1}$) e 2 horas após as velocidades mínimas ($u \approx 0 \text{ m s}^{-1}$), sendo mantida a homogeneidade vertical dos perfis de salinidade (Figura 11B). Assim como na região do F-I, observou-se um aumento da salinidade em F-II em função da diminuição das descargas fluviais no CESM.

Quando comparada aos valores observados em F-I, as temperaturas em F-II foram levemente maiores, apresentando uma quase homogeneidade vertical e uma pequena variação durante o ciclo de maré ($\approx 0,3 \text{ }^\circ\text{C}$), cujos os valores máximos ocorreram 1 hora após a maré baixa ($28,2 \text{ }^\circ\text{C}$) e os valores mínimos 3 horas após a maré alta ($27,9 \text{ }^\circ\text{C}$) (Figura 11C).

Da mesma maneira que em F-I, esta região (F-II) apresentou elevadas concentrações de MPS ($\text{MPS} > 900 \text{ mg l}^{-1}$) e os maiores valores estiveram associados ao fundo, comportamento outrora observado nos fundeios realizados anteriormente no CESM. Ao longo das 13 horas, a concentração média de MPS foi de $527,5 \pm 130,2 \text{ mg l}^{-1}$ e mínima de $150,0 \text{ mg l}^{-1}$ (Figura 11D).

Apesar das notáveis concentrações de MPS presentes na região adjacente a Ilha dos Caranguejos (F-II), as concentrações de OD mantiveram-se elevadas como as demais campanhas, com valores médios de $216,6 \pm 1,7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$, além de uma pequena variação ao longo do ciclo amostrado de $212,0 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (próximo ao fundo na hora 2) a $224,4 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (camada superficial da hora 5) (Figura 11E).

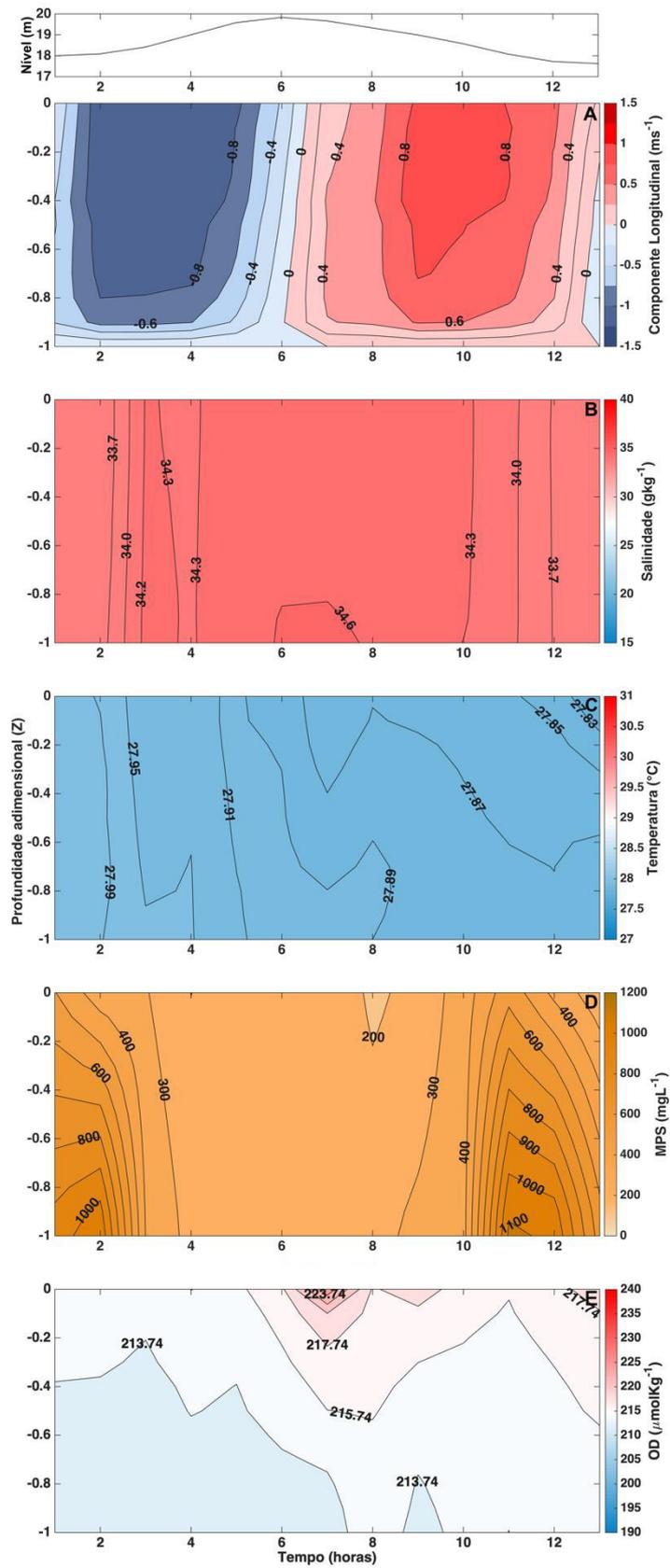


Figura 10: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – I no período seco (23/11/2017).

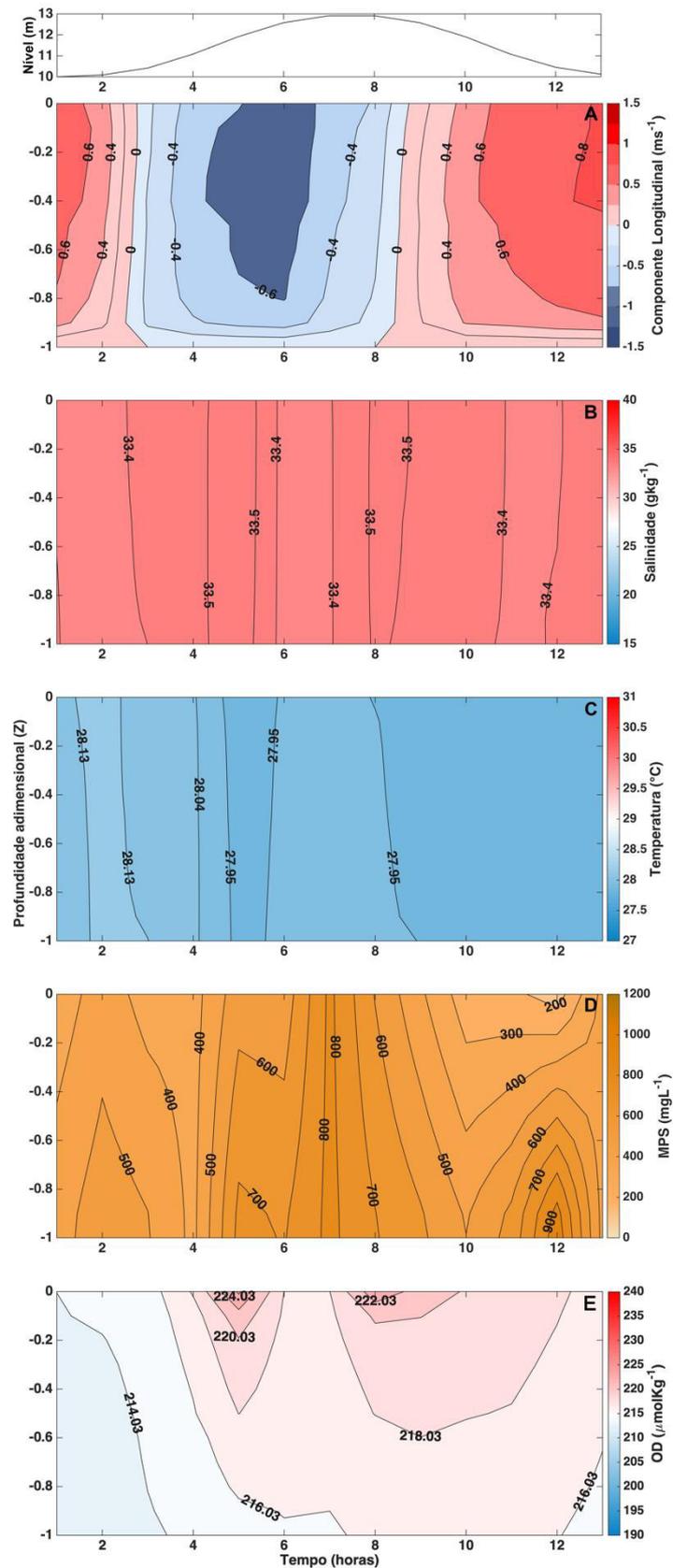


Figura 11: Variação vertical e temporal da velocidade longitudinal (A), salinidade (B), temperatura (C), MPS (D) e OD (E), em função da profundidade adimensional Z e do tempo (horas) para o Fundeio – II no período seco (24/11/2017).

5.4 ÍNDICES TERMOHALINOS

A partir das observações obtidas durante a estação chuvosa para F-I e F-II, os índices termohalinos variaram entre $28,7 \leq T \leq 29,2$ °C, $32,7 \leq S \leq 35,5$ g kg⁻¹ e a sigma-t (símbolo σ_t) entre $\approx 20,3$ e $\approx 22,5$ kg m⁻³, usando como base os índices termohalinos estabelecidos por Dias, Castro e Lacerda (2013). Por sua vez, nas observações no final da estação chuvosa, os índices *TS* variaram entre $29,7 \leq T \leq 30,5$ °C e $16,0 \leq S \leq 26,6$ g kg⁻¹, ficando restritas entre as isopicnais de $7,6 \leq \sigma_t \leq 15,6$ kg m⁻³. As variações das propriedades termohalinas na estação seca ocorreram nos intervalos de $27,8 \leq T \leq 28,2$ °C e $33,3 \leq S \leq 34,6$ g kg⁻¹, sendo limitadas pelas isopicnais $21,0 \leq \sigma_t \leq 22,1$ kg m⁻³ (Figura 12).

Podemos observar no diagrama *TS* espalhado uma pequena inclinação das isopicnais (σ_t), resultado da pequena variação da temperatura (27,8 a 30,5 °C) ao longo do estudo, sendo a densidade determinada primordialmente pela variação da salinidade (16,0 a 35,5 g kg⁻¹). Entre ambas as regiões (F-I e F-II), não foram notadas diferenças significativas nos valores da salinidade durante o balanço hídrico negativo (novembro), enquanto que para o balanço hídrico positivo (fevereiro) foi possível notar uma pequena diferença entre as regiões, mesmo com o predomínio de águas salinas. Variação esta, que se mostrou mais evidente no final do balanço hídrico positivo, resultante do maior fluxo fluvial na porção sul do Complexo Estuarino de São Marcos, o que gerou uma maior distribuição dos pares *TS* ao longo do período avaliado.

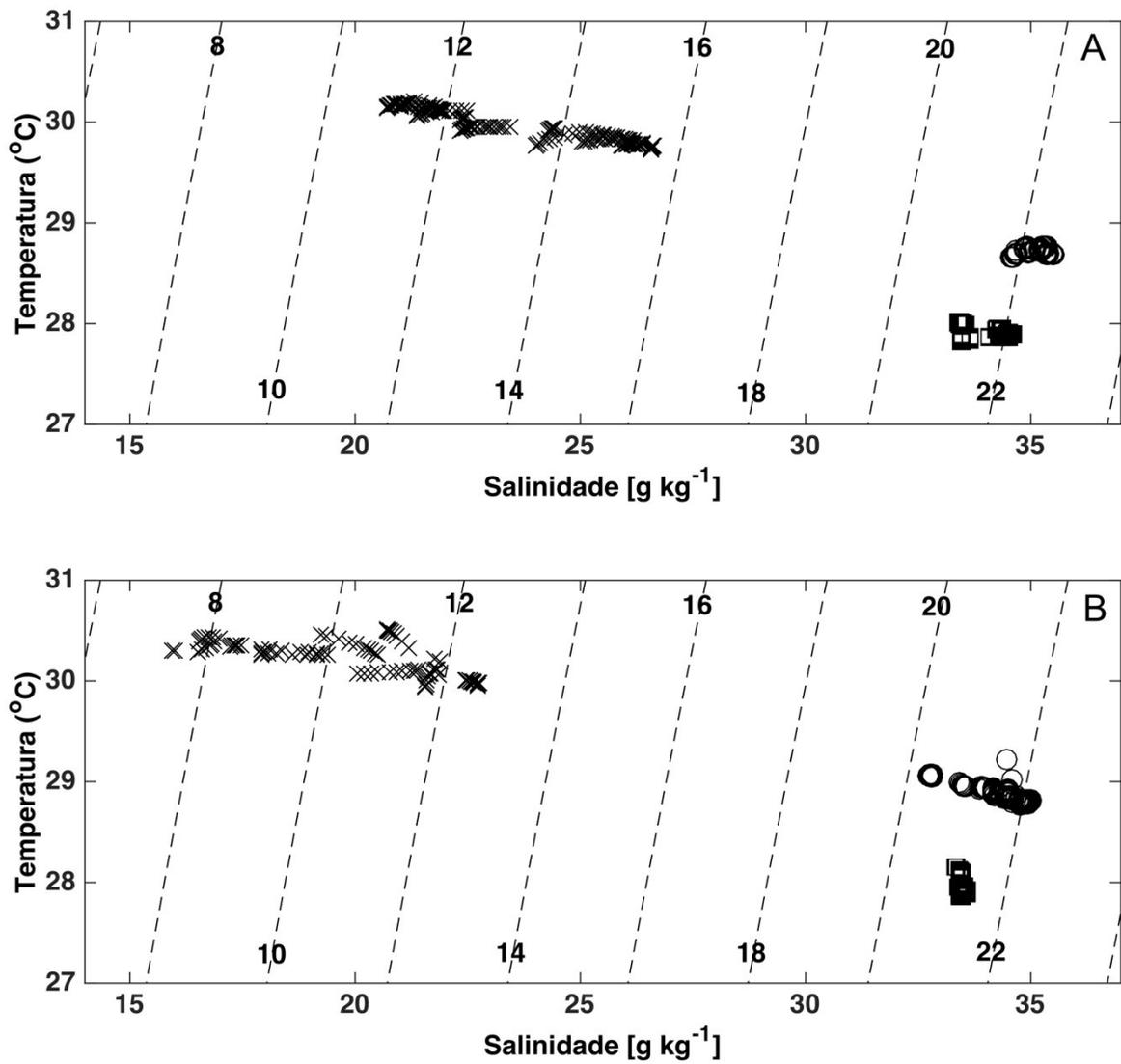


Figura 12: Diagrama TS espalhado no CESM, obtido da coleta de perfis a cada uma hora durante um ciclo de maré semidiurna (≈ 13 h), para o período chuvoso (O), final da chuva (x) e o seco (\square). Figura (A) refere-se ao Fundeio - I e figura (B) refere-se ao Fundeio - II.

5.5 PERFIL MÉDIO DA VELOCIDADE

Durante o período de balanço hídrico positivo na região do F-I, o perfil médio temporal da velocidade ($\langle u(Z) \rangle$) exibiu uma pequena predominância das correntes de vazante sobre as de enchente, com uma velocidade residual (u_a) de $0,01 \text{ m s}^{-1}$, ou seja, indicando um pequeno transporte resultante estuário abaixo (Figura 13A). Para o Fundeio – II foi observado o mesmo comportamento de (F-I), com a superioridade das correntes de vazante com uma velocidade residual de $0,1 \text{ m s}^{-1}$, indicando um transporte resultante estuário abaixo (Figura 13B). Tais resultados mostram um domínio das correntes de vazante neste período, com correntes mais forte e um maior tempo de duração quando comparada as de enchente (Figuras 6A e 7A).

Para o final do balanço hídrico positivo, em ambas as regiões, foram observados os mesmos comportamentos da campanha anterior (balanço hídrico positivo), exibindo uma pequena predominância das correntes de vazante ($u > 0$) sobre as de enchente ($u < 0$), cujos os respectivos valores de velocidade residual calculados ao longo do ciclo de maré para a região do F-I e F-II foram $0,04$ e $0,06 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente (Figuras 13C e 13D). Revelando que apesar do tempo menor de duração das correntes de vazante, essas ainda foram superiores em intensidade, visto que chegaram a ser 38% maiores que as correntes de enchente (Figura 8A e 9A).

Na campanha realizada no balanço hídrico negativo, o perfil médio temporal da velocidade em F-I apresentou um comportamento diferenciado das outras campanhas realizadas no CESM, tendo um fluxo bidirecional com sentido estuário acima na camada superficial, enquanto que próximo ao fundo foi observado um sentido contrário (estuário abaixo). Já a velocidade residual (u_a) foi $\approx 0,0 \text{ m s}^{-1}$, ou seja, indicando que não existe uma diferença significativa entre as correntes de enchente e vazante (Figura 13E). Para a região F-II, o perfil médio temporal da velocidade ($\langle u(Z) \rangle$) mostra um domínio da vazante ($u > 0$), demonstrando os mesmos comportamentos reportados nas campanhas anteriores, cujo o valor residual foi de $0,04 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 13F). Estando de acordo com os perfis da velocidade longitudinal (Figura 10A e 11A), que mostraram predominância das correntes de enchente em F-I e vazante em F-II.

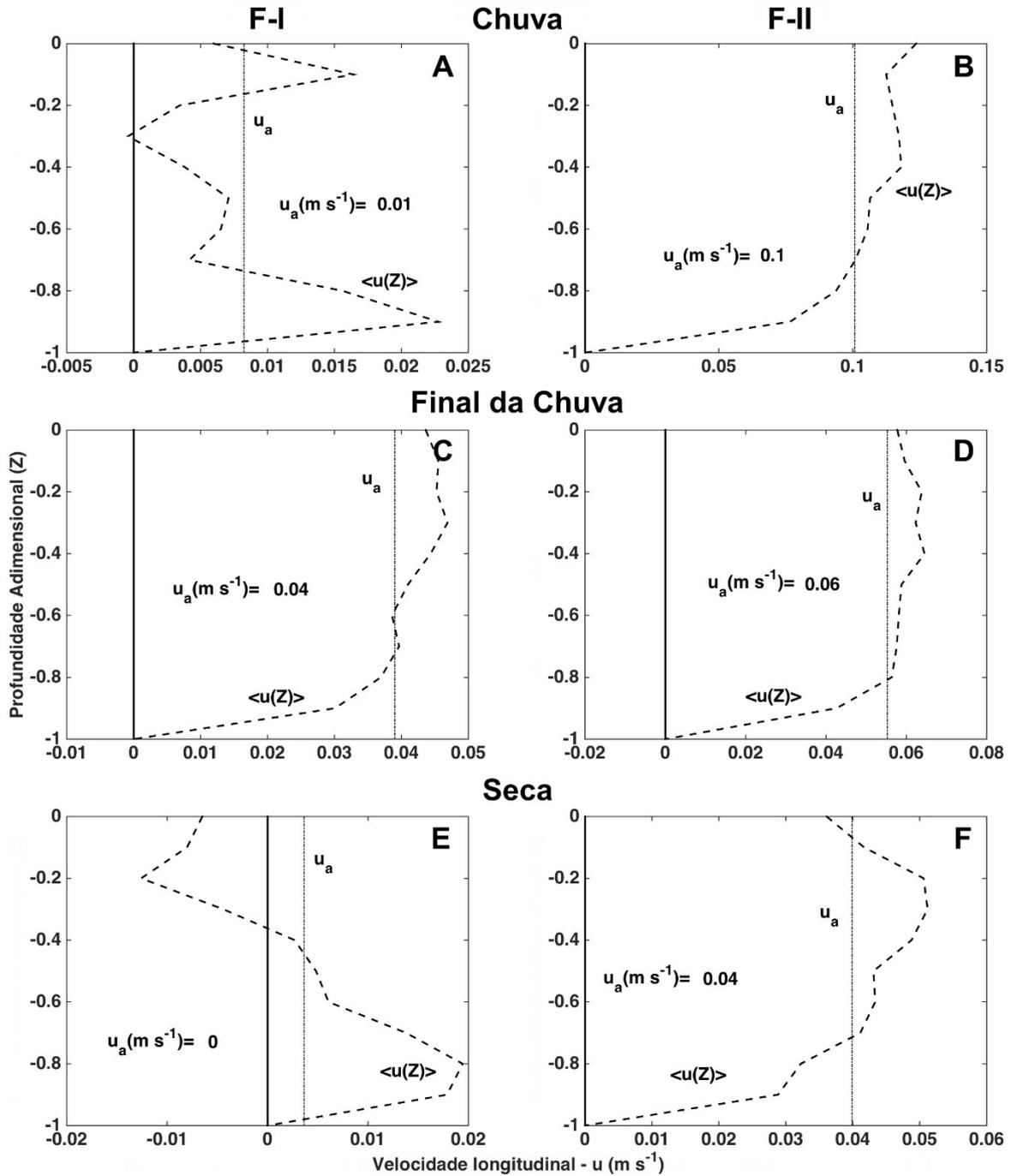


Figura 13: Perfis médios do componente longitudinal da velocidade ao longo de um ciclo completo de maré semidiurna (13h). O $\langle u(Z) \rangle$ (linha contínua) é o perfil da média temporal da velocidade e u_a (linha tracejada) é a velocidade residual. Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

5.6 CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA E CLASSIFICAÇÃO DO ESTUÁRIO

Durante o período chuvoso na maré de sizígia, a variação da superfície livre $[h(t)]$ em F-I ao longo do ciclo de maré oscilou cerca de 5,2 metros, com a maré alta ocorrendo por volta da hora 6 e a maré baixa por volta da hora 13, enquanto que a velocidade longitudinal média $[u(t)]$ apresentou valores que chegaram a $-1,11 \text{ m s}^{-1}$ em maré enchente (hora 4) e a $1,14 \text{ m s}^{-1}$ em maré vazante (hora 11). Observa-se também, que os instantes de movimentos nulos (reversão de sentido) ocorreram 2 horas após a maré alta (Figura 14A). Para a região do F-II, foi observada uma variação no nível da superfície livre de 5 metros durante todo o ciclo de maré, com a maré baixa ocorrendo na hora 4 e a maré alta na hora 10, a velocidade longitudinal média na coluna d'água apresentou valores que chegaram a $1,10 \text{ m s}^{-1}$ (hora 2) e $-1,01 \text{ m s}^{-1}$ (hora 9). Observa-se que os instantes de reversão de sentido da corrente ocorreram aproximadamente 1,5 hora após a maré baixa e 1 hora após a maré alta (Figura 14B).

Para o final do período chuvoso na maré de quadratura, o Fundeio – I apresentou uma variação aproximada de 3 metros no nível da superfície livre, com a maré baixa e alta ocorrendo aproximadamente nas horas 1 e 9, respectivamente. A velocidade longitudinal média na coluna de água atingiu valores de $-0,69 \text{ m s}^{-1}$ na maré enchente (hora 5) e de $1,14 \text{ m s}^{-1}$ na maré vazante (hora 12), sendo constatado que os instantes de movimentos nulos ocorreram aproximadamente 1,5 hora após a maré baixa e no exato momento da maré alta (Figura 14C). Já o Fundeio – II, teve uma oscilação de 3,9 metros no nível da água ao longo do ciclo de maré, com a maré baixa e maré alta ocorrendo aproximadamente nas horas 4 e 11, respectivamente. A velocidade longitudinal média variou de $0,99 \text{ m s}^{-1}$ na maré vazante (hora 3) a $-0,73 \text{ m s}^{-1}$ na maré enchente (hora 9), com os instantes de movimentos nulos ocorrendo aproximadamente 2 horas após a maré baixa e 1 hora após a maré alta (Figura 14D).

No período seco também realizado em maré de quadratura, a região do F-I apresentou uma oscilação de 2,2 metros no nível da água entre os picos de máxima e mínima, com a maré alta ocorrendo aproximadamente na hora 6 e a maré baixa na hora 13, enquanto que a velocidade média variou entre $-0,86 \text{ m s}^{-1}$ na enchente (hora 3) a $0,79 \text{ m s}^{-1}$ na vazante (hora 10). Constatou-se que o instante de movimentos nulo ocorreu em torno do exato momento da maré alta (Figura 14E). Na outra região (F-II) foi observado uma variação no nível da água de 2,9 metros entre os picos de máxima e mínima, com a maré baixa ocorrendo na hora 1 e a maré alta na hora 7, enquanto que a velocidade média variou de $-0,65 \text{ m s}^{-1}$ na enchente (hora 6) a $0,72 \text{ m s}^{-1}$ na vazante (hora 13), com uma defasagem dos movimentos nulos de aproximadamente 1,5 hora após a maré baixa e maré alta (Figura 14F).

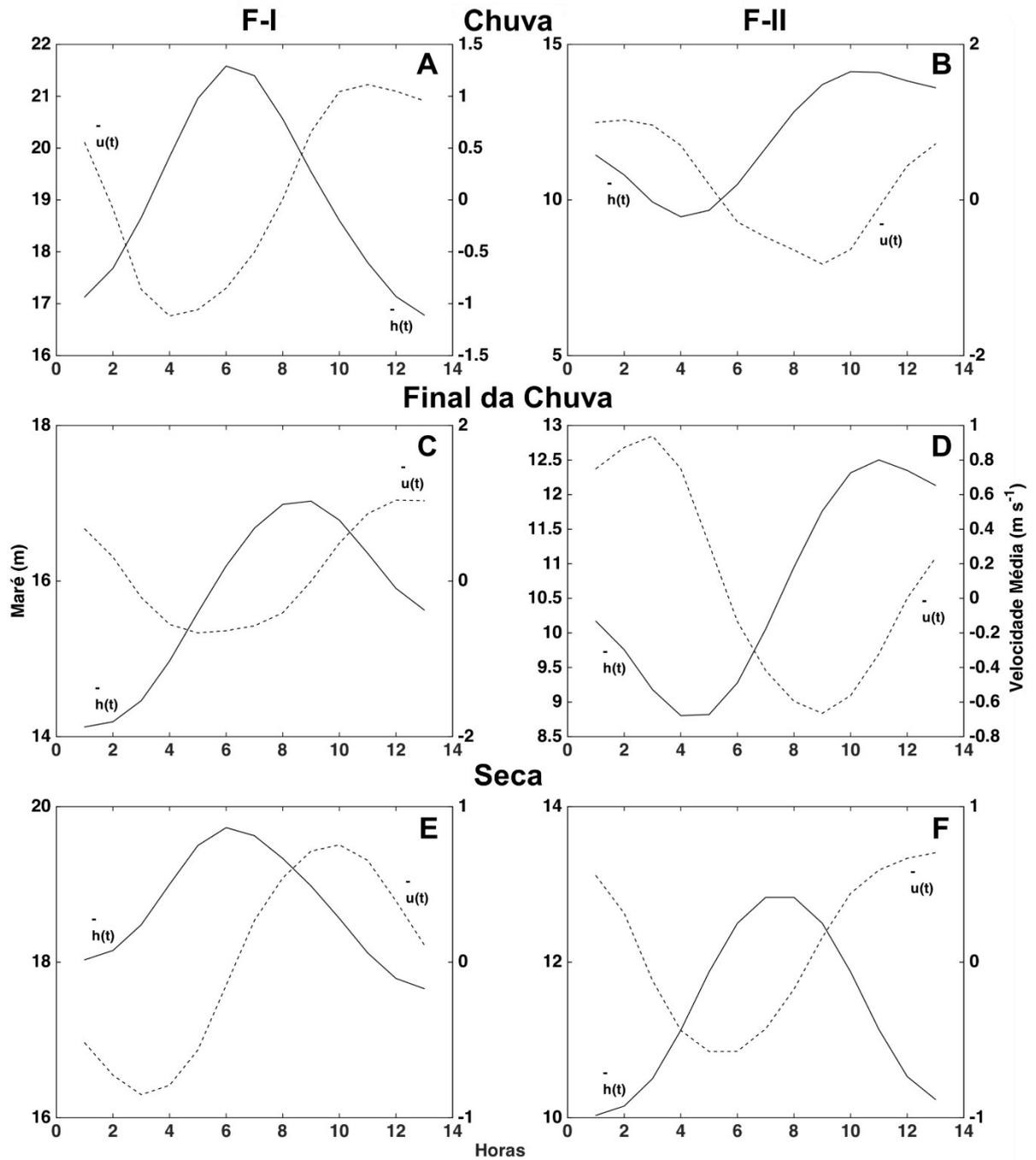


Figura 14: Variação temporal da velocidade média $[u(t)]$ (linha tracejada) na coluna de água e da superfície livre $[h(t)]$ (linha contínua). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

A variação horária do nível da superfície livre $[h(t)]$ (maré dinâmica) e da salinidade média $[s(t)]$ na coluna de água, durante o estudo, são apresentadas na figura 15(A-F), onde foi possível notar a influência da maré dinâmica no campo de salinidade do CESM, pois constatou-se um aumento da salinidade média com a maré enchente e uma redução da salinidade média com a maré vazante.

No período de balanço hídrico positivo, a região do F-I apresentou o valor mínimo da salinidade média ($34,7 \text{ g kg}^{-1}$) por volta da hora 2 e o máximo ($35,5 \text{ g kg}^{-1}$) por volta da hora 7, havendo uma defasagem de 1 hora entre o valor máximo da salinidade média com a maré alta. A salinidade média da região do F-II apresentou mínima de $32,8 \text{ g kg}^{-1}$ por volta da hora 5 e máxima de $35,0 \text{ g kg}^{-1}$ por volta da hora 10, havendo defasagem apenas entre o valor mínimo da salinidade média com a maré baixa (≈ 1 hora).

Durante o final do balanço hídrico positivo, para o Fundeio – I, a salinidade média na coluna de água atingiu o valor mínimo de $21,0 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 3) e o valor máximo de $26,6 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 9), além disso notou-se a defasagem apenas entre os picos de mínimas da $[h(t)]$ e $[s(t)]$ (≈ 2 horas). No Fundeio – II, a salinidade mínima da média na coluna de água atingiu um valor de $17,2 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 5) e a máxima de $22,7 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 11), assim como o observado no Fundeio – I, a defasagem ocorreu apenas entre os picos de mínimas da $[h(t)]$ e $[s(t)]$ (≈ 1 hora).

Para a salinidade média na coluna de água durante o balanço hídrico negativo, em F-I obteve-se uma mínima de $33,4 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 1) e uma máxima de $34,5 \text{ g kg}^{-1}$ (hora 7), com uma defasagem de aproximadamente 1 hora entre a maré alta e o valor máximo da salinidade média, enquanto que em F-II, observou-se uma assimetria entre as curvas geradas pela pequena variação dos valores da salinidade média durante todo o ciclo de maré, com a mínima ocorrendo na hora 2 ($\approx 33,4 \text{ g kg}^{-1}$) e a máxima ocorrendo em dois picos, nas horas 5 e 7 ($\approx 33,5 \text{ g kg}^{-1}$).

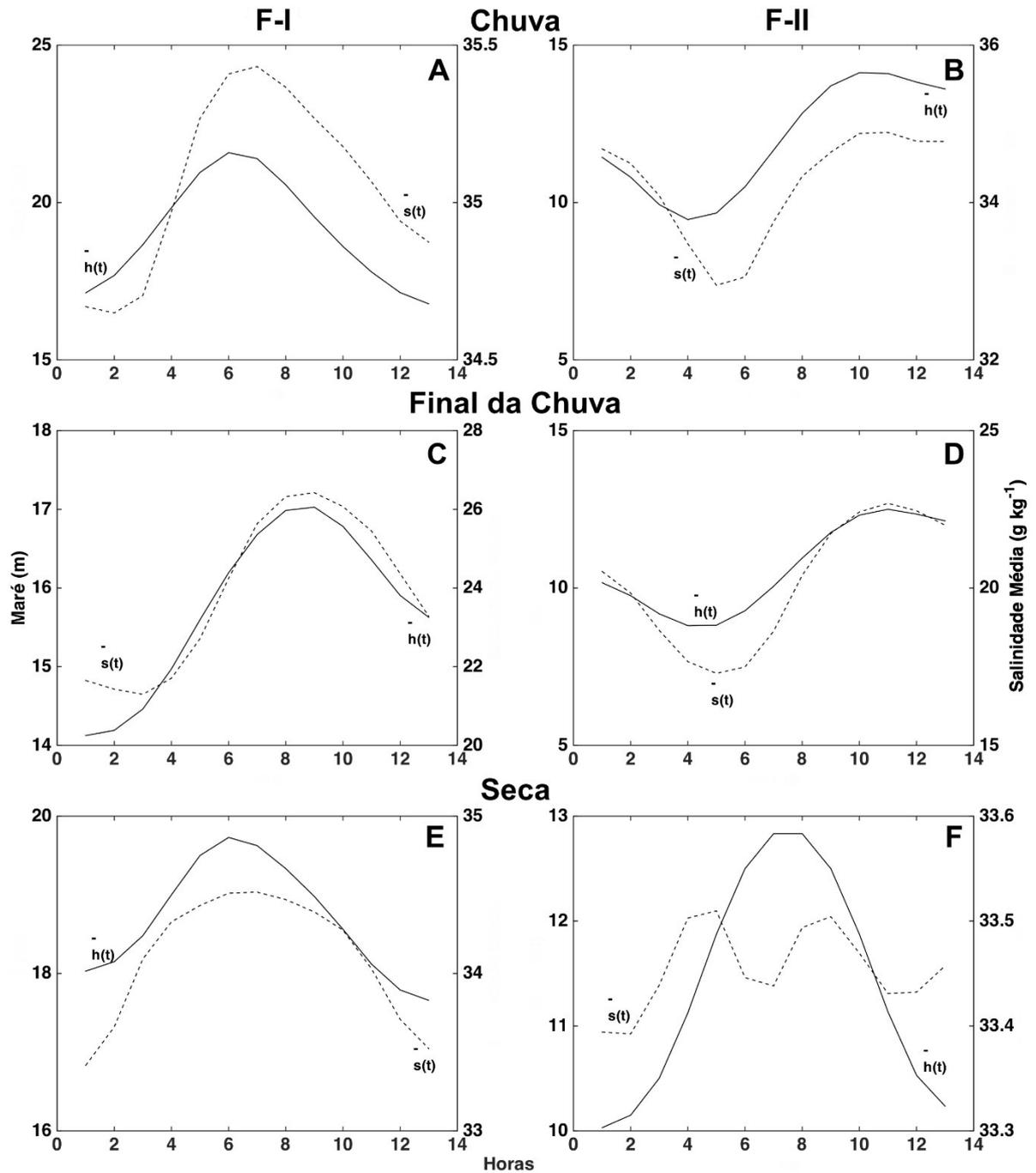


Figura 15: Variação temporal da salinidade média $[s(t)]$ (linha tracejada) na coluna de água e da superfície livre $[h(t)]$ (linha contínua). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

O número de Richardson por Camada (Ri_L) foi utilizado para investigar a estabilidade da coluna d'água neste presente estudo, sendo os dados apresentados na figura 16(A-F). Foram encontrados baixos valores de Richardson por Camada ($Ri_L < 2$) para o período chuvoso realizados na maré de Sizígia. Estes baixos valores são indicativos de uma condição de alta instabilidade vertical no CESM, em que a coluna d'água foi dominada pelos processos de mistura turbulenta, tornando-a instável durante grande parte do ciclo de maré. Nos períodos de inversão de corrente foram observados momentos de moderada estabilidade vertical ($2 < Ri_L < 20$) em ambos os fundeios, chegando a se tornar altamente estável verticalmente ($Ri_L > 20$) em F-I, com um valor de $Ri_L > 10^2$.

No final do período chuvoso na maré de quadratura (Fig. 16C e 16D), mostrou uma grande variabilidade da estabilidade ao longo do ciclo de maré, geralmente indicando uma condição de alta instabilidade vertical ($Ri_L < 2$). Contudo, houve curtos momentos durante o ciclo da maré que oscilaram entre moderada estabilidade vertical ($2 < Ri_L < 20$) e alta estabilidade vertical ($Ri_L > 20$), sendo esses associados as fracas correntes de maré dos períodos de inversão de corrente somadas as elevadas descargas fluviais deste período, que resultaram em momentos de alta estabilidade vertical nas duas regiões estudadas, tendo F-I $Ri_L > 10^3$ (hora 9) e F-II com $Ri_L > 10^4$ (hora 13).

A variação temporal do número de Ri_L para o período seco, também realizada na maré de quadratura, geralmente indicou uma condição de alta instabilidade vertical em ambas as estações fixas do CESM. No entanto, durante os períodos de inversão na corrente, o F-I apresentou pequenos momentos de uma moderada estabilidade vertical ($2 < Ri_L < 20$) (Figura 16E), enquanto que F-II o número adimensional de Ri_L apresentou baixos valores ($Ri_L < 2$), demonstrando uma total mistura vertical, ou seja, a turbulência foi efetiva para gerar mistura durante todo o ciclo da maré (Figura 16F).

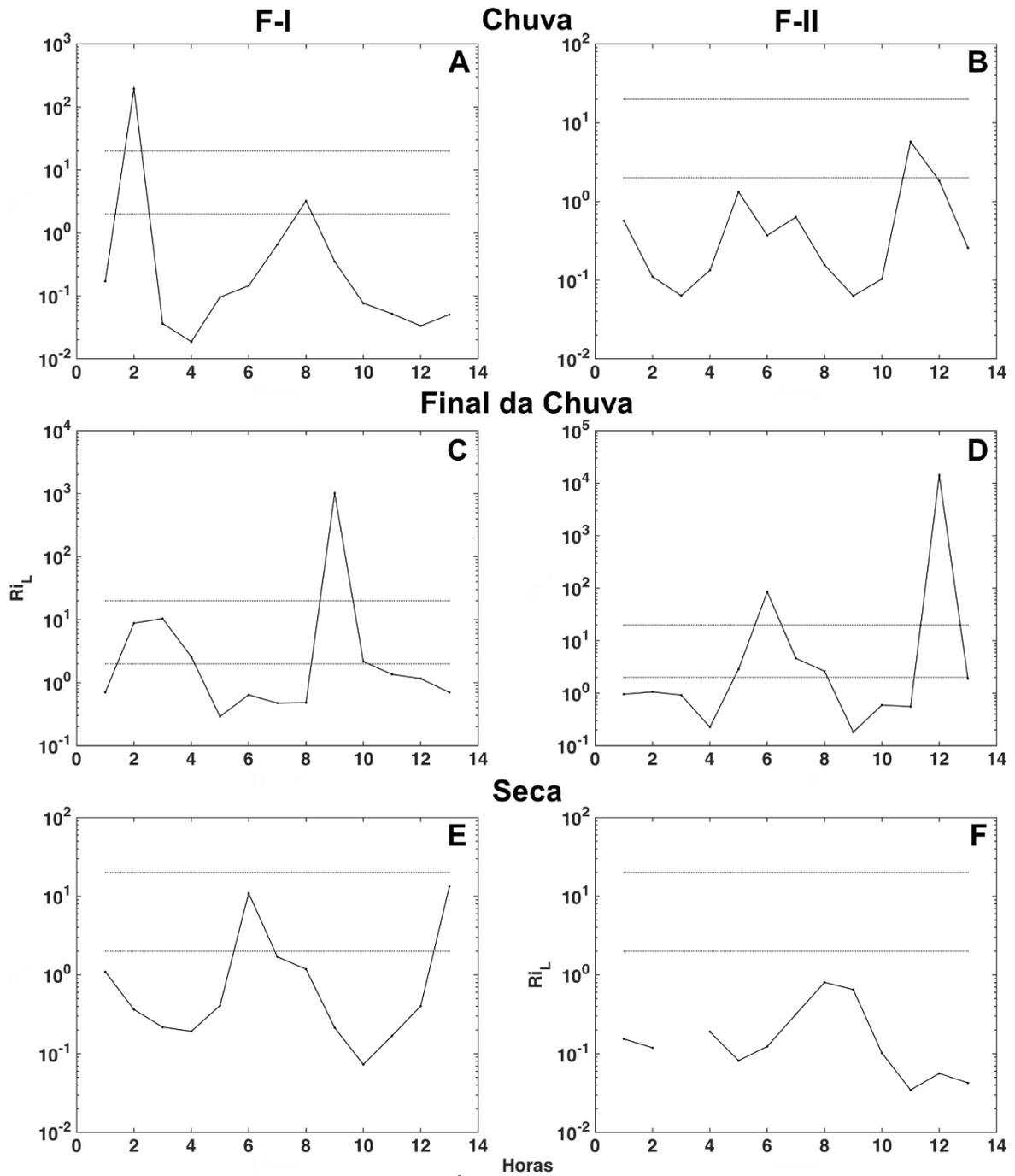


Figura 16: Variação temporal do número de Richardson por camada. Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

O CESM foi classificado durante todo o balanço hídrico positivo (período chuvoso e final do chuvoso) como do tipo 1a (bem misturado e fracamente estratificado), com um valor do parâmetro Ni igual a 1, onde a circulação gravitacional é praticamente inexistente e o transporte de sal estuário acima é realizado inteiramente pela difusão turbulenta.

Para o período de balanço hídrico negativo, a região do F-I foi classificada como do tipo 2a (parcialmente misturado e com fraca estratificação vertical), com um valor $Ni = 0,99$, onde a circulação gravitacional é praticamente inexistente e o transporte de substâncias estuário acima é basicamente realizado pela difusão turbulenta. O F-II foi classificada como do tipo 1a (bem misturado e fracamente estratificado), com um valor $Ni = 1$, na qual a difusão turbulenta é responsável inteiramente pelo transporte de sal estuário acima (Figura 17A - 17F).

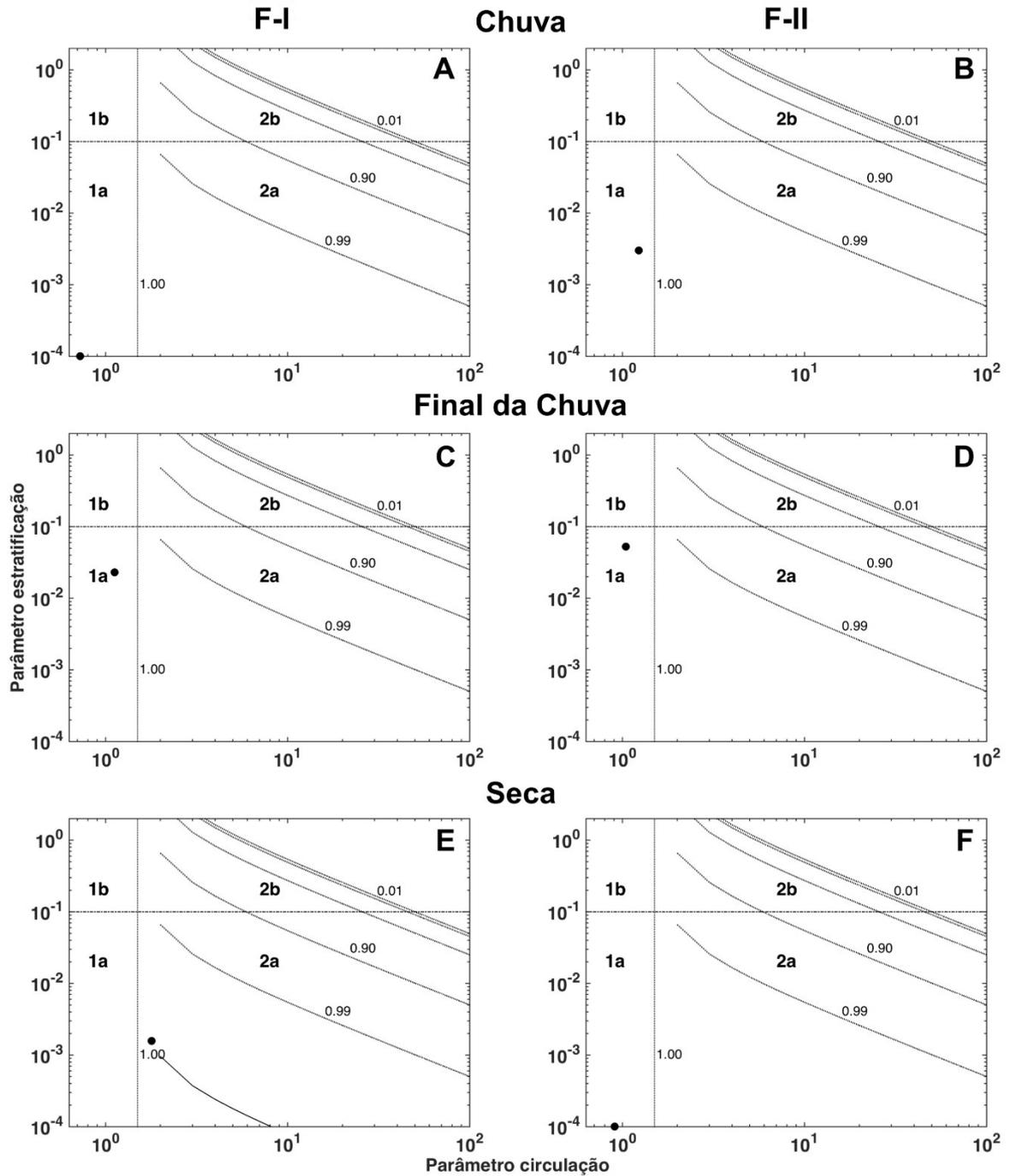


Figura 17: Diagrama Estratificação-Circulação de Hansen e Rattray (1966), com isolinhas do parâmetro Ni . Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

A anomalia da energia potencial durante o balanço hídrico positivo, ao longo do ciclo completo de maré (13 h), foi de $7,0 \times 10^{-6} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ em F-I, enquanto que em F-II foi de $1,8 \times 10^{-5} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Ao assumirmos um escoamento uniforme e uma extrapolação linear nas seções onde estão localizados F-I (15.200 m) e F-II (24.800 m), o potencial energético total (PET) de cada seção chega a ordem de 6 e 20 GWh ano⁻¹, respectivamente. Para o final do balanço hídrico positivo, ambas as regiões registraram valores médios da anomalia da energia potencial de $5,9 \times 10^{-5}$ e $9,4 \times 10^{-5} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Em se tratando do potencial energético para toda a seção dos dois fundeios neste período, foram obtidas estimativas de 38 GWh ano⁻¹ em F-I e de 89 GWh ano⁻¹ em F-II. No balanço hídrico negativo, as médias da anomalia da energia potencial foram de $1,1 \times 10^{-5}$ e $2,1 \times 10^{-6} \text{ J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, com o valor do potencial energético estimado para as duas seções de 6 GWh ano⁻¹ (F-I) e de 2 GWh ano⁻¹ (F-II).

Quanto ao potencial energético teórico (PET) baseado na energia cinética proveniente das correntes de maré deste ambiente, assumido escoamento uniforme e uma extrapolação linear nas seções dos fundeios. O PET durante o período chuvoso, realizado em maré sizígia, foi de 23 GWh ano⁻¹ (F-I) e 14 GWh ano⁻¹ (F-II). Para o final do período chuvoso, os valores do PET foram menores quando comparada ao da campanha anterior em função da maré realizada (Qd), com valores de 10 GWh ano⁻¹ (F-I) e 9 GWh ano⁻¹ (F-II). No período seco foram obtidos valores de 8 GWh ano⁻¹ para o (F-I) e 5 GWh ano⁻¹ para o (F-II).

Ao considerar um consumo médio por residência de 123,7 KWh mês⁻¹ (EPE/2017), e ao idealizarmos um percentual de eficiência das turbinas de 30 % dos PET calculados, pode-se sugerir que a região possui um potencial energético para abastecer entre 1.539 a 25.597 residências quanto a energia potencial extraída do CESM (Figura 18A). Em relação a energia cinética, as duas regiões juntas seriam capazes de abastecer entre 2.524 a 7.478 residências (Figura 18B).

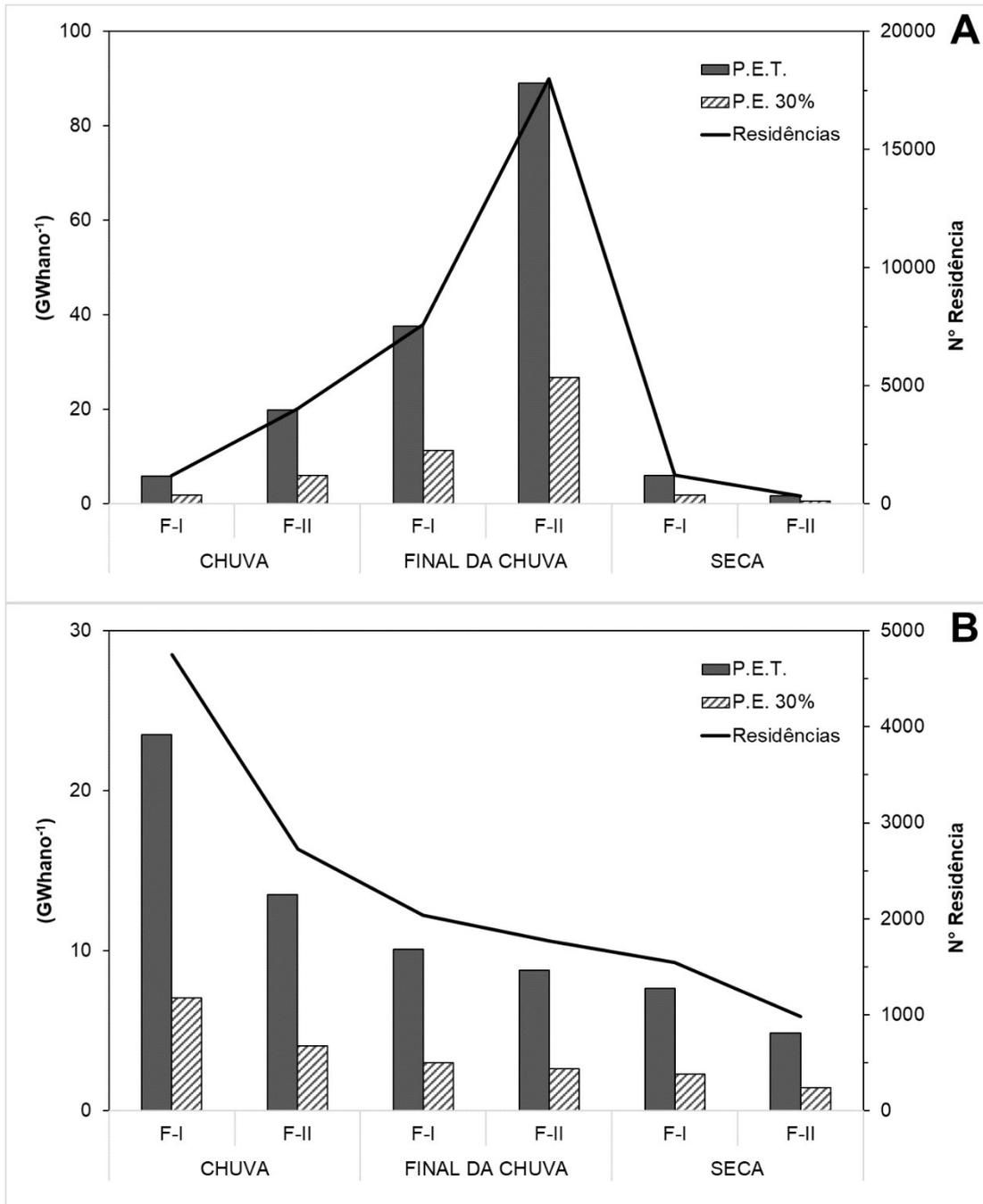


Figura 18: Barra em cinza refere-se ao potencial energético teórico (P.E.T.), barra hachurada ao potencial energético extraído pela turbina com eficiência de 30 % (P.E. 30 %) e a linha preta ao número de residências abastecidas. Energia Potencial (A) e Energia Cinética (B).

5.7 TRANSPORTE ADVECTIVO DE SAL

As principais parcelas responsáveis pelo transporte advectivo de sal (T_s) no período chuvoso foram a descarga fluvial e a deriva de Stokes. Na região do F-I, o valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré e a somatória das parcelas ($\approx -30,97 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) indicaram um transporte de sal estuário acima. As parcelas que contribuíram com o transporte de sal estuário acima foram: a deriva de Stokes ($-35,92 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e a corrente de maré ($-0,49 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), enquanto que a descarga fluvial ($5,56 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) suportou o transporte estuário abaixo (Figura 19A). Em F-II, o valor do transporte de sal integrado e o calculado através da somatória das parcelas foram de aproximadamente $18,16 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, indicando transporte de sal estuário abaixo, onde a descarga fluvial ($41,06 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) contribuiu com o transporte estuário abaixo e a deriva de Stokes com $-22,68 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, contribuiu com o transporte de sal estuário acima (Figura 19B).

No final do período chuvoso, as principais parcelas foram a descarga fluvial, a deriva de Stokes e a corrente de maré. Para a região do F-I, o valor integrado e a somatória das parcelas ($\approx 15,25 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) indicaram um transporte de sal estuário abaixo. A descarga fluvial ($4,84 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e a corrente de maré ($2,04 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) contribuíram com o transporte de sal estuário abaixo, enquanto que a deriva de Stokes ($-1,40 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) contribuiu com o transporte acima (Figura 19C). Já a outra região (F-II) teve um transporte de sal estuário acima durante o ciclo de maré estudado, o valor integrado e a somatória das parcelas foram de aproximadamente $-5,40 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. A parcela que contribuiu com o transporte estuário abaixo foi a descarga fluvial ($11,71 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), enquanto que a deriva de Stokes ($-11,02 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e a correlação de maré ($-6,05 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) contribuíram com um transporte orientado estuário acima (Figura 19D).

Assim como o período anterior, o T_s no período seco foi realizado principalmente pela descarga fluvial, deriva de Stokes e a corrente de maré. Em F-I, o transporte de sal integrado durante o ciclo de maré e a somatória das parcelas foram iguais a $2,84 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, indicando assim, um pequeno transporte de sal em direção a Plataforma Continental Adjacente (PCA). As parcelas que contribuíram com o transporte de sal estuário abaixo foram a descarga fluvial ($2,33 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e a corrente de maré ($0,90 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), enquanto que a deriva de Stokes ($-0,40 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) apresentou sentido oposto (Figura 19E). O F-II também apresentou transporte de sal em direção a PCA, com um valor integrado durante o ciclo de maré e o calculado através do somatório das parcelas advectivas e dispersivas iguais a $5,37 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. A descarga fluvial com o valor de $15,35 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, indicou um transporte estuário abaixo, enquanto que a deriva de Stokes com $-9,87 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, indicou um transporte orientado estuário acima (Figura 19F).

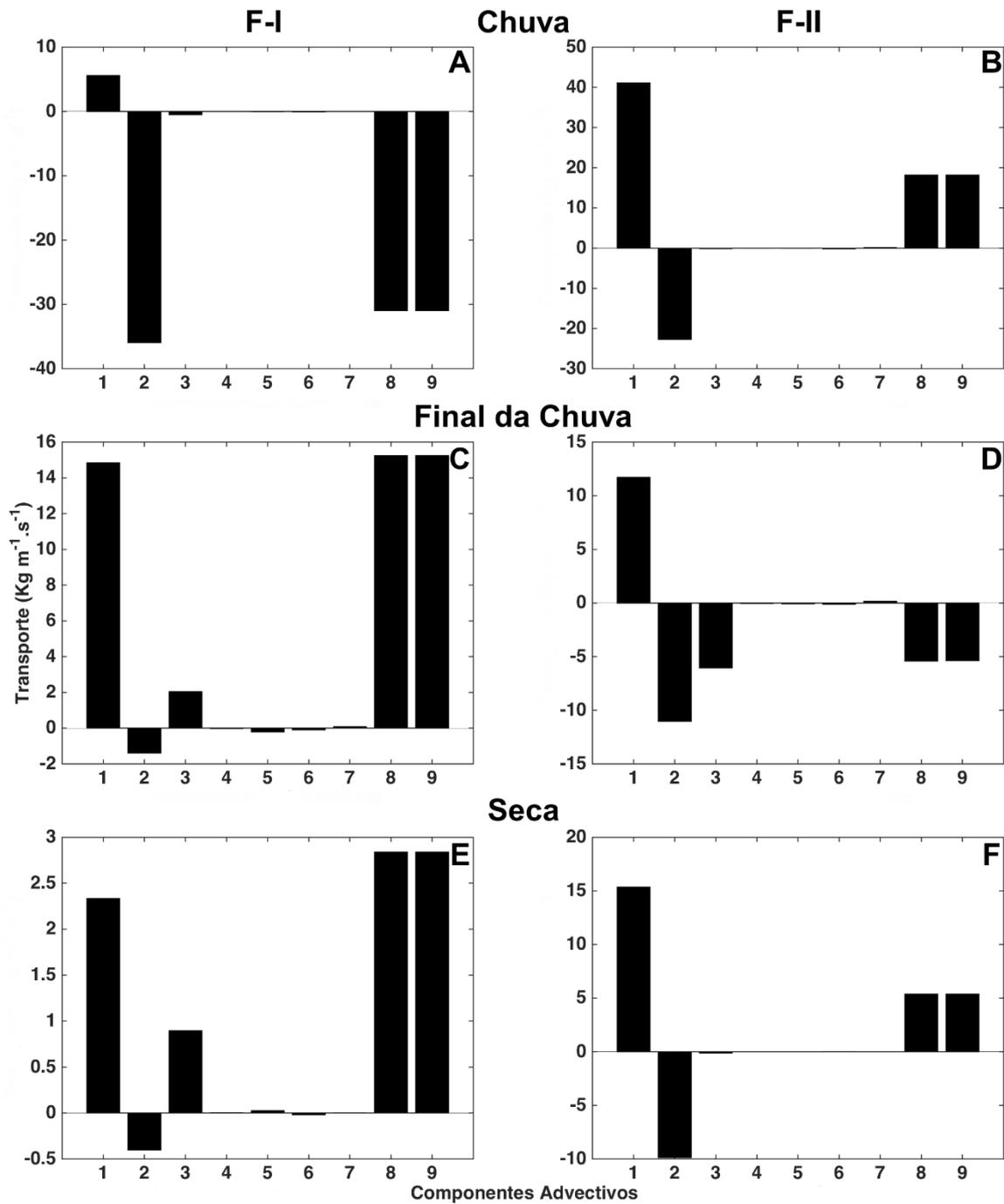


Figura 19: Componente do transporte advectivo de sal, associado às seguintes forçantes: Descarga fluvial (1); Deriva de Stokes (2); Correntes de maré (3); Circulação gravitacional (4); Difusão turbulenta (5); Dispersão da maré (6); e Circulação residual (7). A soma dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Os fundeios I (A) e II (B) referentes ao período chuvoso, os fundeios I (C) e II (D) referentes ao final do período chuvoso e fundeios I (E) e II (F) referentes ao período seco.

6 DISCUSSÕES

Os perfis de corrente longitudinais apresentaram um escoamento bidirecional ao longo de todo o estudo, mostrando uma grande influência da maré na circulação hidrodinâmica do Complexo Estuarino de São Marcos (CESM). Tais resultados, mostraram uma diferença de até 23 % (estação seca) entre as máximas das regiões (F-I > F-II) e entre as velocidades de correntes de enchente ($u < 0$) e vazante ($u > 0$), além de indicarem uma superioridade das intensidades de vazante para o ambiente. No período chuvoso, os perfis da velocidade em F-I apontaram comportamento simétrico e com intensos valores (-1,40 a 1,38 m s⁻¹), enquanto que em F-II foi observado uma leve assimetria de 9 % entre as correntes (-1,18 a 1,30 m s⁻¹). Durante o final do período chuvoso, devido ao aumento das descargas fluviais no CESM, foram notadas as maiores diferenças entre as máximas, sendo 38 % (-0,82 a 1,33 m s⁻¹) no F-I e 20 % (-0,92 a 1,17 m s⁻¹) no F-II. Com a diminuição dos fluxos fluviais no período seco, foram observadas correntes de enchente e vazante mais simétricas do que a campanha anterior, com diferenças de 8 % (-1,02 a 0,94 m s⁻¹) e 6 % (-0,78 a 0,83 m s⁻¹) em F-I e F-II, respectivamente.

Basicamente, foram verificadas reduções das intensidades da componente longitudinal estuário acima, provavelmente atreladas ao atrito lateral e de fundo, uma vez que a batimetria do CESM reduz estuário acima, somadas as desigualdades entre larguras da seção transversal onde os fundeios foram realizados (F-I < F-II). De acordo com Miranda, Castro e Kjerfve (2002), um afinilamento do canal do estuário resulta em um aumento das correntes do ambiente (Teorema de Bernoulli), certamente explicando a redução da componente longitudinal estuário acima. A assimetria entre as correntes de enchente e vazante também foram descritas em outros estuários de meso e macromaré (BEZERRA; ROSÁRIO; ROLLNIC, 2011; CAVALCANTE; MIRANDA; MEDEIROS, 2017; MIRANDA *et al.*, 2006), onde tais desigualdades foram associadas as descargas fluviais, que intensificaram as correntes de vazante neste ambiente. Além disso, tal assimetria também pode estar atrelada as planícies de maré do CESM, pois essas estruturas geomorfológicas podem contribuir para a intensificação das correntes de vazante nos ambientes costeiros (BOON; BYRNE, 1981; SPEER; AUBREY, 1985).

De modo geral, os perfis médios da componente longitudinal da velocidade nas regiões dos fundeios mostraram movimentos unidirecionais (estuário abaixo), ou seja, em que as correntes de vazante predominaram sobre as de enchente. Esses movimentos são característicos de estuários bem misturados, com exceção da região do F-I na estação seca, que mostrou um fluxo estuário acima na superfície. Os valores residuais próximos de zero obtidos neste estudo,

sugerindo um balanço de água nulo no período analisado. No entanto, tais resultados sugerem um transporte de sedimento estuário abaixo associado a pequena superioridade das correntes de vazante ao longo do ano no CESM, corroborando com os estudos realizados por Dias *et al.* (2016), Andutta *et al.* (2013), Medeiros e Kjerfve (2005) e Nzualo, Gallo e Vinzon (2018), evidenciando assim, a importância da dinâmica de maré para este ambiente. Segundo Medeiros e Kjerfve (2005), as correntes residuais apresentam grande papel no transporte de sal e sedimento, apesar de terem ordem de grandezas inferiores as correntes de maré instantâneas, uma vez que o transporte de sedimento é dependente da diferença entre a intensidade e duração das correntes de maré vazante e enchente (DRONKERS, 1986). A intensificação dos ventos de NE-E (Nordeste-Leste) durante o período seco, pode ter gerado uma intensificação das correntes de enchente, notado na camada superficial do perfil médio (F-I). Cavalcante, Miranda e Medeiros (2017) também constataram uma intensificação das correntes de enchente associada a atuação dos ventos (SE-NW) no estuário do rio São Francisco.

Ao avaliarmos as variáveis de estado do presente estudo, podemos observar que, a temperatura foi quase constante durante todo o período analisado, com valores variando entre 27,9 a 30,5 °C. Foi observado um ligeiro aquecimento das águas durante o mês de junho (final do período chuvoso) quando comparado ao mês de fevereiro (período chuvoso), além de um leve resfriamento durante o mês de novembro (período seco). Essas diferenças reportadas anteriormente, podem estar associadas ao aumento/redução dos fluxos fluviais no sistema estuarino, uma vez que águas continentais são devidamente mais quentes do que as marinhas. Em um estuário tropical da Malásia, Fatema, Maznah e Isa (2014) verificaram um leve aumento da temperatura durante o período chuvoso e um efeito inverso durante o período seco. Contudo, deve-se ressaltar que os perfis de temperatura praticamente não apresentam grandes variações, estando em conformidade com os dados apresentados para outros estuários do litoral brasileiro (BEZERRA; ROSÁRIO; ROLLNIC, 2011; CAVALCANTE; MIRANDA; MEDEIROS, 2017; FREITAS; MENEZES; SCHETTINI, 2015; MIRANDA; BÉRGAMO; CASTRO, 2005).

Em relação a salinidade, obteve-se perfis bem misturados ao longo de todo o estudo, onde uma diferença considerável entre as campanhas realizadas nos diferentes períodos do ano e uma pequena distinção entre os fundeios (F-I e F-II), em uma mesma estação climática. Durante o período chuvoso, foram observados elevados valores de salinidade em ambos os fundeios, cuja variação foi de 32,7 a 35,5 g kg⁻¹, com os máximos valores observados em F-I. Diferenciando-se da campanha anterior, o final do período chuvoso apresentou salinidade características de águas estuarinas, com valores variando entre 16,0 a 26,6 g kg⁻¹. A partir desses

dados relatados, nota-se uma maior influência dos fluxos fluviais no sistema estuarino durante o mês de junho (final da chuva) do que em fevereiro (mês com elevada precipitação pluviométrica em São Luís), logo podemos sugerir que isto é fruto do atraso do volume hídrico precipitado sobre as bacias hidrográficas em alcançarem o CISM. Já o período seco, atrelado a diminuição dos fluxos fluviais da região, apresentaram valores de salinidade variando entre 33,3 a 34,6 g kg⁻¹, com máximas presentes em F-I e mínimas em F-II.

Ressalta-se que mesmo em um mês (fevereiro) referente à estação chuvosa do CISM ter ocorrido precipitação acima da média histórica em 2017 (350 mm – 14 % da normal climatológica), o fluxo fluvial não foi observado nesta campanha, denotando um atraso temporal entre a precipitação e a efetivação da formação da descarga fluvial. Portanto, sendo necessários mais estudos para melhor compreensão sobre esse atraso observado, de forma a auxiliar os modelos matemáticos computacionais em novos prognósticos. O relatório do Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2018) relata que a mudança do uso dos solos das bacias de drenagem pode gerar mudanças negativas aos rios da faixa equatorial, assoreando os mesmos, minimizando a efetivação das descargas fluviais e gerando prejuízos irreversíveis a ecologia dos mesmos.

Com base no espalhamento dos pares *TS* desse estudo, no período chuvoso, constatou-se a presença de uma massa de água costeira (AC) ao longo das 13 horas de amostragem nos dois fundeios, estando restritas as isopicnais maiores que 20 ($\sigma_t > 20$), devido ao pequeno volume de água doce encontrado no sistema estuarino. No final do período chuvoso, foi observado um aumento dos volumes fluviais no sistema estuarino, com a presença de uma massa de água de rio (AR) nas isopicnais menores que 16 ($\sigma_t < 16$), mostrando a competência das bacias de drenagem em diluírem a AC presente neste ambiente. Durante o período seco, verificou-se o avanço de água marinha continente adentro, em função da minimização das precipitações pluviométricas sobre bacias de drenagem, que resultam em uma diminuição do volume de água doce para o sistema estuarino, permitindo assim a intrusão de sal estuário acima, no caso a massa de água AC ($\sigma_t > 20$) (Figura 20).

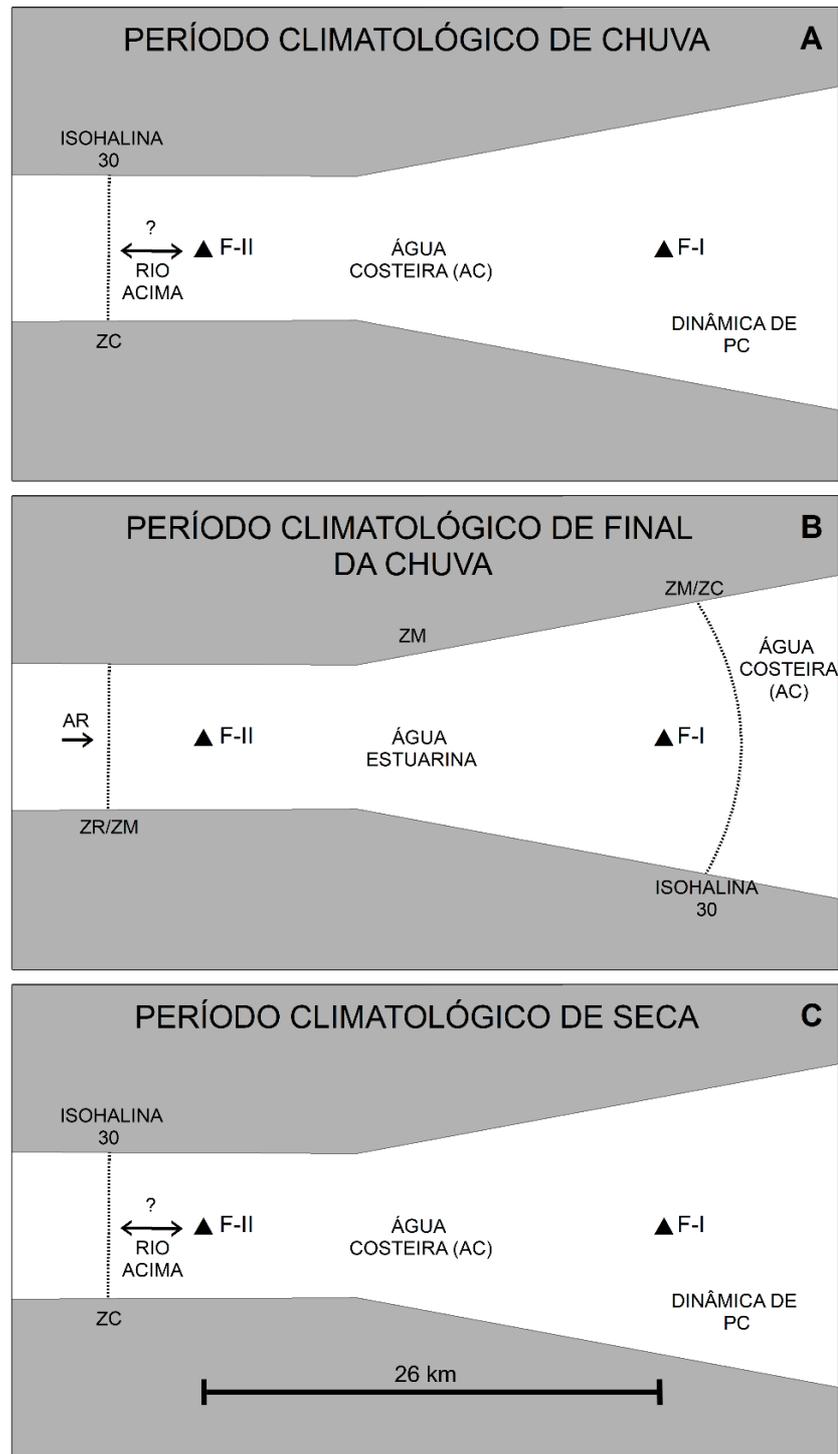


Figura 20: Diagrama conceitual dos cenários apresentados para a distribuição longitudinal da salinidade no CESM. O período climatológico de chuva em (A), o final da chuva em (B) e a seca em (C). PC - Plataforma Continental; ZC - zona costeira; ZR - zona de maré do rio; ZM - zona de mistura; AR - água de rio.

A variabilidade sazonal das propriedades termohalinas do presente estudo, já foram observadas anteriormente na região por Lefèvre *et al.* (2017), que encontraram salinidade menores ($S < 29 \text{ g kg}^{-1}$) durante os meses de maio a julho e uma elevação da salinidade

($S > 31 \text{ g kg}^{-1}$) durante os meses de setembro a março, atrelando tal variação ao regime pluviométrico local. Outros trabalhos realizados na região (MAIA, 2018; SILVA JUNIOR, 2017), mostraram a presença de água estuarina (maré baixa) e água costeira (maré alta) durante o período seco (setembro de 2015 e 2017). No estuário de Itamaracá - Pernambuco (MEDEIROS; KJERFVE, 2005) e em Merbok na Malásia (FATEMA; MAZNAH; ISA, 2014), foram observadas as menores salinidades no período chuvoso, resultado do maior aporte fluvial, enquanto que no período seco foram obtidas as maiores salinidades, associadas ao menor aporte fluvial, facilitando a intrusão de massas de água oriundas da plataforma continental. A distribuição apresentada nesse trabalho é uma clássica distribuição de massas de água em sistemas estuarinos, como descrita por Miranda, Castro e Kjerfve (1998 e 2002).

Associado a estes cenários, as concentrações de MPS apresentaram grande variação sazonal ao longo do estudo, cuja concentrações variaram de 20 a 1120 mg l^{-1} , com as maiores concentrações junto ao fundo. Uncles, Stephens e Smith (2002) notaram que estuários com grandes amplitudes de maré (macromaré), geralmente, contém elevadas concentrações de material particulado em suspensão, variando entre 100 a 1000 mg l^{-1} , quando comparados as regiões de regime de micromaré. Em função dos sedimentos finos fracamente consolidados serem transportados na coluna de água no momento em que as correntes de maré atingem um valor crítico e o processo de suspensão é intensificado com o aumento das velocidades de corrente (CREUTZBERG; POSTMA, 1979; DRONKERS, 2013). No entanto, a carga de sedimento pode responder mais fortemente a variação da maré próximo aos instantes de estofas do que nos momentos de velocidades máximas (DRONKERS, 1986), de tal forma que isso foi percebido em alguns episódios no presente estudo (maré baixa).

Ao compararmos o presente trabalho com outros realizados no CESM (SANTOS, 2018b; SILVA, 2016), foram encontrados valores significativamente próximos. Além disso, as altas concentrações de MPS corroboram com valores obtidos em outros estudos realizados em estuários com regimes de macromaré, como no estuário do rio Fly na Papua Nova Guiné (SALOMONS; EAGLE, 1990; WOLANSKI; KING; GALLOWAY, 1995) e no estuário de Weser na Alemanha (UNCLES; STEPHENS; SMITH, 2002). Em relação as concentrações de MPS obtidas entre as campanhas, foi notado um aumento significativo do MPS com a perda de competência por parte do fluxo fluvial de 49,4 e 39,1 % para os fundeios (F-I) e (F-II), respectivamente. O fato de termos observado as maiores concentrações no balanço hídrico negativo em relação aos demais períodos, somado ao pequeno fluxo fluvial desta campanha, suporta-se a hipótese de que o sedimento depositado no CESM durante o fim do período

chuvoso acaba sendo retrabalhado no período seco. Santos (2018a) notou um aumento das concentrações de MPS no Complexo Estuarino Arraial-São José (MA), em resultado de uma maior atuação da onda de maré, que afeta a circulação devido a força de gradiente de pressão baroclínica, criando uma convergência de fluxo de sedimentos na zona de mistura, o que sugere a existência de uma possível zona de máxima turbidez, por um armazenamento hidráulico do MPS.

Vários estudos têm constatado um aumento da ocorrência de zonas de hipóxia ($OD < 61 \mu\text{mol kg}^{-1}$ – Yin, Lin e Ke, 2004) nas áreas costeiras ao redor do mundo (COOPER, 1995; DIAZ *et al.*, 1992; KUO; NEILSON, 1987; RABALAIS *et al.*, 1999; WELSH; ELLER, 1991), associadas a um aumento das cargas de nutrientes oriundas da agricultura e efluentes (domésticos e industriais), que resultam na eutrofização dos ambientes costeiros (CLOERN, 2001; NRC, 2000). No entanto, o CESM diferiu de tais trabalhos, apresentando elevadas concentrações do oxigênio dissolvido (OD) com valores sempre superiores a $195 \mu\text{mol kg}^{-1}$, apesar de suas elevadas concentrações de MPS e matéria orgânica dissolvida/particulada derivados principalmente dos manguezais (CORRÊA *et al.*, 2019). Tais valores estiveram associados provavelmente a intensa mistura vertical do ambiente (turbulência), que acaba gerando uma intensa troca gasosa entre a atmosfera e toda a coluna d'água, somada a uma grande influência de massas de água da PCA no CESM, que comumente são mais oxigenadas. Vale ressaltar que, elevadas concentrações de MPS reduzem a penetração de luz diminuindo a zona eufótica, o que conseqüentemente afeta os organismos fotossintetizantes. Entretanto, como neste estudo não analisamos a qualidade do MPS (orgânico ou inorgânico), sugere-se a presença de organismos autotróficos (microalgas) que podem fazer parte do MPS, justificando assim as suas elevadas concentrações. Todavia, ressalta-se a necessidade de se realizar estudos futuros para o conhecimento sobre a estrutura da comunidade fitoplanctônica da coluna d'água por meio de técnicas mais sofisticadas, como a citometria de fluxo, para auxiliar no entendimento do metabolismo do CESM.

As concentrações de OD sempre estiveram acima dos limites estabelecidos pela resolução Conama (Resolução N.º 357, de 17 de março de 2005). Os limites mínimos exigidos para a prevenção do equilíbrio da biota aquática (Classe I) é de $152,5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para águas salobras/estuarinas ($0,5 < S < 30 \text{ g kg}^{-1}$) e de $182,9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para águas salinas/marinhas ($S > 30 \text{ g kg}^{-1}$). Enquanto que para o uso de pesca amadora (Classe II), é de $122,5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para águas salobras/estuarinas ($0,5 < S < 30 \text{ g kg}^{-1}$) e de $152,5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para águas

salinas/marinhas ($S > 30 \text{ g kg}^{-1}$), sendo usado os limites estabelecidos para águas salobras e salinas em função da variação sazonal da salinidade neste ambiente (Tabela 2).

Tabela 2: Concentrações mínimas de oxigênio dissolvido ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) ao longo do estudo, com os valores mínimos exigidos pelo órgão regulador Conama (Resolução N.º 357/2005) para águas salobras ($0,5 < S < 30 \text{ g kg}^{-1}$) e salinas ($S > 30 \text{ g kg}^{-1}$) segundo as Classes de uso I e II.

		CAMPANHA		
REGIÃO		Chuva	Final da Chuva	Seca
F-I	Mínima	204,0	206,1	211,7
	Classe I	> 182,9	> 152,5	> 182,9
	Classe II	> 152,5	> 122,0	> 152,5
F-II	Mínima	195,7	207,3	212,0
	Classe I	> 182,9	> 152,5	> 182,9
	Classe II	> 152,5	> 122,0	> 152,5

Embora não tenha existido diferença significativa nas concentrações de OD entre as regiões dos fundeios, foram verificadas fortes variações ao longo das 13 horas amostradas. Uma vez que fatores, como, concentrações dos MPS, atividade biológica (respiração e fotossíntese), degradação da matéria orgânica e propriedades termohalina e a possível presença de organismo autotróficos, afetam a concentração deste gás (OD) nos ambientes aquáticos (SATPATHY *et al.*, 2010). De certa maneira, os valores de oxigênio dissolvido obtidos no CESM nas regiões estudadas, estavam sob influência marinha, visto que na maioria dos casos, a camada superficial dos oceanos são bem oxigenadas ($200 < OD < 300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) (ABELL; EMERSON; KEIL, 2005; DEUTSCH; EMERSON; THOMPSON, 2005, 2006; EMERSON *et al.*, 1995; JENKINS; GOLDMAN, 1985; SPITZER; JENKINS, 1989).

As variações da velocidade longitudinal média lideraram as oscilações da superfície livre ao longo dos ciclos de maré estudados, com as velocidades máximas de vazante e enchente ocorrendo antes da maré baixa e alta, respectivamente. As defasagens no período chuvoso foram de 2 horas (F-I) e 1-2 horas (F-II), no final do período chuvoso foram observadas defasagens de 4 horas (F-I) e 1-2 horas (F-II), enquanto no período seco foram notadas defasagens de 3 horas (F-I) e 1 hora (F-II). Essa diferença acentuada de fase entre as porções superior (F-I) e inferior (F-II), deve estar atrelada à assimetria da condição de contorno deste ambiente, uma vez que a onda de maré é gradativamente modificada pela geometria do sistema estuarino (DYER, 1995; PRANDLE, 2003). Como a maré ao se propagar no estuário, a inércia da massa de água é balanceada pela força de gradiente de pressão, devido à inclinação da coluna água associada ao atrito de fundo. Em canais mais profundos, o *momentum* é maior, quando

comparado as áreas mais rasas, resultando em diferenças de fase entre a oscilação da maré e corrente, com a reversão das correntes ocorrendo antes nas áreas mais rasas (FISCHER *et al.*, 2013).

Em relação a variação da oscilação da superfície livre com a salinidade média, foi observado em geral, que a variação da superfície livre liderou a salinidade média em todas as campanhas, com uma defasagem de aproximadamente 1 hora. De acordo com os resultados, podemos deduzir que a velocidade média liderou a salinidade ao longo de todo o estudo, com os valores extremos de velocidade ocorrendo antes dos extremos de salinidade. Esses resultados estão de acordo com os observados por Cavalcante, Feary e Kjerfve (2013), Santos (2018) e Wolanski King e Galloway (1997), nos quais foram observados valores de defasagens similares a este estudo, com atrasos de 2 a 3 horas para os picos de velocidades e salinidades médias.

Os padrões de variação do Ri_L apresentados em (F-I) e (F-II) nos períodos analisados, indicaram que a turbulência foi efetiva para gerar a mistura vertical na maior parte do tempo ($Ri_L < 2$). Dias *et al.* (2016) e Freitas, Menezes e Schettini (2015) encontraram este mesmo comportamento para dois estuários do litoral cearense durante o período seco, onde a maior atuação da maré gerou instabilidade vertical. No estuário do rio Caeté - Pará, Cavalcante, Feary e Kjerfve (2013) observaram a mesma condição de alta instabilidade vertical, com momentos de alta estabilidade vertical, associados aos instantes de estofa de maré, que efetivamente aumentam a estratificação vertical da coluna d'água (RALSTON; STACEY, 2005b).

Os valores do número de Richardson por Camada, neste estudo, foram condicionados principalmente pela velocidade das correntes, condições também observadas por Dyer (1982), sugerindo dessa forma, que a propagação da onda longa de gravidade ocorre de forma intensa no CESM, influenciando diretamente na instabilidade vertical da coluna de água.

Com base no diagrama estratificação - circulação de Hansen e Rattray (1966), o CESM foi classificado como um estuário bem misturado e fracamente estratificado (tipo 1a) em praticamente todas as condições de amostragem, com o percentual relativo dos processos difusivo e advectivo para o transporte de sal estuário acima de 100 % (parâmetro $Ni = 1,00$), indicando uma mistura inteiramente gerada pela difusão turbulenta. Os dados e a classificação aqui apresentados, corroboram com os resultados encontrados por Bezerra *et al.* (2011), Freitas, Menezes e Schettini (2015) e Pereira *et al.* (2010), que apontaram a difusão turbulenta como o principal mecanismo responsável para o transporte de sal e outras substâncias nos estuários analisados. A classificação do tipo 1a é típica de estuários forçados predominantemente pela

maré, tendo a contribuição fluvial um papel secundário ou irrelevante (DYER, 1997; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002). De acordo com Dyer (1977), a amplitude de maré em estuários bem misturados é grande o suficiente para proporcionar a homogeneização vertical, e a onda de maré se propaga por grandes distâncias estuário acima. No CESM, devido suas a característica topográfica associado com seu regime de macromaré, resultam na presença do fenômeno da Pororoca na foz do rio Mearim, a 120 km do oceano (KJERFVE; FERREIRA, 1993).

Somente a região do F-I no período seco foi classificada como do tipo 2a (parcialmente misturado e com fraca estratificação vertical), com valores de $Ni = 0,99$, indicativos que o estuário está próximo da fronteira entre os tipos 1a e 2a, assim como o observado por Cavalcante, Feary e Kjerfve (2013), Dias *et al.* (2016), Miranda, Bergamo e Castro (2005) e Santos (2018a), que observaram uma mistura quase na totalidade gerada pela difusão turbulenta. Apesar do CESM ter sido classificado no geral como do tipo 1a, foi possível observar comportamentos diferenciados entre (F-I) e (F-II) nos períodos sazonais amostrados, principalmente na componente longitudinal e salinidade discutidos acima.

Os valores da Anomalia da Energia Potencial corroboraram com o número de Richardson por camada e com as classificações do diagrama de estratificação - circulação, onde foram observados valores próximos de zero, deduzindo que o CESM se mostrou verticalmente bem uniforme ao longo de todo o estudo. Resultados esses que, se assemelham com os valores observados por Santos (2018a) no Complexo Estuarino Arraial-São José (MA), que encontrou valores de anomalia de energia potencial em uma mesma ordem de grandeza, enquanto diferem em três ordens de grandeza dos valores observados por Andutta *et al.* (2013) no estuário do Rio Peruípe - Bahia. Mesmo considerando que apenas uma parte do potencial energético teórico possa ser extraído das regiões do CESM, a maremotriz é enxergada como uma fonte alternativa de energia renovável para a região, uma vez que o referido complexo estuarino está localizado próximo a um grande centro consumidor de demanda energética do Estado (Região Metropolitana de São Luís). Além do mais, a implantação de pequenas fazendas de turbinas de maremotrizes dentro do CESM, não iriam resultar em grandes impactos ambientais, evitando assim a implantação de novas usinas termoelétricas (diesel e/ou carvão mineral) na região.

Embora não tenha havido mudanças na classificação do tipo de estuário, foram observadas diferenças significativas no transporte advectivo de sal e um não balanceamento das parcelas, revelando a sensibilidade do CESM quanto a descarga fluvial e maré ao longo do estudo. Em todos os fundeios nos períodos analisados, as parcelas dominantes foram a descarga

fluvial e deriva de Stokes, com comportamento antagônico entre elas, ou seja, a descarga fluvial com o transporte estuário abaixo e a deriva de Stokes com sentido estuário acima. Com base nos termos (8), que é soma das parcelas (1 a 7), e no (9) que é o transporte total de sal integrado no ciclo de maré, verificou-se que não houve assimetria entre os valores obtidos entre as equações (19) e (23), confirmando que os vários termos omitidos na equação (23) são insignificantes no transporte advectivo de sal do CESM.

Para o período chuvoso, a região do F-I apresentou um transporte de sal estuário acima, associado à deriva de Stokes (2), que correspondeu a 85 % de todo o transporte de sal, sendo um importante mecanismo importador, que favoreceu a intrusão de sal estuário acima. Por outro lado, a região do F-II se comportou como um ambiente exportador de sal, atrelado a descarga fluvial (1), que correspondeu a 64 % do transporte de sal nessa região, seguida pela deriva de Stokes (35 %), que contribuiu com o transporte de sal estuário acima.

No final do período chuvoso, observou-se uma diminuição da deriva de Stokes em F-I, com um aumento de sua parcela advectiva atrelada a descarga fluvial, que correspondeu a 79 % do transporte de sal, portanto atuando como um ambiente exportador. Apesar do termo fluvial ter reduzido sua participação em F-II, ainda correspondeu a grande parte do transporte (40 %), entretanto, foi observado um significativo aumento dos termos que contribuíram com transporte estuário acima, como a deriva de Stokes (38 %) e a corrente de maré (21 %), mostrando que o fundeio atuou com uma ambiente importador de sal.

Para o período seco, em ambas as regiões, foi observado um pequeno transporte de sal estuário abaixo, ou seja, as regiões se comportaram como exportadoras de sal, sendo a descarga fluvial a principal parcela que advectou o sal para fora do CESM, representando 63 % e 61 % de todo o transporte de sal para F-I e F-II, respectivamente. A deriva de Stokes continuou com o sentido estuário acima, contribuindo com 11 % e 39 % do transporte de sal, contrabalanceando a descarga fluvial.

Ao longo do estudo, a inversão de sentido atribuída ao transporte de Stokes pode ser associada às forças de atrito por ela produzidas e à geometria complexa do CESM, uma vez que, para o cálculo do transporte advectivo de sal ao longo de um canal estuarino, o sistema deve ser teoricamente aproximado para um estuário ideal (com geometria simples e sem atrito) em condições estacionárias. Valores negativos desta componente foram observados por Cavalcante, Feary e Kjerfve (2013), Cavalcante, Miranda e Medeiros (2017), Hunkins (1981),

Miranda, Bergamo e Castro (2005) e Miranda, Bergamo e Silva (2006), os quais confirmaram o transporte de sal estuário acima.

Predominantemente a componente atrelada a correlação de maré é orientada estuário abaixo (FISCHER *et al.*, 2013), no entanto, em grande parte dos fundeios realizados no CESM, o termo (3) desempenhou um papel diferenciado, com transporte de sal estuário acima quando a defasagem entre os picos de $u(t)$ e $S(t)$ foram de aproximadamente 1 a 2 horas, mas apresentou comportamento normal (estuário abaixo) em períodos de defasagem maiores. Trabalhos realizados em outros estuários (CAVALCANTE; FEARY; KJERFVE, 2013; CAVALCANTE; MIRANDA; MEDEIROS, 2017; KJERFVE, 1986; MIRANDA; BÉRGAMO; CASTRO, 2005), também observaram a variabilidade deste termo.

No geral, a deriva de Stokes e a correlação de maré foram mascaradas pela descarga fluvial ao longo do CESM, parcela essa que minimizou o transporte das demais parcelas na região. De fato, a descarga do rio é um importante mecanismo que afeta significativamente os fluxos estuários abaixo, desempenhando um papel importante no balanço de sal nos estuários (DYER, 1995; MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 1998a). A predominância da descarga fluvial no transporte de sal também foi observado em outros estuários (ANDUTTA, 2006; CAVALCANTE; FEARY; KJERFVE, 2013; CAVALCANTE; MIRANDA; MEDEIROS, 2017; MIRANDA *et al.*, 2006; MIRANDA; BÉRGAMO; CASTRO, 2005), sendo determinante na direção do fluxo de sal destes ambientes.

7 CONCLUSÕES

Baseado nas observações realizadas no Complexo Estuarino de São Marcos (CESM) durante esse estudo, que abrangeu a variabilidade climática da região para o ano de 2017, constatou-se uma variabilidade temporal e espacial na hidrodinâmica local e no campo de massa sobre diferentes condições de maré e fluxos fluviais, para esse ambiente com regime de macromaré (Figura 21).

A circulação hidrodinâmica ao longo do experimento mostrou que ambas as regiões estudadas (F-I e F-II) apresentaram escoamento bidirecional, com pequeno domínio das correntes de vazantes e intensas correntes ao longo das 13 horas em função da grande amplitude de maré. Notou-se uma redução das intensidades das correntes estuário acima (F-I > F-II), sendo este comportamento atribuído ao afunilamento da geomorfologia local em F-I.

As variáveis termohalinas observadas no CESM, exibiram um comportamento bem misturado verticalmente com pequena variação ao longo do ciclo de maré. Em geral, os valores de temperatura se mantiveram constantes durante todo o estudo, enquanto que foi observada uma maior variação da salinidade, sendo esta associada à descarga fluvial oriunda da bacia de drenagem no fim da estação chuvosa. Águas tipicamente salinas durante os meses de fevereiro (climatologicamente chuvoso) e novembro (climatologicamente seco) e águas salobras durante junho (final da chuva), denotam um atraso temporal da razão chuva/vazão. A análise dos índices termohalinos indicam a presença de duas massas de água no CESM, a Água de Rio (AR) e a Água Costeira (AC).

O CESM apresentou elevadas concentrações de material particulado em suspensão ($MPS_{\text{méd}} > 230 \text{ mg l}^{-1}$) para o ano de 2017. A modulação da maré combinada à descarga fluvial influenciou as altas concentrações de MPS, tendo as correntes de maré do ambiente como o principal fator controlador da circulação e ressuspensão dos sedimentos na região. Apesar da tendência global de redução dos níveis de OD em ambientes costeiros e marinhos, o presente estudo apresentou elevadas concentrações ($OD_{\text{mín}} > 195 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) em toda a coluna d'água e dentro dos limites pré-estabelecidos para águas estuarinas e salinas pelo órgão fiscalizador ambiental (CONAMA).

A mistura das massas de água (AR e AC) se traduziu em um comportamento de instabilidade vertical (Ri_L), com momentos de moderada a alta estabilidade vertical na coluna d'água, sendo possivelmente as correntes de maré o principal agente gerador de instabilidade da região. Corroborando com os valores de Ri_L , os resultados do diagrama de estratificação-

circulação caracterizaram o CESM com um ambiente bem misturado e pouco estratificado (tipo 1a) durante quase todo o estudo, onde a difusão turbulenta foi o processo dominante no transporte de sal estuário acima, estando de acordo com o fluxo unidirecional dos perfis médios da velocidade.

As estimativas de potencial energético, a partir da energia fornecida pela oscilação de maré (energias cinética e potencial) no CESM, são promissoras em ambos os fundeios, e apontam a possibilidade da geração de energia por meio de uma fonte renovável, sendo esta uma alternativa sustentável às fontes energéticas convencionais existentes na região. Essa fonte alternativa seria capaz de atender a alta demanda de energia elétrica exigida pelo complexo portuário e industrial adjacentes, além de suprir as necessidades energéticas do Estado para o uso residencial.

Para o transporte advectivo de sal, a descarga fluvial foi a componente mais significativa, geralmente contrabalanceada pela deriva de Stokes, com a correlação de maré variando seu sentido em função da defasagem entre os picos de $u(t)$ e $S(t)$. A deriva de Stokes se mostrou um importante mecanismo exportador de sal neste estuário de macromaré, podendo ser um dos principais responsáveis pela intrusão salina no CESM.

Embora o presente estudo não tenha realizado longas séries temporais (sazonal, interanual e decadal) abrangendo vários ciclos de maré (quadratura e sizígia) no CESM, consideramos que o esforço amostral representou um grande passo para o entendimento das mudanças que ocorrem no transporte hidrodinâmico e de materiais em estuários de macromaré localizados na interface da Amazônia e do Semiárido brasileiro.

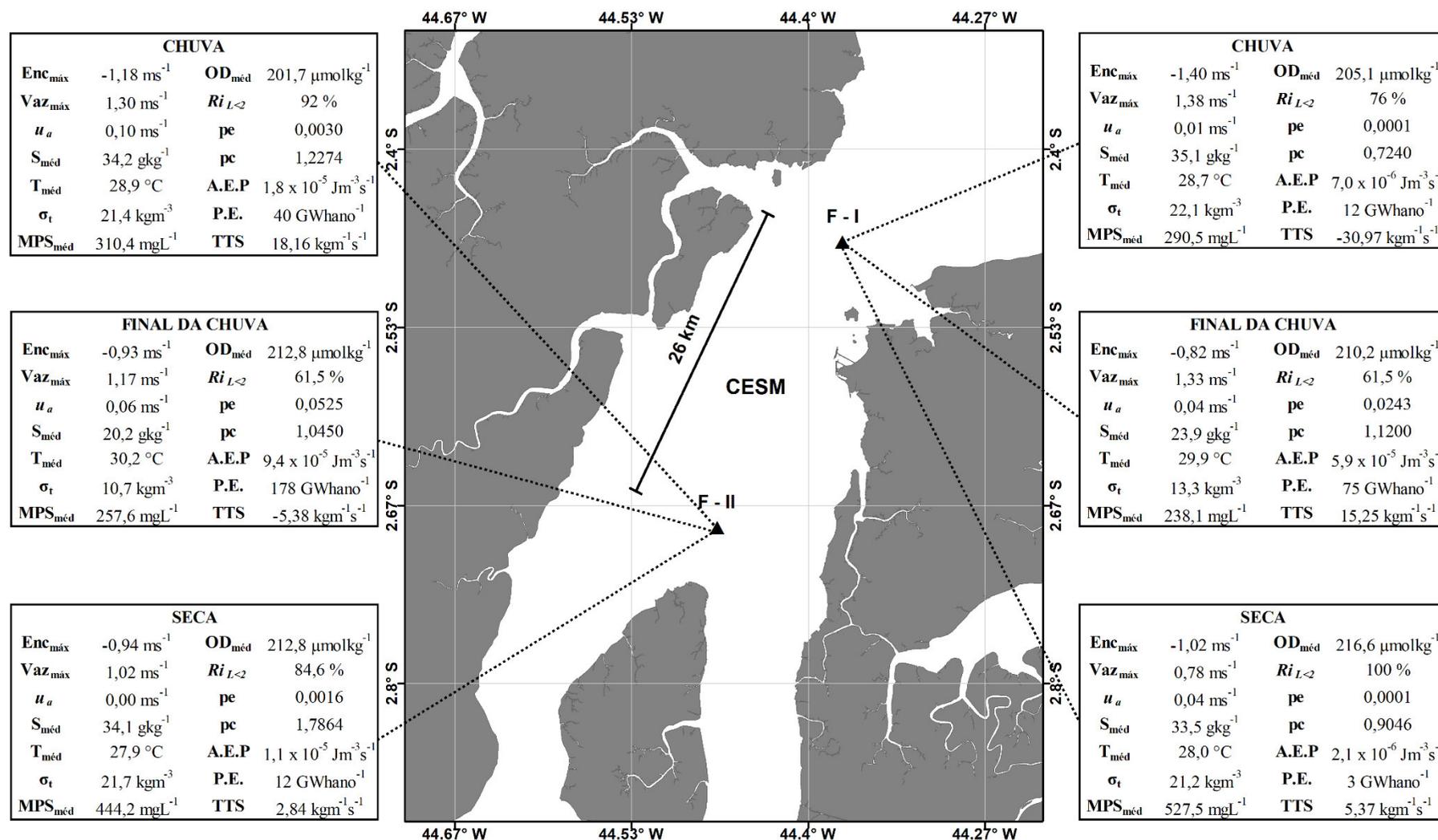


Figura 21: Resumo dos dados coletados e calculados durante as três campanhas realizadas no CSM. $Enc_{m\acute{a}x}$: máxima corrente de enchente; $Vaz_{m\acute{a}x}$: máxima de corrente de enchente; u_a : velocidade residual; $S_{m\acute{e}d}$: salinidade média; $T_{m\acute{e}d}$: temperatura média; σ_t : anomalia da densidade; $MPS_{m\acute{e}d}$: material particulado em suspensão média; $OD_{m\acute{e}d}$: oxigênio dissolvido médio; $Ri_{L<2}$: % do tempo em condição de instabilidade vertical; pe : parâmetro de estratificação; pc : parâmetro de circulação; A.E.P.: anomalia da energia potencial; P.E.: potencial energético; TTS: transporte total de sal.

8 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Aos que anseiam pelo entendimento dos processos oceanográficos em ambientes dominados por macromaré e que estão geograficamente localizados em uma interface Amazônia-Semiárido brasileiro, ficam as seguintes sugestões:

1. Identificar o *Delay* na razão chuva/vazão;
2. Amostrar séries temporais mais longas, de modo a melhorar a compreensão da circulação hidrodinâmica face as mudanças ocorridas nas bacias de drenagens;
3. Determinar geograficamente o limite da intrusão salina, face aos futuros cenários climáticos discutidos neste estudo.

REFERÊNCIAS

- ABELL, J.; EMERSON, S.; KEIL, R. G. Using preformed nitrate to infer decadal changes in DOM remineralization in the subtropical North Pacific. **Global biogeochemical cycles**, v. 19, n. 1, 2005.
- AGUIAR, A. L. et al. Ocean-estuary exchange variability in a large tropical estuary. **Continental Shelf Research**, v. 172, n. November 2018, p. 33–49, 2019.
- ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.
- AMARAL, R.; ALFREDIN, P. Modelação Hidrossedimentológica no Canal de Acesso do Complexo Portuário do Maranhão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 15, n. 2, p. 5–14, 2010.
- ANDUTTA, F. P. **Experimentos e modelagem numérica no estuário do rio Curimataú, RN**. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, 122p, 2006.
- ANDUTTA, F. P. **O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia): Observações, simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo** Universidade de São Paulo, , 2011.
- ARAUJO, M.; MEDEIROS, C.; RIBEIRO, C. Energy balance and time-scales of mixing and stratification in the Jaboatão estuary, NE-Brazil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 47, n. 2, p. 145–154, 1999.
- BECKER, M. L.; LUETTICH JR, R. A.; SEIM, H. Effects of intratidal and tidal range variability on circulation and salinity structure in the Cape Fear River Estuary , North Carolina. v. 114, n. January, p. 1–20, 2009.
- BEHRENS, S. et al. Wave energy for Australia's National Electricity Market. **Renewable energy**, v. 81, p. 685–693, 2015.
- BÉRGAMO, A. L.; MIRANDA, L. B. DE; CORRÊA, M. A. Estuário Programas para processamento e análise de dados hidrográficos e correntográficos. **Relat. téc. inst. oceanogr.**, v. 49, p. 1–16, 2002.
- BEZERRA, M. DE H. O.; ROSÁRIO, R. P.; ROLLNIC, M. Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon Coast (Brazil). **Journal of Coastal Research**, n. 64, p. 1448, 2011.
- BEZERRA, P. et al. Exploração de energia maremotriz para geração de eletricidade: aspectos básicos e principais tendências. **Revista chilena de ingeniería**, v. 19, n. 2, p. 219–232, 2011.
- BOON, J. D.; BYRNE, R. J. On basin hyposmetry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. **Marine Geology**, v. 40, n. 1–2, p. 27–48, 1 mar. 1981.
- BOWDEN, K. F. The mixing processes in a tidal estuary. **Air and water pollution**,

v. 7, p. 343–356, 1963.

CARVALHO, V. C. DE; RIZZO, H. G. A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental. **Brasília: MMA**, v. 211, 1994.

CAVALCANTE, G. H. Processos oceanográficos na região costeira e Estuarina do rio Caeté, Pará, Brasil. **Universidade Federal Fluminense, Nitéroi, RJ**, 2007.

CAVALCANTE, G. H.; FEARY, D. A.; KJERFVE, B. Effects of Tidal Range Variability and Local Morphology on Hydrodynamic Behavior and Salinity Structure in the Caeté River Estuary, North Brazil. **International Journal of Oceanography**, v. 2013, n. February 2016, p. 1–10, 2013.

CAVALCANTE, G.; MIRANDA, L. B. DE; MEDEIROS, P. R. P. Circulation and salt balance in the São Francisco river Estuary (NE / Brazil). **Brazilian Journal of Water Resources**, v. 22, p. 10, 2017.

CLOERN, J. E. Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. **Marine ecology progress series**, v. 210, p. 223–253, 2001.

COOPER, S. R. Chesapeake Bay watershed historical land use: impact on water quality and diatom communities. **Ecological applications**, v. 5, n. 3, p. 703–723, 1995.

CORRÊA, M. et al. Caracterização biogeoquímica da matéria orgânica em um estuário de macromaré localizado na interface Amazônia-semiárido no nordeste do Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 33, n. 1, p. 107–120, 2019.

CREUTZBERG, F.; POSTMA, H. An experimental approach to the distribution of mud in the Southern North Sea. **Netherlands Journal of Sea Research**, v. 13, n. 1, p. 99–116, 1 out. 1979.

DAVID, L. T.; KJERFVE, B. Tides and currents in a two-inlet coastal lagoon: Laguna de Terminos, Mexico. **Continental Shelf Research**, v. 18, p. 1057–1079, 1998.

DAY, J. W. et al. Impacts of sea-level rise on deltas in the Gulf of Mexico and the Mediterranean: The importance of pulsing events to sustainability. **Estuaries**, v. 18, n. 4, p. 636–647, 1995.

DEUTSCH, C.; EMERSON, S.; THOMPSON, L. Fingerprints of climate change in North Pacific oxygen. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 16, 2005.

DEUTSCH, C.; EMERSON, S.; THOMPSON, L. Physical-biological interactions in North Pacific oxygen variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. C9, 2006.

DIAS, F. J. DA S. et al. Physical characteristics and discharges of suspended particulate matter at the continent-ocean interface in an estuary located in a semiarid region in northeastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 180, p. 258–274, 2016.

DIAS, F. J. S.; CASTRO, B. M.; LACERDA, L. D. Continental shelf water masses off the Jaguaribe River (4S), northeastern Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 66, p. 123–135, 2013.

DIAZ, R. J. et al. Continuous monitoring of dissolved oxygen in an estuary experiencing periodic hypoxia and the effect of hypoxia on macrobenthos and fish. In: **Marine coastal eutrophication**. [s.l.] Elsevier, 1992. p. 1055–1068.

DRONKERS, J. Tidal asymmetry and Estuarine Morphology. **Netherlands Journal of Sea Research**, v. 20, n. 2/3, p. 117–131, 1986.

DRONKERS, J. Tide-Induced Residual Transport of Fine Sediment. In: **Physics of Shallow Estuaries and Bays**. [s.l.] American Geophysical Union (AGU), 2013. p. 228–244.

DYER, K. Coastal and estuarine sediment dynamics. **JOHN WILEY AND SONS, CHICHESTER, SUSSEX (UK), 1986, 358**, 1986.

DYER, K. R. The salt balance in stratified estuaries. **Estuarine and coastal marine science**, v. 2, n. 3, p. 273–281, 1974.

DYER, K. R. **Lateral circulation effects in estuaries**. [s.l.] National Academy of Sciences, 1977.

DYER, K. R. Localized mixing of low salinity patches in a partially mixed estuary (Southampton Water, England). In: **Estuarine comparisons**. [s.l.] Elsevier, 1982. p. 21–36.

DYER, K. R. Sediment Transport Processes in Estuaries. **Developments in Sedimentology**, v. 53, p. 423–449, 1 jan. 1995.

DYER, K. R. **Estuaries: A Physical Introduction**. 2nd. ed. Chichester: John Wiley, 1997.

EDENHOFER, O. et al. **Renewable energy sources and climate change mitigation: Special report of the intergovernmental panel on climate change**. [s.l.] Cambridge University Press, 2011.

EL-ROBRINI, M. H. S. et al. **Maranhão**. [s.l.] MMA Brasília, 2011.

EMERSON, S. et al. Chemical tracers of productivity and respiration in the subtropical Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 100, n. C8, p. 15873–15887, 1995.

FATEMA, K.; MAZNAH, W. O. W.; ISA, M. M. Spatial and tempoarl variation of physico-chemical parameters in the merbok estuary, Kedah, Malasia. **Tropical life sciences research**, v. 25, n. 2, p. 1–19, 2014.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanalise**, v. 5, n. 6, p. 36–45, 1990.

FISCHER, H. B. Mixing and dispersion in estuaries. **Annual review of fluid mechanics**, v. 8, n. 1, p. 107–133, 1976.

FISCHER, H. B. et al. **Mixing in inland and coastal waters**. [s.l.] Elsevier, 2013.

FRAENKEL, P. L. **Development and testing of Marine Current Turbine's SeaGen 1.2 MW tidal stream turbine**. Proc. 3rd International Conference on Ocean Energy.

Anais...2010

FREITAS, P. P. DE; MENEZES, M. O. B.; SCHETTINI, C. A. F. Hydrodynamics and Suspended Particulate Matter Transport in a Shallow and Highly Urbanized Estuary : v. 33, p. 579–590, 2015.

GONG, W. et al. Salt transport during a dry season in the Modaomen Estuary, Pearl River Delta, China. **Ocean and Coastal Management**, v. 100, p. 139–150, 2014.

GONG, W.; SHEN, J. Response of salt intrusion to changing river flow and tidal amplitude during winter season in the Modaomen Estuary. **Pearl River Delta area, China. Continental Shelf Research**, v. 31, p. 769–788, 2011.

GONZÁLEZ-GORBEÑA, E.; ROSMAN, P. C. C.; QASSIM, R. Y. Assessment of the tidal current energy resource in São Marcos Bay, Brazil. **Journal of Ocean Engineering and Marine Energy**, v. 1, n. 4, p. 421–433, 2015.

HANSEN, D. V; RATTRAY, M. New Dimensions in Estuary Classification. **Limnology and Oceanography**, v. 11, n. 3, p. 319–326, 1966.

HANSON, S. et al. A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes. **Climatic Change**, v. 104, n. 1, p. 89–111, 2011.

HICKS, S. D. Understanding tides. **NOAA: Centre of Operational Oceanography**, 2006.

HOEGH-GULDBERG, O. et al. Impacts of 1.5 °C global warming on natural and human systems. 2018.

HONG, B.; SHEN, J. Responses of estuarine salinity and transport processes to potential future sea-level rise in the Chesapeake Bay. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 104, p. 33–45, 2012.

HUNKINS, K. **Salt Dispersion in the Hudson Estuary** *Journal of Physical Oceanography*, 1981.

IOC. The International thermodynamic equation of seawater–2010: calculation and use of thermodynamic properties.[includes corrections up to 31st October 2015]. 2010.

IZUMI, V. M. **Comparação entre as desembocaduras do Complexo Estuarino do Cassurubá (BA): Características hidrográficas e hidrodinâmicas**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2011.

JENKINS, W. J.; GOLDMAN, J. C. Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea. **Journal of Marine Research**, v. 43, n. 2, p. 465–491, 1985.

JENNERJAHN, T. et al. The tropical Brazilian continental margin. **Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, A global synthesis**, Berlin: Springer Verlag Heidelberg, p. 427–436, 2010.

KJERFVE, B. Velocity averaging in estuaries characterized by a large tidal range to depth ratio. **Estuarine and Coastal Marine Science**, v. 3, n. 3, p. 311–323, 1975.

KJERFVE, B. Measurement and analysis of water current, temperature, salinity and density. **Estuarine hydrography and sedimentation**, v. 1, n. 7, p. 186e227, 1979.

KJERFVE, B. Circulation and Salt Flux in a Well Mixed Estuary. **Physics of Shallow Estuaries and Bays. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies. Volume 16**, v. 16, n. June, p. 22–29, 1986.

KJERFVE, B. **Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems**. [s.l.] University of South Carolina, 1990.

KJERFVE, B.; FERREIRA, H. O. Tidal bores: first ever measurements. **Ciência e Cultura**, v. 45, p. 135, 1993.

KUO, A. Y.; NEILSON, B. J. Hypoxia and salinity in Virginia estuaries. **Estuaries**, v. 10, n. 4, p. 277–283, 1987.

LEFÈVRE, N. et al. A source of CO₂ to the atmosphere throughout the year in the Maranhense continental shelf (2°30'S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 141, n. May, p. 38–50, 2017.

LEITE NETO, P. B. et al. Exploração de energia maremotriz para geração de eletricidade: aspectos básicos e principais tendências. **Ingeniare. Revista chilena de ingeniería**, v. 19, n. 2, p. 219–232, 2011.

LEITE NETO, P. B. **Otimização da geração de eletricidade a partir de fonte maremotriz**. [s.l.] Universidade Federal do Maranhão, 2012.

LEWIS, R. E.; LEWIS, J. O. The principal factors contributing to the flux of salt in a narrow, partially stratified estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 16, n. 6, p. 599–626, 1983.

LIMA, S. L. DE; BARROS, A. K.; CAMELO, N. J. Projeto da Usina Maremotriz do Bacanga : Concepção e Perspectivas. n. 1999, 2003.

MARENCO, J. A. Interannual variability of deep convection over the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 9, p. 995–1010, 1995.

MEDEIROS, C.; KJERFVE, B. Hydrology of a tropical estuarine system: Itamaracá, Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 36, n. 5, p. 495–515, 1993.

MEDEIROS, C.; KJERFVE, B. Longitudinal Salt and Sediment Fluxes in a Tropical Estuary: Itamaracá, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 214, p. 751–758, 2005.

MEDEIROS, P. R. P. et al. Características ambientais do Baixo São Francisco (AL/SE): efeitos de barragens no transporte de materiais na interface continente-oceano. **Geochimica Brasiliensis**, v. 28, n. 1, p. 65–78, 2014.

MIRANDA, A. L. B. DE et al. Dynamics of a Tropical Estuary: Curimataú River, NE Brazil. v. II, n. 39, p. 697–701, 2006.

MIRANDA, L. B. DE. Sistemas estuarinos de planície costeira: estrutura dinâmica,

processos de mistura e aplicações. **Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, Estrutura, Função e Manejo**, v. 2, p. 1–46, 1990.

MIRANDA, L. B. DE; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. Circulation and mixing due to tidal forcing in the Bertioga Channel, São Paulo, Brazil. **Estuaries**, v. 21, n. 2, p. 204–214, 1998a.

MIRANDA, L. B. DE; CASTRO, B. M. DE; KJERFVE, B. Circulation and mixing due to tidal forcing in the Bertioga Channel, São Paulo, Brazil. **Estuaries**, v. 21, n. 2, p. 204–214, 1998b.

MIRANDA, L. B. DE; CASTRO, B. M. DE; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia física de estuários**. São Paulo: EDUSP, 2002. 424p.

MIRANDA, L. DE; CASTRO, B. DE. On the salt transport in the Cananéia sea during a spring tide experiment. **Revista brasileira de ...**, v. 44, n. 2, p. 123–133, 1996.

MIRANDA, L. B.; BÉRGAMO, A. L.; CASTRO, B. M. Interactions of river discharge and tidal modulation in a tropical estuary, NE Brazil. **Ocean Dynamics**, v. 55, n. 5–6, p. 430–440, 2005.

MIRANDA, L. B.; DE CASTRO, B. M. Aplicação Do Diagrama T-S Estatístico-Volumétrico À Análise Das Massas De Água Da Plataforma Continental Do Rio Grande Do Sul. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 28, n. 1, p. 185–200, 1979.

MONISMITH, S. G.; BURAU, J. R.; STACEY, M. Stratification dynamics and gravitational circulation in northern San Francisco Bay. **San Francisco Bay: The Ecosystem**, p. 123–153, 1996.

MORAIS, J. O. Processos de Sedimentação na Baía de São Marcos. Estado do Maranhão, Brasil. **Arquivo de Ciências Marinhas**, v. 17, n. 2, p. 153–164, 1977.

NICHOLLS, R. J. et al. Sea-level rise and its possible impacts given a ‘beyond 4°C world’ in the twenty-first century. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1934, p. 161–181, 13 jan. 2011.

NICHOLLS, R. J.; HOOZEMANS, F. M. J.; MARCHAND, M. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. **Global Environmental Change**, v. 9, p. S69–S87, 1999.

NRC. **Clean coastal waters: understanding and reducing the effects of nutrient pollution**. [s.l.] National Academies Press, 2000.

NUGEO. **Bacias Hidrográficas e Climatologia no Maranhão Bacias Hidrográficas e Climatologia no Maranhão**. São Luís, 2016.

NZUALO, T. N. M.; GALLO, M. N.; VINZON, S. B. Short-term tidal asymmetry inversion in a macrotidal estuary (Beira, Mozambique). **Geomorphology**, v. 308, p. 107–117, 2018.

ONU. Transforming our world: The 2030 agenda for sustainable development. **Resolution adopted by the General Assembly**, 2015.

PEREIRA, J. E. R.; HARARI, J. Modelo numérico tri-dimensional linear da plataforma continental do Estado do Maranhão. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 43, n. 1, p. 19–34, 1995.

PEREIRA, M. D. et al. Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por mare: estuário de caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 3, p. 427–444, 2010a.

PEREIRA, M. D. et al. Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 3, p. 427–444, 2010b.

PINHEIRO ANDUTTA, F. et al. Temporal variations of temperature, salinity and circulation in the Peruípe river estuary (nova Viçosa, BA). **Continental Shelf Research**, v. 70, n. March, p. 36–45, 2013.

PRANDLE, D. Relationships between tidal dynamics and bathymetry in strongly convergent estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 12, p. 2738–2750, 2003.

PRITCHARD, D. W. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system. **Journal of Marine Research**, v. 11, p. 106–123, 1952.

PRITCHARD, D. W. **What is an estuary: physical viewpoint**. American Association for the Advancement of Science, 1967

RABALAIS, N. N. et al. Characterization of hypoxia: topic I report for the integrated assessment on hypoxia in the Gulf of Mexico. 1999.

RALSTON, D. K.; STACEY, M. T. Longitudinal dispersion and lateral circulation in the intertidal zone. v. 110, n. May, p. 1–17, 2005a.

RALSTON, D. K.; STACEY, M. T. Stratification and turbulence in subtidal channels through intertidal mudflats. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 110, n. C8, 2005b.

RICE, K. C.; HONG, B.; SHEN, J. Assessment of salinity intrusion in the James and Chickahominy Rivers as a result of simulated sea-level rise in Chesapeake Bay, East Coast, USA. **Journal of environmental management**, v. 111, p. 61–69, 2012.

SALOMONS, W.; EAGLE, A. M. Hydrology, sedimentology and the fate and distribution of copper in mine-related discharges in the fly river system, Papua New Guinea. **Science of The Total Environment**, v. 97–98, p. 315–334, 1 nov. 1990.

SAMARITANO, L. et al. Hydrodynamic modeling over a sand wave field at São Marcos Bay, Brazil. **VLIZ Special Publication**, 2013.

SANTOS, V. H. M. DOS. Caracterização das condições oceanográficas em estuários de macromaré: complexo estuarino Arraial-São José (MA). 2018a.

SANTOS, V. S. **Caracterização hidrodinâmica e fluxos de sedimentos em suspensão no complexo portuário de São Luís (MA) durante a atividade de dragagem**. [s.l.] Universidade Federal do Maranhão, 2018b.

SATPATHY, K. K. et al. Spatio-temporal variation in physicochemical properties of coastal waters off Kalpakkam, southeast coast of India, during summer, pre-monsoon and post-monsoon period. **Environmental monitoring and assessment**, v. 180, p. 41–62, 2010.

SCHWENDENMANN, L. Tidal and seasonal variations of soil and water properties in a Brazilian mangrove ecosystem. **Master of Science thesis, University of Karlsruhe, Germany**, 1998.

SILVA, V. G. DA. **Modelagem dos padrões de circulação local e transporte de sedimentos dragados no Complexo Estuarino de São Marcos, São Luís, MA.** [s.l.] Universidade Federal Fluminense, 2016.

SIMPSON, J. H. et al. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. **Estuaries**, v. 13, n. 2, p. 125–132, 1990.

SOUZA FILHO, P. W. M. Costa de manguezais de macromaré da amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 4, p. 427–435, 2005.

SPEER, P. E.; AUBREY, D. G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 21, n. 2, p. 207–224, 1 ago. 1985.

SPITZER, W. S.; JENKINS, W. J. Rates of vertical mixing, gas exchange and new production: Estimates from seasonal gas cycles in the upper ocean near Bermuda. **Journal of Marine Research**, v. 47, n. 1, p. 169–196, 1989.

STRICKLAND, J. D. H.; PARSONS, T. R. A practical handbook of seawater analysis. 1972.

TESSLER, M. G.; SOUZA, L. A. P. DE. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 1, p. 69–83, 1998.

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

UNCLES, R. J.; STEPHENS, J. A.; SMITH, R. E. The dependence of estuarine turbidity on tidal intrusion length, tidal range and residence time. v. 22, p. 1835–1856, 2002.

VAZ, R. A. N.; LENNON, G. W.; SAMARASINGHE, J. R. DE S. The negative role of turbulence in estuarine mass transport. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 28, n. 4, p. 361–377, 1989.

WELLS, A. W.; YOUNG, J. R. Long-term variability and predictability of Hudson River physical and chemical characteristics. **Estuarine Research in the 1980s**, p. 29–58, 1992.

WELSH, B. L.; ELLER, F. C. Mechanisms controlling summertime oxygen depletion in western Long Island Sound. **Estuaries**, v. 14, n. 3, p. 265–278, 1991.

WOLANSKI, E.; KING, B.; GALLOWAY, D. Dynamics of the turbidity maximum in the Fly River estuary, Papua New Guinea. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**,

v. 40, n. 3, p. 321–337, 1 jan. 1995.

WOLANSKI, E.; KING, B.; GALLOWAY, D. Salinity Intrusion In The Fly River Estuary, Papua New Guinea. v. 13, n. 4, p. 983–994, 1997.

YIN, K.; LIN, Z.; KE, Z. Temporal and spatial distribution of dissolved oxygen in the Pearl River Estuary and adjacent coastal waters. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 16, p. 1935–1948, 2004.

ZHANG, K.; DOUGLAS, B. C.; LEATHERMAN, S. P. Global warming and coastal erosion. **Climatic Change**, v. 64, n. 1–2, p. 41, 2004.

ZHANG, W. et al. Numerical simulation and analysis of saltwater intrusion lengths in the Pearl River Delta, China. **Journal of Coastal Research**, v. 29, n. 2, p. 372–382, 2012.