BÁRBARA PEREIRA PAIVA

**Hidrodinâmica e troca de materiais no estuário do rio São Francisco (AL/SE): efeitos da
morfologia e barragens**

São Paulo

2020

BÁRBARA PEREIRA PAIVA

Hidrodinâmica e troca de materiais no estuário do rio São Francisco (AL/SE): efeitos da morfologia e barragens

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

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle
Coorientador: Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini

São Paulo

2020

FOLHA DE APROVAÇÃO

PAIVA, Bárbara Pereira. **Hidrodinâmica e troca de materiais no estuário do rio São Francisco (AL/SE):** efeitos da morfologia e barragens. Tese (Doutorado) apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Aprovado em: ____/____/____

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Presidente Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Eduardo Siegle, pelo apoio e tranquilidade com que conduziu a orientação deste trabalho, sempre disponível a ajudar.

Ao coorientador Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini, pelo apoio para a coleta e dados e pelas conversas sobre o trabalho.

À Prof. Dra. Ozilea Menezes, diretora do Labomar, que sempre incentivou a qualificação de sua equipe, facilitando a conciliação entre as atividades de trabalho e o desenvolvimento desta tese.

Ao Prof. Dr. Carlos Teixeira, pelas conversas e conselhos quanto à aplicação do modelo hidrodinâmico.

Aos colegas do Laboratório de Dinâmica Costeira, LDC/USP, pela companhia durante minhas estadias em São Paulo.

Aos colegas do Laboratório de Oceanografia Física, LOF/Labomar, pelas conversas e momentos de descontração.

Aos colegas que ajudaram nas campanhas de coleta de dados: Felipe, Anderson, José Filho, Ernesto, Marília, Mariana e Guto.

Aos amigos de todas as horas Anderson, Cecília, Évila, Gabriel, Gaia e Heitor, por estarem sempre por perto para compartilharmos os problemas.

À minha família pelo apoio incondicional, em especial à minha mãe (Joana), minha irmã (Débora) e meu sobrinho (Gustavo).

Ao Felipe, meu esposo, amigo e companheiro, sempre me incentivando e ajudando quando possível. Obrigada pela paciência e por tornar esta caminhada mais leve.

Ao Instituto Oceanográfico, pela oportunidade de realização do curso.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pelo período de concessão da bolsa de doutorado e pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Ambientes Marinhos Tropicais (INCT – AmbTropic) como parte do GT1.2 Plumas Fluviais pelo apoio financeiro para a realização das campanhas de coleta de dados.

À todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

PAIVA, Bárbara Pereira. **Hidrodinâmica e troca de materiais no estuário do rio São Francisco (AL/SE):** efeitos da morfologia e barragens. 2020. 99 f. Tese (Doutorado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2020.

As trocas entre o estuário e a região costeira são fundamentais aos ciclos biogeoquímicos globais e ao balanço de material no sistema continente/oceano. O transporte de escalares nesses sistemas depende da circulação estuarina, cujas principais forçantes são a descarga fluvial, as marés e a morfologia do canal. Alterações nessas forçantes modificam os padrões de circulação e estratificação no estuário, alterando também as trocas estuário/plataforma. O rio São Francisco (RSF) é um importante curso d'água no Brasil, uma vez que atravessa seis estados, abastecendo inclusive regiões de clima semi-árido do nordeste brasileiro. Sua descarga fluvial natural foi alterada pela instalação de uma série de barragens para a produção de energia elétrica, com redução dos picos e da média de vazão. Este trabalho tem por objetivo caracterizar a circulação atual do estuário do RSF, incluindo a influência da morfologia sobre a dinâmica do sistema, além de avaliar a influência da alteração da descarga fluvial sobre a hidrodinâmica, a distribuição de sal e as trocas estuário/plataforma. Para tanto, foram utilizados dados coletados *in situ*, combinados com a aplicação de um modelo numérico tridimensional validado para a área de estudo. A partir do monitoramento de duas seções transversais ao estuário durante um ciclo de maré semi-diurna, foram avaliados os efeitos da morfologia do canal sobre a circulação estuarina. Os resultados mostraram que além do gradiente de pressão barotrópica e da fricção de fundo, o gradiente de pressão baroclínica e o efeito da curvatura são dinamicamente importantes para o balanço de momento longitudinal. Lateralmente, a média vertical das correntes foi invertida entre as duas seções, coincidindo com o sentido da aceleração centrífuga em cada seção. O modelo numérico foi utilizado para simular a hidrodinâmica, a distribuição de salinidade e os processos de troca em diferentes condições de vazão, simulando cenários anteriores e posteriores à instalação das barragens. Os cenários simulados foram de descarga de $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$ (correspondentes a 600, 5.000, 1.200 e 12.000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente), determinados a partir da observação da série histórica de vazão do rio. A implantação das barragens no RSF modificou os padrões de circulação e estratificação no estuário, alterando também os processos de troca entre esse sistema e a plataforma adjacente. Os picos de

descarga que ocorriam no período pré-barragem expulsavam toda a água salgada do sistema, reduzindo drasticamente o tempo de residência do material no estuário. A redução da vazão média permitiu o aumento do tempo de residência e da importação de material da plataforma. O alcance da intrusão salina atualmente é maior que no período pré-barragem, chegando a mais de 17 km, o que causa transtornos relacionados à captação de água para consumo. Neste trabalho foi estabelecida uma equação exponencial entre a descarga fluvial e o alcance da intrusão salina, ferramenta que pode ser empregada na gestão do recurso hídrico na região. Nas simulações de menor descarga, representativas das condições atuais, houve importação de sal na quadratura impulsionada pelo crescimento do termo de circulação gravitacional, enquanto o cenário pré-barragem resultou apenas em exportação.

Palavras-chave: Circulação estuarina. Intrusão salina. Mecanismos de transporte. Tempo de residência. Modelagem numérica.

ABSTRACT

PAIVA, Bárbara Pereira. **Hydrodynamics and exchange of materials in the São Francisco river estuary (AL/SE):** effects of morphology and dams. 2020. 99 f. Tese (Doutorado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2020.

The exchanges between the estuary and the coastal region are fundamental to the global biogeochemical cycles and to material balance in the continent/ocean system. The transport of scalars in these systems depends on estuarine circulation, whose main forces are fluvial discharge, tides and channel morphology. Changes in these forcings modify the circulation and stratification patterns in the estuary, also changing the estuary/platform exchanges. The São Francisco River (SFR) is an important watercourse in Brazil, as it crosses six states, supplying even semi-arid regions of northeastern Brazil. Its natural fluvial discharge was altered by the installation of a series of dams for the production of electrical energy, with reduction of the peaks and the average flow. This work aims to characterize the current circulation of the RSF estuary, including the influence of morphology on the dynamics of the system, in addition to evaluating the influence of the alteration of the river discharge on the hydrodynamics, the salt distribution and the estuary/platform exchanges. For this, data collected *in situ* were used, in addition to a validated three-dimensional numerical model for the study area. From the monitoring of two cross-sections of the estuary during a semi-diurnal tidal cycle, the effects of the channel's morphology on the estuarine circulation were evaluated. The results showed that in addition to the barotropic pressure gradient and the bottom friction, the baroclinic pressure gradient and the curvature effect are dynamically important for the longitudinal momentum balance. Laterally, the depth-averaged velocity was inverted between the two sections, coinciding with the direction of the centrifugal acceleration in each section. The numerical model was used to simulate hydrodynamics, salinity distribution and exchange processes under different river discharge conditions, simulating scenarios before and after the installation of the dams. The simulated scenarios river discharges were $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$ (corresponding to 600, 5000, 1200, and 12000 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively), determined from the observation of the historical series of river discharge. The implantation of the dams in the RSF changed the circulation and stratification patterns in the estuary, also changing the exchange processes between this system and the adjacent platform. The discharge peaks that

occurred in the pre-dam period expelled all the salt from the system, drastically reducing the residence time of the material in the estuary. The reduction in the mean river discharge allowed an increase in the residence time and the import of material from the platform. The range of saltwater intrusion is currently greater than in the pre-dam period, reaching more than 17 km, which causes disorders related to the catchment of drinking water. In this work, an exponential equation was established between river discharge and the range of saltwater intrusion, a tool that can be used in the management of water resources in the region. In the lower discharge simulations, representative of the current conditions, salt was imported during neap tide driven by the growth of the gravitational circulation term, while the pre-dam scenario resulted only in salt export.

Keywords: Estuarine circulation. Saltwater intrusion. Transport mechanisms. Residence time. Numerical modelling.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1. Localização do estuário do rio São Francisco no Brasil (a), na divisa entre os estados de Alagoas e Sergipe (b), com batimetria do estuário e localização (c) das seções transversais monitoradas (#A e #B). Os painéis (d) e (e) apresentam a batimetria das seções, com indicação das estações hidrográficas em #A (#A1, #A2 e #A3) e em #B (#B1, #B2, #B3).	22
Figura 2.2. Séries temporais de salinidade (a, d, g), velocidade longitudinal (b, e, h) e número de Richardson transformado (c, f, i) apresentadas com pressão adimensional para as três estações hidrográficas da seção #A.	28
Figura 2.3. Séries temporais de salinidade (a, d, g), velocidade longitudinal (b, e, h) e número de Richardson transformado (c, f, i) apresentadas com pressão adimensional para as três estações hidrográficas da seção #B.	29
Figura 2.4. Perfis verticais residuais da anomalia de densidade nas estações hidrográficas das seções #A (a) e #B (b) e do gradiente de pressão baroclínica nos setores três setores das seções (c).	31
Figura 2.5. Distribuição na seção #A (a, b, c) e #B (d, e, f) de $u(a, d)$ e $v(b, e)$ e média vertical dessas componentes da velocidade (c, d). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.	32
Figura 2.6. Amplitude de M2 observada (a, d) e solução analítica (b, e) e índice de concordância (c, f) para as seções #A (a, b, c) e #B (d, e, f). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.	34
Figura 2.7. Valores residuais do gradiente de pressão baroclínica (∇P_b) e da fricção de fundo (τ_b) em #A (a) e #B (c), com os perfis batimétricos para #A (b) e #B (d). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.	36
Figura 3.1. (a) Localização da área de estudo no Brasil, (b) delimitação da bacia hidrográfica do RSF e (c) detalhamento do estuário com representação das estações de coleta (#A e #B).	42
Figura 3.2. Série histórica de média diária de descarga fluvial disponibilizada pela Agência Nacional de Águas para estação localizada a 70 km da foz do RSF (estação #49705000), com indicação em vermelho da instalação da última barragem (Xingó).	43
Figura 3.3. Grade numérica desenvolvida para as simulações (a), com detalhe na porção inferior do estuário (b) e domínio batimétrico (c) com o mesmo detalhamento (d).	45

Figura 3.4. Série temporal de nível da água, média vertical de velocidade longitudinal e salinidade em #A _S , #B _S e #A _Q . As linhas cheias correspondem aos dados observados, e as linhas tracejadas representam as saídas do modelo. Nos painéis de salinidade, as linhas azuis e vermelhas correspondem à salinidade de superfície e de fundo, respectivamente.....	51
Figura 3.5. Série temporal de nível, média vertical da velocidade longitudinal e média vertical de salinidade para as estações #A e #B durante um ciclo de maré de sizígia.	54
Figura 3.6. Série temporal de nível, média vertical da velocidade longitudinal e média vertical de salinidade para as estações #A e #B durante um ciclo de maré de quadratura.....	54
Figura 3.7. Perfis verticais residuais de u (a, b) e salinidade (c, d) em condições de sizígia (a, c) e quadratura (b, d).....	55
Figura 3.8. Distribuição longitudinal de salinidade durante a preamar de sizígia (a, b, c) e quadratura (d, e, f) nas simulações $Q_{\min}$, Q_{80} e Q_{10} em profundidade adimensional.....	58
Figura 3.9. Série temporal de nível da água (a) e diagramas de Hovmöller para salinidade média da coluna d'água em $Q_{\min}$ (b), Q_{80} (c) e Q_{10} (d) para um período de 30 dias. A posição das isohalinas de 2 e 10 g.kg ⁻¹ estão representadas por linhas pontilhadas brancas e pretas, respectivamente.	59
Figura 3.10. Diagrama de classificação de estuários baseado no parâmetro de mistura (M) e no número de Froude fluvial (Fr_f). Adaptado de (Geyer & MacCready, 2014).....	61
Figura 4.1. Mapa com (a) localização da bacia hidrográfica do rio São Francisco (em azul) na América do Sul, (b) divisão da bacia em Alto, Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco (do verde mais claro ao mais escuro, respectivamente) com representação da Usina Hidrelétrica de Xingó e (c) estuário do rio São Francisco com indicação das áreas de liberação de partículas (círculos vermelhos no estuário e na plataforma) e do transecto de monitoramento do transporte de volume.	69
Figura 4.2. Série temporal de nível da água, média vertical de velocidade longitudinal e salinidade em #A _S , #B _S e #A _Q . As estações #A e #B estão situadas a 3 km e 9 km da foz do estuário, respectivamente. As linhas cheias correspondem aos dados observados, e as linhas tracejadas representam as saídas do modelo. Nos painéis de salinidade, as linhas azuis e vermelhas correspondem à salinidade de superfície e de fundo, respectivamente.....	71
Figura 4.3. Concentração residual do traçador no estuário ao longo do tempo com liberação em: (a) vazante/sizígia/superfície; (b) vazante/sizígia/fundo, (c) vazante/quadratura/ superfície, (d) vazante/quadratura/fundo, (e) enchente/sizígia/superfície; (f) enchente/sizígia/ fundo, (g) enchente/quadratura/superfície, (h) enchente/quadratura/fundo.	79

Figura 4.4. Variação do tempo de residência no estuário em função da vazão para liberação de traçadores em maré de sizígia (a) e quadratura (b).....	80
--	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Resumo dos resultados das estações hidrográficas para profundidade da estação (Z, em m), salinidade (S, em g.kg ⁻¹), temperatura (T, em °C), anomalia de densidade (σ_t , em kg.m ⁻³), e velocidade longitudinal (u , em m.s ⁻¹). Os sub-índices ‘med’, ‘min’ e ‘max’ correspondem ao valor médio, mínimo e máximo de cada parâmetro. Os sub-índices ‘E’ e ‘V’ representam enchente e vazante, respectivamente.	30
Tabela 3.1. Amplitude (m) e fase (°) dos harmônicos de maré para entrada no modelo (WXTide) e da saída do modelo (modelo) para na foz do estuário.....	48
Tabela 3.2. Parâmetros e valores testados durante a calibração do modelo numérico.....	50
Tabela 3.3. Parametrização do modelo calibrado.....	51
Tabela 3.4. Índices estatísticos de <i>Skill</i> e REQM para os parâmetros e estações analisadas. ..	52
Tabela 3.5. Média de salinidade (em g.kg ⁻¹) para 30 dias de simulação em todo o domínio estuarino (0-17 km), e em três setores do estuário: próximo à foz (0-5 km), médio (5-10 km) e à montante (10-15 km).	56
Tabela 3.6. Alcance da isohalina de 2 e 10 g.kg ⁻¹ em relação à foz em condições de altura de maré máxima (sizígia, S) e mínima (quadratura, Q) para todas as simulações.....	58
Tabela 3.7. Volume de água da descarga fluvial durante um ciclo de maré (R), prisma de maré (P) e razão de fluxo (R/P) para as quatro simulações em condições de sizígia.	62
Tabela 4.1. Índices estatísticos de <i>Skill</i> e REQM para os parâmetros e estações analisadas. ..	71
Tabela 4.2. Transporte de volume (x10 ⁷ m ³) em um ciclo de maré.	76
Tabela 4.3. Mecanismos de transporte de sal (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹). A = Advecção fluvial; B = Deriva de Stokes; C = Correlação de Maré; D = Circulação Gravitacional; E = Bombeamento de maré; F = Cisalhamento de maré; G = Transporte residual; T = Transporte total (soma das parcelas).77	77
Tabela 4.4. Tempo de residência (em horas).....	78
Tabela 4.5. Porcentagem máxima de traçadores dentro do estuário após liberação na plataforma.....	80

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1. Apresentação	15
JUSTIFICATIVA	16
HIPÓTESE	16
OBJETIVOS	17
METODOLOGIA E ESCOPO DA TESE	17
CAPÍTULO 2. Efeito da curvatura na circulação de um estuário tropical altamente estratificado: o estuário do rio São Francisco (Brasil)	19
2.1. RESUMO	19
2.2. ABSTRACT	20
2.3. INTRODUÇÃO	20
2.5. MATERIAL E MÉTODOS	23
2.5.1. Coleta de dados	23
2.5.2. Processamento de dados de corrente	24
2.5.3. Processamento de dados das estações hidrográficas	25
2.5.4. Modelo analítico	26
2.6. RESULTADOS	27
2.6.1. Estações hidrográficas	27
2.6.2. Seções Transversais	31
2.7. DISCUSSÃO	33
2.8. CONCLUSÕES	37
CAPÍTULO 3. Influência da instalação de barragens sobre a hidrodinâmica e a estrutura de salinidade de um estuário de cunha salina	38
3.1. RESUMO	38
3.2. ABSTRACT	39
3.3. INTRODUÇÃO	39
3.4. MATERIAL E MÉTODOS	41
3.4.1. Área de Estudo	41
3.4.2. Dados hidrodinâmicos disponíveis para o estuário	43
3.4.3. Modelo numérico	44

Domínio do modelo e grade numérica	44
Batimetria	46
Calibração e validação	47
3.4.4. Cenários experimentais	52
3.5. RESULTADOS	53
3.5.1. Condições estacionárias de velocidade longitudinal e salinidade	54
3.5.2. Média vertical de salinidade	55
3.5.3. Distribuição longitudinal de salinidade	57
3.6. DISCUSSÃO	59
3.7. CONCLUSÕES	63
CAPÍTULO 4. Alteração das trocas de material no sistema estuário/plataforma após a instalação de barragens no rio São Francisco (AL/SE)	65
4.1. RESUMO	65
4.2. ABSTRACT	66
4.3. INTRODUÇÃO	67
4.5. MATERIAL E MÉTODOS	70
4.5.1. Desenho experimental	71
4.5.2. Transporte de sal	72
4.5.3. Tempo de residência no estuário	75
4.6. RESULTADOS	76
4.6.1. Comportamento dos traçadores passivos	77
4.7. DISCUSSÃO	80
4.7.1. Transporte de volume e mecanismos de transporte de sal	81
4.7.2. Trocas estuário/plataforma	83
4.8. CONCLUSÕES	85
CAPÍTULO 5. Considerações Finais	86
REFERÊNCIAS	89

Capítulo 1

Apresentação

A maioria das cidades portuárias e costeiras está próxima a estuários, e cerca de 70% das cidades com população superior a 5 milhões de habitantes localiza-se a menos de 10 m acima do nível do mar (McGranahan et al., 2007). O desenvolvimento industrial e urbano, principalmente no último século, impulsionou intervenções antrópicas ao longo dos rios e nas regiões costeiras, resultando em alterações na descarga fluvial, na dinâmica sedimentar e na configuração das linhas de costa (Byun et al., 2004; Liu et al., 2014; Syvitski et al., 2005; Wang et al., 2013).

A construção de barragens é um exemplo de intervenção antrópica no curso dos rios. Essas estruturas alteram o regime fluvial, modificando as características do sistema a jusante, entre elas o transporte de material particulado e o equilíbrio sedimentar entre o estuário e a região costeira (Cuvilliez et al., 2009; Gao et al., 2012; Yang et al., 2014). Os impactos resultantes dessas construções variam de acordo com o tamanho do rio e da barragem, o regime hidrológico, o cenário ambiental e a morfologia do canal, dependendo também da finalidade e do funcionamento do represamento (Brandt, 2000).

As implicações ambientais da retenção ou exportação de materiais de estuários são diversas: a variação da produtividade biológica pela mudança no aporte de nutrientes; o enriquecimento de contaminantes dos sedimentos de fundo do estuário; o assoreamento de áreas portuárias, entre outras, são alguns exemplos (Chai et al., 2009; Domingues et al., 2012; Phillips & Marion, 2001). O conhecimento dos processos hidrodinâmicos de um dado estuário permite a melhor interpretação do seu comportamento como fonte ou sumidouro de materiais advindos da bacia hidrográfica, podendo estes ser de natureza benéfica ou nociva.

O estuário do rio São Francisco (RSF), localizado na região Nordeste do Brasil, é fortemente afetado pela construção de uma série de barragens de médio e grande porte ao longo do curso do rio. A descarga fluvial, anteriormente função do regime sazonal de cheias e estiagem, atualmente é mantida em valores controlados pelos vertedouros das barragens. Medeiros et al. (2011a e 2011b) apresentaram estudos que indicam que as condições atuais do estuário são bastante distintas das que ocorriam antes da construção de barragens no que diz respeito ao aporte de nutrientes dissolvidos e distribuição de sedimentos em suspensão. Entretanto, não existem informações pretéritas sobre a hidrodinâmica e o transporte de materiais no estuário.

Justificativa

O fluxo de material particulado entre o sistema estuarino e a região costeira é responsável pela estabilidade da linha de costa e produtividade primária nesses ambientes. Alterações nas forçantes da dinâmica estuarina, sejam elas de origem natural ou antrópica, modificam essas trocas e podem resultar, por exemplo, em desequilíbrio entre os processos de erosão e deposição, mudança na qualidade da água e impactos nos ecossistemas envolvidos. O estuário do rio São Francisco é um exemplo de sistema impactado pela ação antrópica. A necessidade de abastecimento de água e produção de energia elétrica impulsionou a construção de uma série de barragens em cascata ao longo do RSF, que alteraram as características hidrodinâmicas do sistema estuarino, bem como o fluxo de material entre o estuário e a plataforma adjacente. Até o momento, não existiam investigações acerca do impacto das barragens sobre a hidrodinâmica do sistema e as trocas entre o estuário e a plataforma. Informações advindas desses estudos podem ser utilizadas, por exemplo, no manejo do ambiente estuarino e região costeira adjacente.

Hipótese

A hipótese levantada para o direcionamento deste trabalho é que os processos de troca entre o estuário do Rio São Francisco e a plataforma adjacente foram alteradas com a instalação das barragens. A regularização da vazão natural do rio na região estuarina, com

diminuição da vazão média e redução dos picos de vazão, alterou a distribuição de salinidade no estuário, afetando o alcance da intrusão salina e a hidrodinâmica local. Os processos de troca entre o estuário e a plataforma também foram alterados, variando a importância relativa dos mecanismos de transporte, o tempo de residência do material no estuário e a capacidade de importação de material da plataforma.

Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é compreender os efeitos da morfologia e da instalação das barragens sobre a hidrodinâmica do estuário do rio São Francisco e os processos de transferência de material entre o estuário e a região costeira adjacente. A fim de atingir o objetivo geral, os objetivos específicos visam atender aos questionamentos a seguir:

- i. Como funciona a dinâmica estuarina atual, e qual a influência da morfologia sobre ela?
- ii. Quais os efeitos da alteração de vazão pelas barragens sobre a hidrodinâmica e a distribuição de sal no estuário?
- iii. Como os processos de troca entre o estuário e a plataforma adjacente respondem à implantação das barragens?

Metodologia e escopo da tese

A metodologia do trabalho compreende três etapas principais: a) análise de dados hidrodinâmicos e hidrográficos disponíveis para a região de estudo; b) coleta de dados *in situ* para a análise da circulação atual; c) calibração, validação e aplicação de um modelo numérico para simulação da hidrodinâmica do estuário e processos de troca em condições anteriores e posteriores às barragens. Os resultados obtidos são apresentados em três capítulos organizados em forma de manuscritos, sendo que cada um deles apresenta uma descrição mais detalhada da metodologia aplicada. Além desses capítulos, o documento da tese conta com uma apresentação sobre o trabalho e considerações finais que visam à integração dos três capítulos.

No que se refere aos resultados, o segundo capítulo apresenta os dados coletados *in situ* para a avaliação da influência da morfologia do canal sobre a hidrodinâmica local, e responde ao diretamente ao item *i* dos objetivos específicos. O manuscrito referente a esse capítulo (Capítulo 02) foi submetido para o periódico *Estuarine, Coastal and Shelf Science* e se encontra em avaliação. No terceiro capítulo são apresentados a parametrização do modelo e os resultados de sua validação para o estuário. A aplicação do modelo nesse caso permitiu avaliar a hidrodinâmica e a distribuição de sal no estuário do rio São Francisco em diferentes condições de descarga fluvial. Esse capítulo está relacionado ao objetivo específico *ii*. No quarto capítulo, atendendo ao objetivo específico *iii*, o modelo já validado é utilizado para o estudo dos efeitos da descarga fluvial sobre as trocas estuário plataforma. Além do módulo hidrodinâmico do modelo, o módulo de partículas foi aplicado para o lançamento e acompanhamento de traçadores passivos no estuário e na plataforma, visando quantificar a importação e a exportação de material sob forçantes variadas. Ao final, o Capítulo 5 apresenta as considerações finais do trabalho.

Capítulo 2

Efeito da curvatura na circulação de um estuário tropical altamente estratificado: o estuário do Rio São Francisco (Brasil).

2.1. Resumo

Os efeitos da curvatura do canal na circulação estuarina foram avaliados no estuário do rio São Francisco. Este estuário é um sistema de frente deltaica altamente estratificado. O estudo foi baseado em experimentos de campo em que correntes, salinidade e temperatura foram monitoradas durante um ciclo de maré semi-diurno em duas seções transversais com curvaturas distintas (raios de 2 e 8 km). O método dos mínimos quadrados foi utilizado para determinar a velocidade média (velocidade residual) e a amplitude e fase da corrente longitudinal para o harmônico M_2 . Os resultados da amplitude observada de M_2 foram comparados a uma solução analítica que considera um balanço de momento simplificado entre o gradiente de pressão barotrópica e a fricção do fundo. A concordância entre modelo e observação para esses dois resultados foi de 0,44 e 0,63 para as seções # A e # B, respectivamente. As diferenças entre esses resultados indicam que existem outras forças dinamicamente influentes para o balanço de momento longitudinal além das incluídas na solução analítica. O gradiente de pressão baroclínica e o efeito de curvatura apresentaram valores duas ordens de grandeza maiores que o atrito do fundo, demonstrando a importância dinâmica dessas duas forças. Além do efeito de curvatura do canal, também foi observada a influência da batimetria na amplitude das marés nas seções transversais e nas médias verticais de velocidades longitudinais ao longo das seções, com a maior velocidade média nas áreas mais rasas de cada seção.

Palavras-chave: circulação residual; variabilidade espacial; morfologia do canal

2.2. Abstract

The effects of the channel curvature on the estuarine circulation were assessed in the São Francisco river estuary. This estuary is a deltaic front system, presenting highly stratified salinity distribution. The assessment was based on field experiments where currents, salinity and temperature were monitored during a semi-diurnal tidal cycle in two cross-sections with distinct curvatures (radii of 2 and 8 km). The least-squares method was used to determine the mean velocity (residual velocity), and the tidal velocity amplitude and phase for M_2 harmonic. The results of the observed amplitude of M_2 were compared to an analytical solution that considers a simplified momentum balance between barotropic pressure gradient and bottom friction. The model skill for these two results was of 0.44 and 0.63 for sections #A and #B, respectively. The differences between these results indicate that there are other dynamically influential forces for the longitudinal momentum balance besides those included in the analytical solution. The baroclinic pressure gradient and the curvature effect presented values two orders of magnitude greater than the bottom friction, demonstrating the dynamic importance of these two forces. In addition to the channel curvature effect, the influence of the bathymetry was also observed on the tidal amplitude in the cross-sections and on the depth-averaged residual longitudinal velocities along the sections, with the highest average speed in the shallowest areas of each section.

Keywords: residual circulation; spatial variability; channel morphology

2.3. Introdução

O padrão de circulação em um estuário é o resultado da interação entre uma série de mecanismos, incluindo descarga fluvial (Pritchard, 1952), flutuações do nível do mar na região costeira adjacente (Wilson & Filadelfo, 1986), atrito do vento (Salles et al., 2015) e o efeito da morfologia do canal (Dyer, 1977; Fischer, 1976). A circulação determina a troca de

sal, água, sedimentos e outros materiais entre o continente e o oceano adjacente (Kjerfve et al., 1981).

A circulação estuarina clássica descrita por Pritchard (1952) e Hansen & Rattray (1965) é caracterizada pela entrada de água salgada pelo fundo e saída de água doce pela superfície. Estes, assim como outros estudos analíticos iniciais acerca da circulação estuarina, assumem não haver variação lateral de fluxo, ou que essa variação é relativamente pequena (Jay & Smith, 1990a, 1990b; Johns, 1970). Variação lateral do fluxo e circulação secundária estão intrinsecamente relacionadas.

Devido à relação entre largura e profundidade em estuários altamente estratificados, a maioria dos estudos sobre esses sistemas considera a homogeneidade lateral (Geyer & Smith, 1987; Haralambidou et al., 2010; Schettini et al., 2006; Sierra et al., 2004; Vieira & Bordalo, 2000). Lerczak & Geyer (2004) avaliaram a relação entre intensidade de circulação secundária e estratificação, concluindo que quanto maior a estratificação, menor o fluxo lateral. No entanto, variações transversais na batimetria e curvaturas dos canais podem levar ao fluxo lateral, com distribuição desigual da magnitude da circulação na seção transversal do estuário (Dyer, 1977; Friedrichs & Hamrick, 1996; Nunes & Simpson, 1985). A importância relativa de cada mecanismo na composição da circulação residual varia de acordo com as características do ambiente estudado.

O rio São Francisco (RSF) é o maior rio da região semi-árida brasileira. O estuário é classificado como um sistema altamente estratificado (Cavalcante et al., 2017) e sua morfologia do canal é relativamente retilínea, o que o torna um bom laboratório natural para estudar o efeito da curvatura do canal na circulação estuarina. Apesar da importância econômica e social desse rio, não há estudos anteriores sobre as forçantes que determinam a circulação residual no estuário. Portanto, nosso objetivo é descrever a circulação residual nesse ambiente a partir de dados observados e avaliar a influência da morfologia na circulação.

2.4. Área de estudo

A bacia de drenagem da RSF abrange 640.000 km², correspondendo a 7,5% do território brasileiro. O rio nasce na Serra da Canastra (MG), em altitudes de cerca de 1.800 m, e percorre aproximadamente 2.700 km até a foz, localizada na fronteira entre os estados de Alagoas e Sergipe, no nordeste do Brasil (Figura 2.1).

Figura 2.1. Localização do estuário do rio São Francisco no Brasil (a), na divisa entre os estados de Alagoas e Sergipe (b), com batimetria do estuário e localização (c) das seções transversais monitoradas (#A e #B). Os painéis (d) e (e) apresentam a batimetria das seções, com indicação das estações hidrográficas em #A (#A1, #A2 e #A3) e em #B (#B1, #B2, #B3).

O estuário do RSF está localizado a $10^{\circ}25' S$ e $36^{\circ}23' W$ (Figura 2.1). Considerando a intrusão de água salgada, o estuário tem 15 km de extensão e abrange uma superfície de 19,23 km² (Cavalcante et al., 2017). Sua profundidade média é de 4 m, com um máximo de 22 m no canal principal. O curso baixo do rio é marcado pela presença de ilhas, e a largura do canal varia entre 0,6 km e 2 km.

O clima na região costeira é quente e úmido (Bernardes, 1951). A temperatura média anual é de 24°C com pouca variação sazonal, e a precipitação anual varia entre 1.250 e 1.500 mm.ano⁻¹ (Nimer, 1989). A climatologia é regida pela Massa de Ar Equatorial Atlântica, pela sazonalidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e pelos ventos alísios de leste e de nordeste (Knoppers et al., 2005).

O regime de descarga fluvial foi modificado pela construção de uma série de barragens ao longo de seu curso, com a barragem de Três Marias sendo instalada em 1952, e a barragem de Xingó em 1994. A Agência Nacional de Águas (ANA) fornece dados diários de vazão fluvial desde 1977, para uma estação localizada a jusante das barragens, a 70 km da foz (#49705000). No período anterior à construção da última barragem, a descarga média foi de cerca de 3.000 m³.s⁻¹, com picos de 12.000 m³.s⁻¹. Após sua instalação, a descarga média foi reduzida a 1.800 m³.s⁻¹, e entre 2016 e 2017 a vazão média foi de ~ 990 m³.s⁻¹.

A região possui marés semi-diurnas variando entre micro e meso-maré, e a altura máxima das marés observada é de 2,6 m sob condições de maré de sizígia equinocial (Bittencourt et al., 2007). O transporte ao longo da costa é predominantemente orientado de NE para SO (Coleman & Wright, 1974; Dominguez, 1996).

2.5. Material e Métodos

Esta seção inclui as etapas de coleta e processamento de dados. O processamento é apresentado em duas sub-seções, referentes aos dados das estações hidrográficas e das seções transversais. Por fim, um modelo analítico aplicado neste trabalho é apresentado resumidamente.

2.5.1. Coleta de dados

Duas campanhas de coleta de dados com duração de 12,5 horas cada foram realizadas no estuário do rio São Francisco nos dias 20 e 21 de fevereiro de 2017, em condições de maré de quadratura. Essa condição de maré foi escolhida a fim evidenciar o controle morfológico sobre a dinâmica estuarina. Nesses experimentos, foram monitoradas duas seções transversais do estuário, localizadas a 2 km (#A, no primeiro dia) e a 8 km (#B, no segundo dia) da foz (Figura 2.1), com coleta de dados hidrográficos e de correntes.

As correntes foram medidas com um ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) móvel da Teledyne RD Instruments, modelo WorkHorse 1.200 KHz. O ADCP foi fixado à embarcação, que navegou ininterruptamente de uma margem a outra da seção com um GPS a uma velocidade média de $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ durante 12,5 h. O equipamento foi programado para coletar em células de 0,25 m de profundidade.

Perfis verticais de salinidade, temperatura e densidade da água foram coletados utilizando uma sonda CTD modelo Rinko Profiler, da marca JFE-Advantech. Em cada seção foram selecionadas três estações de coleta, correspondentes ao canal principal e às margens. Ao todo foram realizadas coletas em seis estações hidrográficas (#A1, #A2 e #A3 na seção #A; e #B1, #B2 e #B3 na seção B – Figura 2.1). A frequência de coleta foi de 30 minutos em todas as estações, com resolução vertical de 0,1 m.

2.5.2. Processamento de dados de corrente

Inicialmente foi calculada a média dos dados brutos de corrente para 15 perfis verticais consecutivos. Considerando-se a velocidade média da embarcação durante a campanha ($1,5 \text{ m.s}^{-1}$) e a frequência de coleta do equipamento (2 Hz), essa média resulta em uma resolução horizontal de $\sim 12 \text{ m}$. O processamento dos dados foi então realizado conforme descrito por Valle-Levinson & Atkinson (1999), consistindo resumidamente nos passos a seguir.

Primeiramente foram eliminados os dados correspondentes às curvas realizadas pela embarcação, e também aqueles cujo valor absoluto do erro de velocidade (fornecido pelo equipamento) ultrapassou 10 cm.s^{-1} . Em seguida, a bússola do ADCP foi corrigida de acordo com o método apresentado por Joyce (1989). Posteriormente, foi definida uma origem comum para os transectos de uma mesma seção transversal, e em seguida os dados foram separados em matrizes regulares de distância e profundidade para cada repetição de transecto. Um total de 63 repetições em #A e 52 em #B foram completadas durante o primeiro e o segundo dia de campanha, respectivamente. A seção #B é mais larga que #A, o que explica a diferença entre o número de repetições.

Os dados de corrente foram rotacionados, de modo a minimizar a velocidade lateral, e decompostos em velocidade longitudinal (u) e velocidade transversal (v). Os valores positivos de u indicam correntes no sentido de enchente, enquanto os valores positivos de v apontam para 90° no sentido horário dos valores positivos de u , ou em direção à margem ao

norte. Perfis de u e v foram organizados em matrizes regulares de tempo por profundidade em cada estação.

O método dos mínimos quadrados foi utilizado para determinar a velocidade média (ou velocidade residual), a amplitude e a fase das constituintes de maré, a partir das medições instantâneas (Emery & Thomson, 2001) para cada ponto da seção transversal. Considerando-se ‘ n ’ constituintes de maré, a série temporal do fluxo observado $u'_{(t)}$ é representada como:

$$u'_{(t)} = u_0 + \sum_{i=1}^n a_i \sin(\omega_i t + \phi_i) \quad \text{Eq. 2.1}$$

Onde u_0 é a corrente média ou residual, a_i é a amplitude da corrente de maré, ω_i é a frequência angular e ϕ_i é a fase da constituinte de maré i . Neste trabalho, os dados foram ajustados para M_2 (principal constituinte lunar, com período de 12,42 h). O resultado da aplicação do método dos mínimos quadrados foram matrizes de amplitude e fase para M_2 e matrizes de u e v residual.

2.5.3. Processamento de dados das estações hidrográficas

Os dados de salinidade, temperatura e densidade foram reorganizados em matrizes regulares de tempo e profundidade para cada uma das seis estações. Os perfis verticais de densidade das estações foram então organizados em três pares (#1, #2 e #3, referentes à margem esquerda, ao canal e à margem direita, respectivamente) e utilizados para calcular o gradiente horizontal de densidade ($\partial\rho/\partial x$) no eixo longitudinal do estuário (x) nesses três setores conforme a equação abaixo:

$$\nabla P_b = -\frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial\rho}{\partial x} dz \quad \text{Eq. 2.2}$$

A partir dos dados de corrente do ADCP móvel nas seções transversais, foram isoladas as velocidades para as seis estações hidrográficas. As informações de densidade e de correntes nas estações foram aplicadas no cálculo do número de Richardson gradiente (Ri), que

representa a competição entre a tendência de estratificação vertical e a tendência de mistura pelo cisalhamento vertical das correntes:

$$Ri = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)^{-1} \quad Eq. 2.3$$

Onde g é a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$), ρ_0 é a densidade de referência da água ($kg.m^{-3}$) e $\partial \rho / \partial z$, $\partial u / \partial z$ e $\partial v / \partial z$ correspondem à variação vertical da densidade, da componente longitudinal e da componente transversal da velocidade das correntes, respectivamente. Taylor (1931) calculou um valor crítico 0,25 para o número de Richardson e determinou que para $Ri > 0,25$ predomina a tendência de estratificação da coluna d'água, enquanto valores de Ri menores que o valor crítico indicam tendência de mistura. A fim de facilitar a visualização dos resultados, foi calculado o $[\log (4 \cdot Ri)]$, número de Richardson transformado, que resulta em valores positivos para tendência de estratificação e negativos para tendência de mistura.

2.5.4. Modelo analítico

A dinâmica mareal foi explorada a partir da comparação entre a amplitude de M_2 observada e os resultados da aplicação de um modelo analítico (Huijts et al., 2006) que simplifica o balanço de momento nos eixos longitudinal e transversal do estuário. Longitudinalmente, a solução analítica considera o balanço entre gradiente de pressão barotrópica e fricção de fundo (Equação 2.4). O balanço lateral no modelo é entre gradiente de pressão lateral, fricção e deflexão do fluxo longitudinal por Coriolis (Equação 2.5). Essa solução analítica não considera qualquer curvatura no canal e prevê a inexistência de variabilidade longitudinal da batimetria no estuário.

$$\frac{\partial u_0}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta_0}{\partial x} + A_z \frac{\partial^2 u_0}{\partial z^2} \quad Eq. 2.4$$

$$f u_0 = -g \frac{\partial \eta_0}{\partial y} + A_z \frac{\partial^2 v_0}{\partial z^2} \quad Eq. 2.5$$

Onde u_0 e v_0 são a velocidade nos eixos longitudinal e transversal, respectivamente, g é a aceleração gravitacional (m.s^{-2}), η_0 é a elevação da maré (m), A_z é um valor uniforme de viscosidade vertical ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), e f é o parâmetro Coriolis (s^{-1}). A solução para o balanço do momento longitudinal foi aplicada ao estuário do RSF e comparada às observações. Os resultados do modelo analítico apresentado na próxima seção são obtidos para a batimetria observada no estuário e uma velocidade longitudinal representativa da média da seção transversal ($0,1$ e $0,18 \text{ m.s}^{-1}$ para #A e #B, respectivamente, que são as médias das velocidades longitudinais residuais observadas para toda a seção transversal em #A e #B). Os valores de A_z aplicados ($0,01 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ para # A e $0,001 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ para #B) corresponderam ao melhor ajuste ao comparar amplitudes observadas e modeladas. O gradiente de pressão longitudinal foi estimado calculando a diferença entre as pressões medidas pelos dois ADCPs fundeados (no canal principal de #A e #B).

2.6. Resultados

Os resultados foram divididos em duas sub-seções, que compreendem os dados das estações hidrográficas e a distribuição de correntes nas seções transversais. A primeira sub-seção contém as séries temporais de salinidade e de velocidade nas seis estações, bem como o perfil vertical residual de densidade para as seções e o gradiente de pressão baroclínica resultante no canal e nas margens. Na segunda sub-seção, são apresentadas as distribuições de correntes longitudinais e transversais, da amplitude de M_2 resultante dos mínimos quadrados para os dados observados e da solução analítica para a amplitude de M_2 para cada seção transversal.

2.6.1. Estações hidrográficas

As variações intra-mareais de salinidade e de velocidade para os seis pontos de coleta estão na Figura 2.2 (seção #A) e Figura 2.3 (seção #B). A salinidade foi maior no canal e menor no ponto mais raso em ambas as seções. A salinidade média foi maior na seção #A, por sua localização mais próxima à foz. A estação #B3, com menor profundidade entre os seis pontos, apresentou salinidade próxima de zero durante todo o ciclo de maré (Figura 2.3g).

Figura 2.2. Séries temporais de salinidade (a, d, g), velocidade longitudinal (b, e, h) e número de Richardson transformado (c, f, i) apresentadas com pressão adimensional para as três estações hidrográficas da seção #A.

As correntes de enchente atingiram valor máximo de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ nos canais das seções #A e #B, respectivamente (Figura 2.2 e Figura 2.3e). Para as correntes de vazante, os valores máximos foram de $1,1$ e $0,8 \text{ m.s}^{-1}$. O fluxo foi verticalmente cisalhado no início da enchente nas duas seções, e unidirecional no restante do ciclo de maré, com exceção da estação #B3 (Figura 2.3h). Nesta estação, de menor profundidade entre as seis, as correntes foram unidirecionais em toda a campanha, como resultado da mistura esperada em partes rasas. As correntes em #A1 foram as mais fracas entre as seis estações (Figura 2.2b).

Figura 2.3. Séries temporais de salinidade (a, d, g), velocidade longitudinal (b, e, h) e número de Richardson transformado (c, f, i) apresentadas com pressão adimensional para as três estações hidrográficas da seção #B.

O número de Richardson transformado foi predominantemente positivo em #A1 na enchente e negativo na vazante (Figura 2.3c). Nas estações #A2 (Figura 2.2f) e #A3 (Figura 2.2i), esse número foi predominantemente positivo, indicando maior tendência de estratificação. Em #B, a tendência de mistura foi maior que em #A. A estação #B1 apresentou tendência de estratificação no fundo (Figura 2.3c), enquanto em #B2 isso ocorreu em meia-água (Figura 2.3f). A tendência de mistura predominou na estação #B3 (Figura 2.3i) durante todo o ciclo de maré.

O resumo dos resultados de salinidade, temperatura, densidade e velocidade para as seis estações de coleta está disposto na Tabela 2.1. Em uma mesma seção transversal, os pontos de menor profundidade (#A1 e #B3) tiveram a menor salinidade. A temperatura não variou significativamente entre os seis pontos, e as médias ficaram em torno de 29°C. As variações de densidade foram determinadas pela salinidade.

Tabela 2.1. Resumo dos resultados das estações hidrográficas para profundidade da estação (Z, em m), salinidade (S, em g.kg⁻¹), temperatura (T, em °C), anomalia de densidade (σ_t , em kg.m⁻³), e velocidade longitudinal (u , em m.s⁻¹). Os sub-índices ‘med’, ‘min’ e ‘max’ correspondem ao valor médio, mínimo e máximo de cada parâmetro. Os sub-índices ‘E’ e ‘V’ representam enchente e vazante, respectivamente.

	A			B		
	#1	#2	#3	#1	#2	#3
Z _{med}	4,0	10,2	7,8	4,3	7,3	2,3
S _{med}	10,0	22,1	18,6	4,7	12,1	2,7
S _{max}	27,0	34,8	34,6	24,1	26,5	9,8
S _{min}	1,5	1,8	1,8	0,4	0,2	1,4
T _{med}	29,1	28,9	28,9	28,9	28,9	29,0
T _{max}	29,9	29,5	29,5	29,7	29,5	29,6
T _{min}	28,2	28,5	28,5	28,2	28,3	28,6
$\sigma_{t\text{ med}}$	8,7	17,6	15	4,8	10,2	3,3
$\sigma_{t\text{ max}}$	21,1	26,9	26,7	19,0	20,8	8,5
$\sigma_{t\text{ min}}$	2,7	2,8	2,8	1,7	1,5	2,5
u_{med}	-0,04	-0,04	-0,11	-0,18	-0,12	-0,16
$u_{\text{max E}}$	0,27	0,80	0,64	0,45	0,50	0,56
$u_{\text{max V}}$	-0,45	-1,08	-0,93	-1,00	-0,85	-0,95

Os perfis verticais residuais de densidade nos seis pontos de coleta indicam estratificação vertical em ambas as seções (Figura 2.4a e Figura 2.4b). Essa estratificação é mais pronunciada em #A que em #B, e a diferença de salinidade entre a superfície e o fundo é de aproximadamente 25 g.kg⁻¹ em #A2 e 20 g.kg⁻¹ em #B2. A estratificação foi maior quanto maior a profundidade da estação, e a coluna d’água foi verticalmente homogênea em #B3, estação de menor profundidade entre as estudadas. O gradiente de pressão baroclínica nos três setores (canal principal e margens) foi da ordem de 10⁻⁵ N.kg⁻¹ (ou m.s⁻²) no setor #1 (margem esquerda) e 10⁻⁴ N.kg⁻¹ em #2 e #3 (canal e margem direita, respectivamente), sendo maior no fundo nos três setores (Figura 2.4c). O maior gradiente de pressão baroclínica foi observado em #3, resultante da baixa densidade em #B3.

Figura 2.4. Perfis verticais residuais da anomalia de densidade nas estações hidrográficas das seções #A (a) e #B (b) e do gradiente de pressão baroclínica nos setores três setores das seções (c).

2.6.2. Seções Transversais

Na seção #A, a corrente longitudinal residual apresentou cisalhamento vertical no canal principal, com correntes de enchente no fundo e de vazante na superfície, enquanto o restante da seção mostrou apenas correntes de vazante (Figura 2.5a). As máximas correntes residuais de enchente e vazante foram $0,16 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,45 \text{ m.s}^{-1}$, nessa ordem. Lateralmente, houve predomínio de correntes para a direita, com maior magnitude na margem esquerda da seção (Figura 2.5b).

A seção #B também mostrou cisalhamento vertical de corrente longitudinal, com correntes de enchente no fundo e de vazante na superfície (Figura 2.5d). As máximas correntes de enchente e de vazante foram de $0,13 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,39 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente. Em relação às correntes transversais, houve cisalhamento vertical e lateral no lado direito do canal, com correntes para a direita na superfície e para a esquerda no fundo predomínio de correntes para a esquerda na seção (Figura 2.5e). O restante do canal apresentou apenas correntes para a esquerda.

A média vertical das velocidades residuais foi calculada para avaliar o comportamento das correntes em diferentes profundidades na seção transversal (Figura 2.5c e Figura 2.5f). A velocidade longitudinal média apresentou apenas correntes de vazante em toda a seção

transversal. A média vertical das correntes transversais residuais mostra correntes para a direita em #A, com os maiores valores sobre a margem esquerda (Figura 2.5c). Em #B, a velocidade transversal média apontou para esquerda, com os menores valores sobre a margem direita (Figura 2.5f). Os valores médios de u e v em #A foram de 7,8 e 2,1 cm.s^{-1} . Em #B, essas médias foram de 8,6 e 0,3 cm.s^{-1} para u e v , respectivamente.

Figura 2.5. Distribuição na seção #A (a, b, c) e #B (d, e, f) de u (a, d) e v (b, e) e média vertical dessas componentes da velocidade (c, d). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.

A Figura 2.6 apresenta as amplitudes de M_2 observadas, os resultados do modelo analítico e a concordância entre eles. Em #A (Figura 2.6a, Figura 2.6b e Figura 2.6c), o modelo resulta em concentração das maiores amplitudes de M_2 no canal principal, se espalhando para a esquerda, assim como na seção observada. No entanto, nas amplitudes observadas, esse espalhamento é maior e as amplitudes médias à esquerda da seção são maiores que na solução analítica. Fluxos com maior amplitude dominaram todo o canal

principal, enquanto o restante da seção (lado esquerdo do canal) apresentou amplitudes menores e isolinhas aproximadamente verticais (Figura 2.6a). A amplitude máxima observada nesta seção ($0,74 \text{ cm.s}^{-1}$) ocorreu entre 2 e 5 m de profundidade. Em #B (Figura 2.6d, Figura 2.6e e Figura 2.6f), a solução analítica reproduz o padrão geral da distribuição das amplitudes observadas, com amplitudes de superfície maiores e diminuindo em direção ao fundo. A amplitude de M_2 foi menor no fundo e maior na superfície (Figura 2.6d), com isolinhas horizontais, exceto sobre a área mais rasa da seção (lado direito do canal). Os resultados obtidos com o modelo para ambas as seções (Figura 2.6b e Figura 2.6d) mostram isolinhas de amplitude paralelas à batimetria do fundo, conforme esperado para fluxos com predomínio da fricção (Arnott et al., 2012; Lwiza et al., 1991; Salles et al., 2015).

2.7. Discussão

A concordância entre a amplitude de M_2 observada e a solução analítica para ambas as seções foi avaliada pelo método estatístico apresentado por Willmott (1981) e aplicada em vários estudos de modelagem (e.g. Elias et al., 2012; Warner et al., 2005). A concordância, ou *skill*, do modelo é calculado por:

$$skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\sum_{i=1}^N (|X_{mod} - \bar{X}_{obs}| - |X_{obs} - \bar{X}_{obs}|)^2} \quad Eq. 2.6$$

Onde X é a variável que está sendo comparada, $\bar{X}$ é a média dos dados, e os subíndices *mod* e *obs* representam o resultado do modelo e a observação, respectivamente. Esse parâmetro varia de zero (desacordo completo) a 1 (concordância perfeita).

O parâmetro *skill* foi de 0,44 e 0,63 para # A e # B, respectivamente (Figura 2.6c e Figura 2.6f). As diferenças entre os resultados observados e modelados indicam que pode haver outras forças atuando no balanço do momento longitudinal além do gradiente de pressão barotrópica e da fricção de fundo, ambos considerados na solução analítica. O efeito da curvatura, resultante da existência de duas curvaturas opostas na área de estudo (Figura 2.1c), pode atuar nesse equilíbrio. A aceleração centrífuga de cada curvatura deslocaria as correntes longitudinais máximas para a direita em #A e para a esquerda em #B na superfície.

Outra hipótese para a diferença é a variação no coeficiente de viscosidade (A_z) na seção (e.g. Friedrichs & Hamrick, 1996), uma vez que o modelo considera A_z constante. O estuário da RSF é um sistema altamente estratificado, o que sugere que o A_z apresenta uma forte variabilidade vertical. Além disso, o gradiente de pressão baroclínica deve ser considerado para uma representação de fluxo mais realista, conforme sugerido por Lee et al. (2013) para um sistema com resultados semelhantes.

Figura 2.6. Amplitude de M2 observada (a, d) e solução analítica (b, e) e índice de concordância (c,f) para as seções #A (a, b, c) e #B (d, e, f). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.

A Figura 2.4 mostra que a ordem de grandeza do gradiente de pressão baroclínica no estuário varia entre 10^{-5} e 10^{-4} N.kg⁻¹. Como a fricção de fundo é uma das forças consideradas no balanço do momento do modelo analítico, ela foi comparada ao gradiente de pressão baroclínica para determinar a influência dinâmica relativa entre eles para cada seção transversal (Valle-Levinson et al., 2015). A força por unidade de área induzida pela fricção de fundo residual ($\tau_b/\rho H$) foi calculada a partir da seguinte equação:

$$\left\langle \frac{\tau_b}{\rho H} \right\rangle = \left\langle \frac{C_d u_b^2}{H} \right\rangle \quad \text{Eq. 2.7}$$

Onde C_d é o coeficiente adimensional de arrasto (aqui utilizado $2,5 \times 10^{-3}$, um valor padrão utilizado em vários outros estudos, como Figueroa et al., 2019; Seim et al., 2002; Valle-Levinson et al., 2015), u_b é a corrente longitudinal próxima ao fundo (em m.s⁻¹) e H corresponde à profundidade local (m). Valores residuais são representados por $\langle \rangle$.

A Figura 2.7 mostra a comparação entre as duas forças em #A (Figura 2.7a) e em #B (Figura 2.7b). A média vertical do gradiente de pressão baroclínica residual foi calculada conforme a Equação 2.2, assumindo um mesmo $\partial\rho/\partial x$ para toda a seção. O valor de $\partial\rho/\partial x$ utilizado para toda a seção foi o menor observado entre os três setores (referente à margem esquerda). Portanto, os valores de ∇P_b foram subestimados em algumas áreas da seção. Nas duas seções houve predomínio do gradiente de pressão baroclínica sobre a fricção de fundo, com ∇P_b cerca de duas ordens de grandeza maior que a fricção em ambas as seções. A fricção de fundo média foi da ordem de 10^{-6} N.kg⁻¹ para ambas as seções.

O efeito da curvatura pode ser mensurado a partir da aceleração centrífuga ($CF = U^2/R$, onde U é amplitude da corrente de maré e R é o raio da curvatura). A amplitude da corrente é de aproximadamente 0,6 e 0,5 m.s⁻¹ em #A e #B, respectivamente, enquanto os raios de curvatura são de aproximadamente 2 km e 8 km, nessa ordem. O resultado é uma aceleração centrífuga da ordem de 10^{-4} m.s⁻² em #A e de 10^{-5} m.s⁻² em #B, ou seja, maior que a fricção e dinamicamente importante para o balanço de momento longitudinal.

Figura 2.7. Valores residuais do gradiente de pressão baroclínica (∇P_b) e da fricção de fundo (τ_b) em #A (a) e #B (c), com os perfis batimétricos para #A (b) e #B (d). Os perfis batimétricos correspondem à vista olhando da foz para a nascente.

Em relação à circulação lateral, a média vertical das velocidades resultou em correntes secundárias com magnitudes maiores que 20% da magnitude das correntes longitudinais em #A (Figura 2.5c), quando em geral, as correntes secundárias correspondem a 10% das correntes longitudinais (Chant, 2010). A diminuição da mistura devido à estratificação vertical de densidade permite que as correntes transversais sejam maiores e mais persistentes (Geyer, 1993; Lacy et al., 2003; Winterwerp et al., 2006). O número de Richardson mostrou maior tendência de estratificação em #A que em #B, corroborando o fato de as correntes secundárias serem relativamente mais importantes em #A.

Além do efeito de curvatura, a variação batimétrica pode desempenhar um papel importante na circulação do estuário. A solução analítica considera que não há variabilidade longitudinal da batimetria, o que não é verdade para o estuário do RSF. Essa suposição pode explicar parte da diferença entre resultados observados e modelados. O efeito da batimetria é observado na distribuição das amplitudes das marés observadas, que mostram valores de superfície mais altos com uma diminuição em direção ao fundo devido ao atrito (Figura 2.6a e Figura 2.6b). A magnitude da média vertical das velocidades longitudinais residuais também mostra a influência da batimetria, com correntes mais intensas nas áreas mais rasas das seções transversais (Figura 2.5c e Figura 2.5f), apesar da diferença morfológica entre as seções #A e #B. A análise da distribuição espacial das correntes longitudinais residuais (Figura 2.5a e Figura 2.5d) mostra uma combinação de cisalhamento vertical e horizontal. As correntes de

enchente concentram-se na parte inferior do canal principal, enquanto as correntes de vazante ocorrem na superfície e em áreas rasas, um padrão também observado em outros sistemas (Friedrichs & Hamrick, 1996; Valle-Levinson, 2008).

2.8. Conclusões

Neste estudo, apresentamos dados observacionais sem precedentes de duas seções transversais do estuário do rio São Francisco, localizadas em curvaturas opostas dos canais e com diferentes batimetrias. A comparação entre as seções resultou em duas conclusões principais relacionadas à circulação no estuário. Além do gradiente de pressão barotrópica e da fricção de fundo, o gradiente de pressão baroclínica e o efeito da curvatura são dinamicamente importantes para o equilíbrio do momento longitudinal em ambas as seções. O gradiente de pressão baroclínica e o efeito da curvatura foram até duas ordens de magnitude maiores que a fricção de fundo no estuário. Em relação à batimetria, as amplitudes do componente M_2 são geralmente mais altas na superfície devido ao efeito do atrito do fundo, e os maiores valores de média vertical de corrente ocorreram nas áreas mais rasas das seções transversais. Mudanças na descarga fluvial e na entrada de sedimentos devido a barragens podem resultar em mudanças na morfologia e circulação do estuário. As conclusões deste artigo sobre a interação entre a morfologia e a circulação podem ser utilizadas para o gerenciamento de atividades sociais e econômicas na área.

Capítulo 3

Influência da instalação de barragens sobre a hidrodinâmica e a estrutura de salinidade em um estuário de cunha salina.

3.1. Resumo

A alteração da vazão por ação antrópica é uma questão que afeta diretamente a dinâmica no estuário do rio São Francisco. A fim de avaliar a influência da vazão sobre os processos hidrodinâmicos e a intrusão salina no estuário, um modelo hidrodinâmico tridimensional foi aplicado ao sistema, com a simulação de situações diversas de descarga fluvial. O modelo foi calibrado e validado a partir de dados coletados no estuário. Os cenários simulados foram de descarga de $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$ (correspondentes a 600, 5.000, 1.200 e 12.000 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente), determinados a partir da observação da série histórica de vazão do rio. Houve aumento da mistura e diminuição da contribuição fluvial após a instalação das barragens. A salinidade média no domínio estuarino passou de 0,7 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ em descarga intermediária pré-barragem a 15,6 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ nas menores descargas após as instalações. Os resultados das simulações foram utilizados para estabelecer uma relação exponencial entre a descarga fluvial e a intrusão salina, que pode ser utilizada por órgãos de planejamento para otimizar a captação de água para consumo.

Palavras-chave: rio São Francisco; intrusão salina; modelagem numérica.

3.2. Abstract

The alteration of the flow due to anthropic action is an issue that directly affects the dynamics in the São Francisco River estuary. In order to evaluate the influence of the flow on the hydrodynamic processes and saline intrusion in the estuary, a three-dimensional hydrodynamic model was applied to the system, with the simulation of different values of river discharge. The model was calibrated and validated from data collected in the estuary. The simulated scenarios river discharges were $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$ (corresponding to 600, 5000, 1200, and 12000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, respectively), determined from the observation of the historical series of river discharge. There was an increase in the mixing and a decrease in the river contribution after the installation of the dams. The average salinity in the estuarine domain went from 0.7 g.kg^{-1} in intermediate pre-dam discharge to 15.6 g.kg^{-1} in the lowest discharges after the installations. The results of the simulations were used to establish an exponential relationship between fluvial discharge and saline intrusion, which can be used by management agencies to optimize the catchment of drinking water.

Keywords: São Francisco river; saltwater intrusion; numerical modelling

3.3. Introdução

A dinâmica estuarina é controlada principalmente pela interação entre maré, descarga fluvial e morfologia do canal. Essas forçantes estão sujeitas a variações naturais, como sazonalidade da descarga fluvial e aumento do nível do mar, e decorrentes de atividade antrópica, por exemplo alteração da descarga fluvial a partir da construção de barragens e alteração da morfologia por obras de dragagem. A construção de barragens ao longo do curso dos rios é uma intervenção antrópica comum, seja para a produção de energia elétrica ou para o abastecimento humano. Esse tipo de obra causa redução da descarga fluvial natural e retenção de sedimentos à montante da barragem. A diminuição da descarga de água doce altera as condições hidrológicas do estuário (Xu et al., 2016; Zhao et al., 2017) e reduz o controle fluvial sobre os processos dinâmicos no estuário, como a morfologia do canal (Ijaz et al., 2018; Zhou et al., 2013; Zhu et al., 2016) e a distribuição de salinidade no sistema (Guerra-Chanis et al., 2019; Lin et al., 2019; Tian, 2019).

A intrusão salina é um fenômeno natural em regiões costeiras, onde a água salgada adentra o canal estuarino e se mistura com a água doce da drenagem continental. Esse processo limita a disponibilidade de água doce para o consumo humano, além de afetar os sistemas de captação de água para distribuição em uso doméstico (e.g. Klassen and Allen, 2017; Kouzana et al., 2009). A intrusão salina também altera a biodiversidade em estuários (e.g. Neubauer, 2013; Pettit et al., 2018) e pode facilitar a subsidência de sedimentos finos e a formação de zonas com maior turbidez próximo à foz dos estuários (Uncles & Stephens, 1993).

Alterações nas forçantes do estuário induzem mudanças no alcance da intrusão salina no sistema (Andrews et al., 2017; Hong & Shen, 2012; Qiu & Zhu, 2013). No rio São Francisco (AL/SE), a descarga fluvial natural foi alterada desde a década de 1960, devido à construção de diversas barragens ao longo de seu curso. Essa modificação resultou em alteração da intrusão salina, que atualmente afeta a captação de água para abastecimento da população de municípios próximos, como Piaçabuçu-AL. Por exemplo, em 2018, a empresa de abastecimento de água de Alagoas (Companhia de Saneamento de Alagoas - Casal) precisou implantar um novo ponto de captação de água, seis quilômetros acima do anterior, devido a problemas de salinização da água captada. Além da captação, essa mudança foi acompanhada da construção de uma adutora de 6 km, totalizando um investimento de mais de 1,5 milhões de reais do governo do Estado. A empresa ainda cogita a possibilidade da necessidade de adoção de algumas medidas para prevenção contra a captação de água salgada, como, por exemplo, limitar a captação aos períodos de maré baixa. O conhecimento acerca da relação entre a vazão e a intrusão salina é uma ferramenta que pode ser aplicada para a melhor gestão dos recursos hídricos, permitindo um planejamento mais eficaz da captação de água para distribuição.

O objetivo deste capítulo é avaliar a influência da implantação das barragens e variação da descarga fluvial sobre a circulação e a intrusão salina no estuário do rio São Francisco. Para isso, foram realizadas coletas de dados *in situ* e calibração de um modelo hidrodinâmico tridimensional capaz de reproduzir cenários com diferentes condições de descarga fluvial.

3.4. Material e Métodos

Um modelo hidrodinâmico tridimensional foi calibrado para o estuário do rio São Francisco, a fim de avaliar o comportamento hidrodinâmico e o campo de salinidade do estuário sob influência de diferentes regimes de vazão. Os itens seguintes tratam de uma breve descrição da área de estudo e dos dados existentes para a área, seguidos da definição e parametrização do modelo numérico utilizado e sua calibração para o sistema, além do detalhamento das simulações analisadas.

3.4.1. Área de Estudo

O estuário do Rio São Francisco está localizado na região nordeste do Brasil, na fronteira entre os estados de Alagoas e Sergipe (Figura 3.1). A bacia hidrográfica do RSF ocupa 7,5% do território brasileiro, abrangendo regiões de clima úmido, árido e semi-árido. O suprimento de água doce para o estuário é controlado por uma série de barragens construídas ao longo do curso do rio principalmente para a produção de energia elétrica. A barragem de Xingó, localizada a aproximadamente 80 km da foz, foi a última a ser instalada, em 1994. A partir da instalação das barragens, em especial após 1994, a vazão do rio no estuário sofreu grande alteração, havendo redução da vazão média e dos picos de descarga (Figura 3.2). O estuário é classificado como altamente estratificado (Cavalcante et al., 2017), e o regime de marés na região é semi-diurno e varia entre micro e meso-maré. A máxima altura de maré observada é de 2,6 m, em condições de maré de sizígia equinocial (Bittencourt et al., 2007).

Figura 3.1. (a) Localização da área de estudo no Brasil, (b) delimitação da bacia hidrográfica do RSF e (c) detalhamento do estuário com representação das estações de coleta (#A e #B).

Figura 3.2. Série histórica de média diária de descarga fluvial disponibilizada pela Agência Nacional de Águas para estação localizada a 70 km da foz do RSF (estação #49705000), com indicação em vermelho da instalação da última barragem (Xingó).

3.4.2. Dados hidrodinâmicos disponíveis para o estuário

Foram realizadas três campanhas para a coleta de dados oceanográficos no estuário (Figura 3.1), com duração aproximada de 12,5 horas cada uma (um ciclo de maré semi-diurna). Os experimentos ocorreram em condições de sizígia (26 e 27 de abril de 2014 e 16 de maio de 2014) e de quadratura (05 de maio de 2014).

Um ADCP (acrônimo do inglês *Acoustic Doppler Current Profiler* – Perfilador Acústico de Correntes por Döppler) da marca Nortek, modelo Aquadopp Profiler de 1.000 KHz, foi fundeado por aproximadamente 12 horas para registro de nível da água, velocidade e direção das correntes. O equipamento foi configurado para coletar durante 3 minutos com frequência de 1 Hz a cada 10 minutos, em células de 0,35 m de altura. Na mesma estrutura de fundeio foram utilizados dois CTs da marca JFE-Advantech, posicionados no fundo e a 1 m da superfície, para coleta de dados de salinidade e temperatura com frequência de 1 Hz durante 2 minutos em intervalos de 20 minutos. Os equipamentos foram fundeados a 3 km (estação #A) e a 9 km (estação #B) da foz (Figura 3.1).

Uma seção transversal localizada a cerca de 2 km da foz (Figura 3.1) foi monitorada durante aproximadamente 12,5 horas nos três experimentos. Informações de descarga e corrente foram obtidas utilizando-se um ADCP móvel modelo WorkHorse Monitor de 1.200

KHz (Teledyne RD Instruments) fixado à embarcação, programado para coletar constantemente com frequência de 2 Hz em células de 0,25 m.

A partir desses dados, o estuário foi classificado como altamente estratificado (Paiva, 2015), e atualmente a intrusão salina é modulada pelas marés. A variação vertical de corrente longitudinal foi maior durante a quadratura. Na sizígia a variação transversal da corrente longitudinal foi mais acentuada. O estuário atua como exportador de sedimentos em condições de sizígia e quadratura, e a principal fonte de MPS para a coluna d'água é a ressuspensão de fundo (Paiva, 2015). Esses dados foram utilizados para calibrar e validar um modelo hidrodinâmico tridimensional descrito nas seções seguintes.

3.4.3. Modelo numérico

O modelo hidrodinâmico utilizado no desenvolvimento do trabalho é o Delft3D, programa de acesso livre desenvolvido pela Deltares. Esse modelo já foi aplicado com sucesso em vários estudos cujos domínios são estuários e região costeira (e.g. Des et al., 2019; Sandbach et al., 2018; Siegle et al., 2019; Tu et al., 2019). A possibilidade de utilização de uma grade curvilínea e a capacidade do modelo em resolver equações de conservação de escalares torna esse modelo ideal para a aplicação no estuário do rio São Francisco.

Domínio do modelo e grade numérica

O domínio do modelo numérico utilizado compreende cerca de 20 km de extensão do estuário do rio São Francisco, e aproximadamente 500 km² de área da região costeira adjacente. Além disso, o domínio inclui duas caixas à montante do estuário, adicionadas para simular o volume do prisma de maré não compreendido pelo restante do domínio (Figura 3.3).

Figura 3.3. Grade numérica desenvolvida para as simulações (a), com detalhe na porção inferior do estuário (b) e domínio batimétrico (c) com o mesmo detalhamento (d).

Os contornos ou limites do domínio delimitam sua área, e neles são inseridas as forçantes do sistema. O domínio desenvolvido possui cinco contornos, sendo três limites externos (localizados na região costeira) e dois internos (à montante do estuário). Os limites externos são forçados pela variação da maré, enquanto os internos representam a descarga fluvial que entra no domínio.

A grade numérica desenvolvida para as simulações é do tipo curvilínea ortogonal, que permite representar melhor o canal estuarino, seus meandramentos e ilhas, com otimização de

tempo e espaço para os cálculos computacionais (Hill, 1968). A grade utilizada neste trabalho apresenta 100 células na direção M e 245 células na direção N, direções transversal e longitudinal ao canal estuarino, respectivamente.

A resolução espacial da grade numérica é maior no estuário e menor na região costeira, diminuindo em direção ao oceano aberto. O cálculo da resolução em grades curvilíneas é realizado a partir da raiz quadrada da área da célula na grade horizontal. Nas simulações, essa resolução variou entre aproximadamente 10 m, no estuário, e 1 km, nos limites externos da plataforma.

Verticalmente, o modelo Delft3D permite a estruturação das células em coordenadas sigma ou Z. A primeira e a última linha da coordenada sigma seguem a superfície livre da água e o fundo, respectivamente, enquanto a altura e o formato de cada célula são ajustados para preencher esse espaço. Em domínios com coordenada Z, os limites das células são sempre horizontais, não havendo deformações devidas à topografia do fundo. Nesse caso, o fundo é representado por degraus. Em ambas as estruturas verticais, a distribuição da coluna d'água entre as células (em porcentagem da profundidade local) é definida pelo usuário.

Para simular adequadamente a estratificação vertical de salinidade, a grade vertical deve resolver as camadas próximas ao fundo e o stress de fundo, ser refinado em torno da picnoclina e evitar grandes erros de truncamento na aproximação de gradientes horizontais estritos (Deltares, 2019). Domínios com coordenadas sigma são mais bem ajustados aos limites de fundo, mas podem não apresentar boa resolução na picnoclina, gerando erros significativos na aproximação de gradientes horizontais de densidade. Coordenadas Z são mais adequadas para simular ambientes estratificados, uma vez que suas células com linhas horizontais reduzem a mistura artificial de propriedades escalares (Deltares, 2019). Por outro lado, a utilização de camadas fixas (coordenada-Z) não permite acoplamento aos módulos do Delft3D relacionados à morfologia e aos sedimentos.

Batimetria

A geração da malha batimétrica do domínio do modelo inclui dados coletados *in situ* no estuário e informações disponibilizadas pela Marinha do Brasil em cartas náuticas para a região costeira. A batimetria do canal estuarino foi coletada nos dias 2 e 3 de abril de 2014, utilizando uma sonda Garmim. Nessa campanha, o levantamento batimétrico compreendeu aproximadamente 20 km do canal estuarino a partir da foz, percorrendo linhas transversais ao

estuário equidistantes em 200 m. A batimetria da região costeira foi obtida a partir da digitalização de cartas náuticas (números 1002 e 22300) fornecidas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil.

Os dados batimétricos foram interpolados triangularmente para toda a área da grade, gerando o domínio batimétrico (Figura 3.3). A fim de minimizar a suavização da batimetria pela interpolação, foram determinados polígonos para a interpolação por área, que compreenderam: i) o canal principal (onde a profundidade do estuário é maior); ii) os canais secundários; iii) as partes rasas do estuário; iv) e a região costeira.

Calibração e validação

Os procedimentos de calibração e validação do modelo hidrodinâmico foram realizados comparando-se as séries temporais de nível da água, de salinidade e de velocidade longitudinal das correntes resultantes do modelo numérico com as séries de dados observadas *in situ* para o mesmo período (aproximadamente 12,5 horas em condições de sizígia e de quadratura). A concordância entre as saídas do modelo e os dados observados foi mensurada a partir da raiz do erro quadrático médio (REQM) e pelo *Skill* do modelo (definido por Warner et al., (2005) a partir do índice de concordância de Willmott (1981)):

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n |x_{modelado} - x_{observado}|^2}{N}} \quad Eq. 3.1$$

$$Skill = 1 - \frac{\sum |x_{modelado} - x_{observado}|^2}{\sum (|x_{modelado} - \bar{x}_{observado}| + |x_{observado} - \bar{x}_{observado}|)^2} \quad Eq. 3.2$$

Onde x é a variável analisada, $\bar{x}$ é a média temporal de x e N é o número de elementos do conjunto de valores comparados. O parâmetro *skill* resulta numa porcentagem de concordância entre os dados observados e modelados, variando entre zero (total discordância) e 1 (concordância completa). De acordo com Allen et al., (2007), um modelo com resultados de $Skill > 0,65$ é classificado como excelente, $0,5 < Skill < 0,65$ é muito bom, $0,2 < Skill < 0,5$ é bom, e modelos com $Skill < 0,2$ são pobres no que se refere à validação. A REQM apresenta valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada.

Para realizar a calibração, as forçantes inseridas no modelo foram nível da água (amplitudes e fases de constituintes harmônicos da maré), descarga fluvial e salinidade. Os parâmetros constantes para todo o domínio foram gravidade ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$), densidade da água (1.025 kg.m^{-3}) e temperatura ($29 \text{ }^{\circ}\text{C}$). O modelo foi iniciado com o nível do mar igual a zero e com salinidade uniforme de $36,5 \text{ g.kg}^{-1}$. Os contornos internos (à montante do estuário) foram forçados com salinidade zero e média de descarga fluvial registrada pelo ADCP móvel na seção próxima à foz para os dois ciclos de maré (um na sizígia e outro na quadratura), totalizando $1.200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Esse valor foi dividido entre 16 células do contorno interno, a fim de evitar erros no modelo por mudanças bruscas de nível da água.

A ausência de uma série temporal mais longa de nível da água impossibilita a determinação das amplitudes e fases dos harmônicos de maré com base em dados observados. Sendo assim, as amplitudes e fases de cada componente foram calculadas a partir da análise harmônica de uma série temporal de nível disponível no software livre WXTide de previsão de maré, conforme utilizado em outros trabalhos (Angnuureng et al., 2017; Rivas et al., 2016). Os três contornos da plataforma adjacente foram forçados com nível da água, utilizando as componentes harmônicas K1, O1, M2, N2 e S2. As amplitudes e fases resultantes são apresentadas na Tabela 3.1, juntamente às amplitudes e fases das componentes de saída do modelo. A salinidade imposta para os contornos externos foi de $36,5 \text{ g.kg}^{-1}$.

Tabela 3.1. Amplitude (m) e fase ($^{\circ}$) dos harmônicos de maré para entrada no modelo (WXTide) e da saída do modelo (modelo) para na foz do estuário.

Harmônicos	Amplitude	Amplitude	Fase	Fase
	WXTide	modelo	WXTide	modelo
K1	0,0467	0,0456	39,49	49,85
O1	0,0551	0,0524	144,06	154,44
M2	0,8394	0,7777	127,09	142,91
N2	0,1371	0,1253	115,06	132,98
S2	0,3053	0,2753	143,01	161,53

Em simulações 3D, o modelo de fechamento de turbulência determina a viscosidade e a difusividade turbulenta vertical, que são adicionadas ao valor de *background*. Todos os modelos de fechamento disponíveis no modelo foram testados, mas o modelo K-Epsilon apresentou os melhores resultados, tendo sido utilizado em todas as simulações. Esse tipo de

fechamento determina a energia cinética turbulenta (k) e dissipação da energia cinética turbulenta (ϵ) a partir de equações de transporte. O alcance da mistura e a viscosidade turbulenta vertical são calculados a partir de k e ϵ . Nesse caso, a mistura é considerada uma propriedade do fluxo, e não há necessidade de funções de amortecimento em caso de estratificação (Deltares, 2019).

Foram realizados diversos testes com coordenada vertical sigma e Z , com variação do número e da resolução das camadas (Tabela 3.2). Todas as simulações apresentadas na tese foram realizadas utilizando coordenadas Z , uma vez que a estratificação de salinidade foi melhor representada nessa configuração. A grade utilizada nas simulações conta com 40 células verticais, sendo que os 4,5 m superficiais são representados por 15 células de 30 cm, a fim de garantir resolução suficiente para minimizar a mistura e preservar as características da cunha salina.

Observou-se que o modelo atinge um equilíbrio dinâmico aproximadamente 12 dias depois do início da simulação. A fim de reduzir o esforço computacional, foi gerado um arquivo de inicialização quinze dias após o início da simulação, utilizado como condição inicial para as demais simulações.

Além de testes com alteração da grade numérica (resolução e distribuição das células horizontais) e ajustes manuais da batimetria interpolada, os parâmetros de rugosidade, viscosidade e difusividade horizontal e vertical no modelo numérico foram testados em diversas combinações de valores (Tabela 3.2) buscando melhor ajuste entre observação e modelo. As configurações do modelo que resultaram em melhor concordância entre os resultados observados e modelados estão apresentadas na Tabela 3.3 e foram utilizadas em todas as simulações deste trabalho.

Tabela 3.2. Parâmetros e valores testados durante a calibração do modelo numérico.

Parâmetro	Valores testados	
Coordenada vertical	Sigma	10, 20, 30 e 40 camadas, regular e irregularmente distribuídas na coluna d'água
	Z	10, 20, 30 e 40 camadas, regular e irregularmente distribuídas na coluna d'água
Rugosidade	Chezy	15, 30, 35 a 40, 50, 60, 70
	Manning	0,005; 0,01; 0,02; 0,05; 0,1
	White-Colebrook	0,001, 0,005, 0,01; 0,03; 0,1
Viscosidade	Horizontal	10^{-5} , 1, 5, 10, 15, 100
	Vertical	10^{-15} , 10^{-12} , 10^{-10} , 10^{-8} , 10^{-5} , 10^{-2}
Difusividade	Horizontal	10^{-10} , 10^{-8} , 10^{-5} , 10^{-2} , 1, 10, 100
	Vertical	10^{-15} , 10^{-12} , 10^{-10} , 10^{-8} , 10^{-5} , 10^{-2}
Descarga	<i>Normal, Momentum, Walking</i>	
Forester filter	Ativado, Desativado	
Modelo de fechamento de turbulência	Constante, Algébrico, k-L, k-Epsilon	
Parâmetro de reflexão alpha	0, 100, 500, 1000	
Forçante astronômica	WX-Tide, Tábua de marés DHN para o porto de Maceió, Tabela Femar para a barra do RSF; IHO para a barra do RSF.	

Tabela 3.3. Parametrização do modelo calibrado.

Parâmetro	Valor
Rugosidade	0,01 (Formulação de White-Colebrook)
Viscosidade horizontal	10
Difusividade horizontal	1e-5
Viscosidade e difusividade vertical	1e-10
Modelo de fechamento de turbulência	K-Epsilon

As séries temporais observadas e modeladas para nível da água, salinidade e velocidade das correntes longitudinais são apresentadas na Figura 3.4, enquanto os valores de *Skill* e REQM estão na Tabela 3.4.

Figura 3.4. Série temporal de nível da água, média vertical de velocidade longitudinal e salinidade em #A_S, #B_S e #A_Q. As linhas cheias correspondem aos dados observados, e as linhas tracejadas representam as saídas do modelo. Nos painéis de salinidade, as linhas azuis e vermelhas correspondem à salinidade de superfície e de fundo, respectivamente.

Tabela 3.4. Índices estatísticos de *Skill* e REQM para os parâmetros e estações analisadas.

Parâmetro	Estação	<i>Skill</i>	REQM
Nível	#A _S	0,97	0,25
	#B _S	0,94	0,31
	#A _Q	0,97	0,14
Corrente	#A _S	0,98	0,20
	#B _S	0,88	0,27
	#A _Q	0,98	0,11
Sal _{superfície}	#A _S	0,98	3,65
	#B _S	0,91	1,17
	#A _Q	0,49	2,29
Sal _{fundo}	#A _S	0,73	11,23
	#B _S	0,96	3,90
	#A _Q	0,90	1,22

3.4.4. Cenários experimentais

Os cenários modelados foram desenvolvidos para analisar os processos dinâmicos no estuário e sua interação com a descarga fluvial. A série temporal de vazão disponibilizada pela ANA (Figura 3.2) mostra que os maiores picos de descarga correspondem a aproximadamente $12.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no período anterior às barragens. Os menores valores de descarga fluvial da série temporal ocorreram em 2019, com valores de aproximadamente $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A avaliação inicial da frequência de descarga nos períodos pré e pós-barragens mostrou que uma vazão de $1.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ é representativa de ambos os períodos, sendo os extremos (máximo e mínimo) de cada período o que diferencia o comportamento da descarga fluvial nas duas séries temporais. Assim, os cenários foram configurados conforme descrito a seguir:

- i) $Q_{\min}$: descarga fluvial correspondente à mínima descarga da série temporal ($600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ocorrida depois da instalação da última barragem;

- ii) Q_{10} : referente ao valor intermediário de descarga antes das barragens ($5.000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), essa vazão é igualada ou excedida em 10% do tempo no período anterior às barragens;
- iii) Q_{80} : descarga de $1.200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, observada no período da coleta de dados (2014) e que é igualada ou excedida em 80% do tempo nas séries de dados anteriores e posteriores à barragem de Xingó.
- iv) $Q_{\max}$: descarga fluvial de $12.000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, que corresponde ao valor máximo anterior às barragens;

Considerando a frequência dos valores de descarga fluvial na série, os resultados relacionados à simulação com Q_{80} são uma boa representação dos períodos pré e pós-barragem. Em relação aos demais valores, $Q_{\min}$ apenas é representativo para o período após a barragem, enquanto Q_{10} e $Q_{\max}$ simulam condições anteriores à barragem de Xingó. Os resultados das simulações foram utilizados para analisar variações na circulação e na distribuição de salinidade com a instalação das barragens e consequente alteração da vazão.

3.5. Resultados

Para cada cenário, foram comparadas em #A e #B a variação temporal para um ciclo de maré de nível da água, média vertical da velocidade longitudinal e média vertical de salinidade na sizígia (Figura 3.5) e na quadratura (Figura 3.6). A altura de maré apresentou uma relação inversa à vazão. A média vertical de velocidade longitudinal apresentou maior variação temporal nos experimentos de menor vazão. Nas simulações com $Q_{\min}$ e Q_{80} , #A e #B apresentaram correntes de enchente e vazante. Para Q_{10} e $Q_{\max}$, praticamente apenas correntes de vazante foram registradas em todo o ciclo de maré. A salinidade também apresentou relação inversa à vazão, sendo que em $Q_{\max}$ a média vertical de salinidade foi zero ao longo de todo o ciclo de maré nas duas estações. Em todas as simulações, o valor máximo de salinidade ocorreu em momento próximo ao fim das correntes de enchente.

Figura 3.5. Série temporal de nível, média vertical da velocidade longitudinal e média vertical de salinidade para as estações #A e #B durante um ciclo de maré de sizígia.

Figura 3.6. Série temporal de nível, média vertical da velocidade longitudinal e média vertical de salinidade para as estações #A e #B durante um ciclo de maré de quadratura.

3.5.1. Condições estacionárias de velocidade longitudinal e salinidade

Os perfis verticais de velocidade longitudinal residual e de salinidade foram calculados a partir da média desses parâmetros para um ciclo de maré em condições de sizígia e quadratura (Figura 3.7), representando condições estacionárias para todas as simulações em diferentes condições de maré. Um ponto distante 3 km da foz em direção à montante do estuário foi definido na grade do modelo para essa comparação. As duas simulações de menor descarga fluvial ($Q_{\min}$ e Q_{80}) resultaram em comportamento bidirecional da velocidade

longitudinal, com correntes de vazante na superfície e de enchente no fundo. Nas simulações de maior descarga (Q_{10} e $Q_{\max}$), a velocidade longitudinal residual foi unidirecional, com correntes de vazante em toda a coluna d'água. Para $Q_{\min}$, as correntes de enchente ocupam 60% e 40% da coluna d'água na sizígia (Figura 3.7a) e na quadratura (Figura 3.7b), respectivamente. Para Q_{80} , as correntes de enchente ocupam 40% da coluna d'água na sizígia e 25% na quadratura.

Figura 3.7. Perfis verticais residuais de u (a, b) e salinidade (c, d) em condições de sizígia (a, c) e quadratura (b, d).

Os perfis verticais residuais de salinidade indicam menor estratificação na sizígia (Figura 3.7c) em relação à quadratura (Figura 3.7d). Em ambas as condições de maré, a salinidade média é inversa à vazão. Para os dois cenários de menor descarga fluvial, a estratificação foi maior quanto maior a vazão. Para Q_{10} , só houve variação de salinidade no fundo e durante a sizígia. A salinidade foi zero em toda a coluna d'água para Q_{10} na quadratura e para $Q_{\max}$ em condições de sizígia e quadratura.

3.5.2. Média vertical de salinidade

Para quantificar a diferença de salinidade no estuário por alteração da vazão, a média de salinidade para todo o domínio durante os 30 dias de simulação foi calculada para cada

cenário (Tabela 3.5). Adicionalmente, foram calculadas as médias em setores do estuário, definidos pela distância em relação à foz (setor de 0 a 5 km, de 5 a 10 km e de 10 a 15 km), a fim de compreender a distribuição média da salinidade em regimes de vazão diversos.

Tabela 3.5. Média de salinidade (em g.kg^{-1}) para 30 dias de simulação em todo o domínio estuarino (0-17 km), e em três setores do estuário: próximo à foz (0-5 km), médio (5-10 km) e à montante (10-15 km).

	0-17 km	0-5 km	5-10 km	10-15 km
Q_{min}	15,62	25,43	17,30	5,59
Q₁₀	0,74	2,46	0,10	0,01
Q₈₀	10,48	20,26	10,95	1,29
Q_{max}	0	0	0	0

Para o cenário com Q_{max} , a salinidade foi igual à zero em todo o domínio nos 30 dias de simulação. Considerando Q_{10} como um valor intermediário de descarga antes da barragem, a salinidade média no domínio (17 km de estuário) aumentou cerca de 15 vezes para Q_{80} e 20 vezes para Q_{min} . No setor 0-5 km, esse aumento foi de aproximadamente oito e dez vezes para Q_{80} e Q_{min} , respectivamente. Para o setor 5-10 km, houve uma elevação aproximada de 110 e 170 vezes nas simulações com Q_{80} e Q_{min} , nessa ordem. O setor 10-15 km apresentou o maior aumento relativo de salinidade: por volta de 130 vezes para Q_{80} e 560 vezes para Q_{min} . A maior variação absoluta entre a condição intermediária antes da barragem e a condição atual de vazão mínima foi no setor mais próximo à foz (aumento de $\sim 23 \text{ g.kg}^{-1}$).

A distribuição de salinidade média no estuário também sofreu alteração com a vazão. A relação entre a salinidade média no setor à montante e no setor próximo à foz é um indicativo dessa distribuição: valores maiores para essa relação representam maior intrusão salina e distribuição da salinidade, enquanto valores menores indicam aprisionamento da salinidade próximo à foz. A diminuição da descarga fluvial resultou em maior distribuição de salinidade no estuário, e a salinidade média no setor à montante foi cerca de 20% da salinidade na foz para o cenário de menor vazão atual (Q_{min}) e 5% para Q_{80} . No cenário anterior às barragens (Q_{10}), a salinidade no setor à montante foi menor que 1% da salinidade média na foz.

3.5.3. Distribuição longitudinal de salinidade

Um levantamento longitudinal de salinidade na preamar de sizígia e quadratura (Figura 3.8) foi realizado em todos os cenários e fim de comparar o alcance da intrusão salina em função da descarga fluvial e da altura de maré. O alcance da intrusão salina pode ser representado pela posição da isohalina de 2 g.kg^{-1} (Jassby et al., 1995). Na simulação com Q_{max} (ausente na figura), todo o estuário apresentou apenas água doce, em sizígia e quadratura. Durante a sizígia, a isohalina de 2 g.kg^{-1} alcançou aproximadamente 6 km e 13 km em Q_{10} e Q_{80} , respectivamente, enquanto em Q_{min} essa isohalina alcançou mais de 17 km, ou seja, posicionada além do domínio domodelo. Na preamar de quadratura, a isohalina de 2 g.kg^{-1} alcançou 3, 13 e mais de 17 km nas simulações com Q_{10} , Q_{80} e Q_{min} , respectivamente (Figura 3.8).

A variação espaço-temporal de salinidade para 30 dias de simulação é apresentada em diagramas de Hovmöller para cada cenário (Figura 3.9). Os diagramas foram construídos a partir dos valores médios verticais de salinidade na maior preamar do dia. As posições das isohalinas de 2 e 10 g.kg^{-1} (L10) variaram em função da descarga fluvial e da altura de maré (Tabela 3.6). A intrusão salina e a vazão estão inversamente relacionadas, ou seja, a diminuição da vazão foi acompanhada de aumento da intrusão. Em todas as simulações, a intrusão salina respondeu diretamente à altura de maré, com maior intrusão durante a sizígia, e menor na quadratura.

Figura 3.8. Distribuição longitudinal de salinidade durante a preamar de sizígia (a, b, c) e quadratura (d, e, f) nas simulações $Q_{\min}$, Q_{80} e Q_{10} em profundidade adimensional.

Tabela 3.6. Alcance da isohalina de 2 e 10 g.kg^{-1} em relação à foz em condições de altura de maré máxima (sizígia, S) e mínima (quadratura, Q) para todas as simulações.

	$Q_{\min}$		Q_{10}		Q_{80}		$Q_{\max}$	
	S	Q	S	Q	S	Q	S	Q
L2 (km)	>17	13,9	4,4	1,0	13,1	10,3	-	-
L10 (km)	12,9	6,7	2,5	0,3	10,6	5,1	-	-

Figura 3.9. Série temporal de nível da água (a) e diagramas de Hovmöller para salinidade média da coluna d'água em $Q_{\min}$ (b), Q_{80} (c) e Q_{10} (d) para um período de 30 dias. A posição das isohalinas de 2 e 10 g.kg^{-1} estão representadas por linhas pontilhadas brancas e pretas, respectivamente.

3.6. Discussão

Os experimentos numéricos conduzidos neste trabalho foram desenvolvidos a fim de avaliar a influência da descarga fluvial sobre a circulação estuarina. O estuário do RSF é um sistema altamente estratificado (Cavalcante et al., 2017; Paiva, 2015) e, portanto, dominado pela descarga fluvial. Assim, alterações nessa forçante são de particular interesse para a definição da hidrodinâmica local.

A diversidade das condições dinâmicas nos estuários impossibilita a generalização de resultados para esses sistemas. A classificação do estuário a partir de diferentes parâmetros físicos é uma ferramenta para estabelecer princípios gerais de funcionamento e possibilitar a comparação entre sistemas semelhantes. A classificação proposta por Geyer & MacCready

(2014) é baseada nas principais forçantes da dinâmica estuarina: a maré e a descarga fluvial. A influência da maré, representada pelo parâmetro de mistura (M), é definida por:

$$M^2 = \frac{C_d U_T^2}{\omega N_0 H^2} \quad \text{Eq. 3.3}$$

Onde C_d é o coeficiente de arrasto, U_T é a amplitude da velocidade de maré, ω é a frequência de maré, N_0 é a frequência de empuxo para a maior estratificação vertical no estuário ($N_0 = (\beta g s_0 H)^{1/2}$) e H é a profundidade. A contribuição da descarga fluvial é contabilizada a partir do número de Froude fluvial (Fr_f):

$$Fr_f = \frac{U_R}{(\beta g s_0 H)^{1/2}} \quad \text{Eq. 3.4}$$

Onde U_R é a velocidade fluvial, β é o coeficiente de contração salina, s_0 é a salinidade do oceano na foz do estuário e H é a profundidade.

Os parâmetros considerados na classificação acima sofrem alterações dentro de um mesmo sistema estuarino. Mudanças significativas de profundidade, assim como variações da maré no ciclo sinodical, resultam em alterações do parâmetro de mistura enquanto o número de Froude fluvial pode sofrer variações sazonais com a mudança da descarga fluvial. Dessa forma, os estuários são representados como retângulos nesse espaço de parametrização e podem alternar entre classificações de acordo com as condições de maré e descarga no sistema (Geyer & MacCready, 2014).

Para cada simulação, um ciclo de maré completo na sizígia e na quadratura foram utilizados para a classificação do estuário de acordo com os parâmetros acima (Figura 3.10). Durante a vazão máxima antes das barragens ($Q_{\max}$), o canal estuarino é totalmente preenchido por água doce e, portanto essa simulação não foi computada na classificação. A posição do estuário do RSF no espaço parametrizado de classificação variou entre as condições pré e pós-barragens. Para a simulação de vazão intermediária antes das barragens (Q_{10}), o estuário foi classificado como um sistema de cunha salina, para Q_{80} e $Q_{\min}$ a classificação variou entre cunha salina e cunha salina forçada pela maré. Uma vez que Q_{80} representa condições pré e pós-barragem, observa-se que em ambos os períodos o estuário variou entre cunha salina e cunha salina forçada pela maré, com variação da importância relativa das forçantes de acordo com a mudança de vazão. Alterações na classificação do

estuário podem indicar variações em sua dinâmica de acordo com os parâmetros considerados. Dessa forma, a mudança da posição do estuário no espaço de classificação sugere que a dinâmica entre descarga fluvial e maré sofreu alterações no sistema entre as condições pré e pós-barragens, com diminuição da contribuição fluvial e aumento da mistura após as obras.

Figura 3.10. Diagrama de classificação de estuários baseado no parâmetro de mistura (M) e no número de Froude fluvial (Fr_f). Adaptado de (Geyer & MacCready, 2014).

Uma das formas de quantificar a forçante de maré no sistema é o cálculo do prisma de maré (P), definido como o volume de água do oceano que entra no estuário durante a enchente ou a diferença de volume entre preamar e baixamar. Para dados de velocidade longitudinal em toda a seção transversal do estuário $u(y, z, t)$ em intervalos de tempo regulares durante um ciclo de maré, é possível calcular o prisma de maré como:

$$P = \int_0^{T/2} \int_A u(y, z, t) (dA) dt \quad \text{Eq. 3.5}$$

Onde a integral na área (A) da seção transversal representa o transporte de volume e a integral no tempo é realizada entre a baixamar ($t = 0$) e a preamar ($t = T/2$). No caso do modelo numérico, é possível obter também a descarga fluvial instantânea em toda a área de determinada seção transversal. Assim, o prisma de maré pode ser calculado como a integral da descarga, quando esta apresenta valores negativos (correntes de enchente). Para o cálculo do prisma de maré nos diferentes cenários, foram computados os valores de descarga fluvial instantânea para uma seção transversal localizada a aproximadamente 3 km da foz (#A), em condições de sizígia (Tabela 3.7).

No cenário com descarga máxima pré-barragem, o prisma de maré foi zero, uma vez que não houve entrada de água do mar no canal estuarino, enquanto no cenário pré-barragem com descarga intermediária, o prisma de maré foi de $6,30 \times 10^7 \text{ m}^3$. No cenário de vazão mínima pós-barragem, o volume do prisma de maré foi de $9,25 \times 10^7 \text{ m}^3$, indicando aumento de até ~50% no volume de água salgada que entra no estuário durante a sizígia.

Tabela 3.7. Volume de água da descarga fluvial durante um ciclo de maré (R), prisma de maré (P) e razão de fluxo (R/P) para as quatro simulações em condições de sizígia.

	$Q_{\min}$	Q_{80}	Q_{10}	$Q_{\max}$
$R \text{ (x}10^7\text{)}$	2,05	4,74	21,90	53,57
$P \text{ (x}10^7\text{)}$	9,25	7,89	6,30	0
R/P	0,22	0,60	34,78	-

A razão de fluxo é um número adimensional que representa a importância dinâmica relativa entre a descarga fluvial e a maré. Ela pode ser calculada a partir da razão entre o volume de água da descarga fluvial durante um ciclo de maré ($R = Q_f T$, onde Q_f é a descarga fluvial e T é o período de um ciclo de maré) e o prisma de maré (P) (Miranda et al., 2011; Simmons, 1955). Para os cenários simulados, a razão de fluxo variou entre 0,22 ($Q_{\min}$) e 34,78 (Q_{10}) em condições de sizígia (Tabela 3.7), quantificando a redução da importância dinâmica relativa da descarga fluvial após a construção das barragens. Quanto menor a razão de fluxo, maior a importância relativa da maré e maior a mistura, facilitando a propagação da maré estuário acima.

A distribuição de salinidade no estuário também é um indicativo da dinâmica local. De acordo com o modelo estuarino de Hansen & Rattray (1965), a intrusão salina é proporcional à descarga fluvial, relacionados por uma equação exponencial, cujo expoente varia em

diferentes estuários de acordo com a hidrologia e batimetria locais (e.g. Gong & Shen, 2011; Monismith et al., 2002). A solução analítica para a relação entre alcance da intrusão salina e descarga fluvial é aplicável a qualquer isohalina. Para diferentes isohalinas, apenas a constante de proporcionalidade é alterada, mas o expoente permanece o mesmo, conforme demonstrado por Chen (2017). Para o estuário do RSF, foi utilizada a isohalina de 10 g.kg^{-1} (L10), uma vez que sua posição está dentro do domínio do modelo ao longo dos 30 dias de simulação nos três cenários avaliados ($Q_{\min}$, Q_{10} e Q_{80}).

A relação de potência entre a descarga (Q) e a posição de L10 no estuário do RSF foi determinada a partir da média de L10 para um ciclo sinodical em cada simulação, resultando em um expoente de -0,63:

$$L10 = 800,5 Q^{-0,63} \quad \text{Eq. 3.6}$$

Valores de expoente próximos à unidade ($n = -1$) indicam que o transporte de sal é dominado pela dispersão oscilatória da maré e que a intrusão salina é fortemente relacionada à descarga fluvial em situações de descarga elevada (Bowen & Geyer, 2003; Monismith et al., 2002). Em sistemas cujo transporte de sal é dominado pela circulação gravitacional o valor de n se aproxima de ($n = -0,1$). No estuário do RSF, o expoente da lei de potência foi ($n = -0,63$), e a intrusão salina no estuário responde tanto às variações de vazão quanto de altura de maré (Figura 3.9). Estudos anteriores mostraram que o expoente n pode variar amplamente em diferentes condições estuarinas. Exemplos de estuários altamente estratificados são o estuário do rio Skagit ($n = -0,25$) e o estuário do rio Suwannee ($n = -0,71$), cujas relações exponenciais foram reportadas por Yang & Khangaonkar (2009) e Guerra-Chanis et al. (2019), respectivamente.

3.7. Conclusões

Um modelo hidrodinâmico tridimensional foi aplicado e validado para o estuário do rio São Francisco, permitindo avaliar a influência das barragens e variação da vazão sobre a dinâmica estuarina. O modelo foi forçado por diferentes valores de descarga fluvial, simulando as condições pré e pós-barragens no sistema. Em relação à salinidade média no estuário, houve um aumento de aproximadamente 20 vezes entre condições de descarga intermediária pré-barragem e descarga mínima pós-barragem. Foi estabelecida uma relação

exponencial entre a descarga fluvial e a intrusão salina no estuário, cuja aplicação permite estimar o alcance da intrusão salina a partir do valor da descarga. Essa relação é uma ferramenta importante, que pode ser utilizada pelos órgãos de gestão para planejar as melhores estratégias de captação de água e evitar transtornos associados à captação e ao consumo de água salobra. A instalação das barragens resultou em alteração da hidrodinâmica e da importância relativa das forçantes no estuário, com aumento da mistura e diminuição da contribuição fluvial.

Capítulo 4

Alteração das trocas de material no sistema estuário/plataforma após a instalação de barragens no Rio São Francisco (AL/SE).

4.1. Resumo

Alterações nas forçantes da dinâmica estuarina modificam os padrões de circulação e estratificação no sistema, alterando também as trocas estuário/plataforma. O rio São Francisco é um importante curso d'água no Brasil, cuja descarga fluvial natural foi alterada pela instalação de uma série de barragens. Este trabalho tem por objetivo avaliar a influência da alteração da descarga fluvial sobre as trocas estuário/plataforma a partir de um modelo hidrodinâmico tridimensional previamente calibrado e validado. As descargas fluviais utilizadas para forçar o modelo foram $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$, representativas de condições pré e pós-barragem. O principal mecanismo de exportação de sal foi a advecção fluvial e acompanhou o aumento da vazão, enquanto para a importação os termos de deriva de Stokes, correlação de maré e circulação gravitacional foram os mais importantes, alternando com a mudança dos cenários. Nas simulações de menor descarga, houve importação de sal na quadratura, impulsionada pelo crescimento do termo de circulação gravitacional. O tempo de residência no estuário e a importação de material da plataforma aumentaram com a diminuição da vazão. O tempo de residência e a importação de material variaram de acordo com a amplitude e fase da maré no lançamento dos traçadores, estando intimamente relacionados à circulação resultante com a variação da vazão. Além disso, a profundidade apresenta importância significativa nas trocas estuário plataforma, sugerindo que um modelo

bidimensional pode não ser suficiente para a estimativa desses fluxos em estuários altamente estratificados.

Palavras-chave: descarga fluvial; mecanismos de transporte; tempo de residência.

4.2. Abstract

Changes in the forces of the estuarine dynamics modify the circulation and stratification patterns in the system, also changing the estuary/platform exchanges. The São Francisco river is an important watercourse in Brazil, whose natural river discharge was altered by the installation of a series of dams. This work aims to evaluate the influence of the alteration of the river discharge on the estuary/platform exchanges using a previously calibrated and validated three-dimensional hydrodynamic model. The river discharges used to force the model were $Q_{\min}$, Q_{10} , Q_{80} e $Q_{\max}$, representative of pre- and post-dam conditions. The main mechanism for exporting salt was fluvial advection and accompanied the increase in discharge, while the terms of Stokes drift, tidal correlation and gravitational circulation were the most important for importing salt, alternating with changing scenarios. In lower discharge simulations, salt was imported during neap tide, driven by the growth of the gravitational circulation term. The residence time in the estuary and the import of material from the platform increased with decreasing flow. The residence time and the import of material varied according to the amplitude and phase of the tide at the release of tracers, being closely related to the resulting circulation with the variation of the river discharge. Besides, the depth layer of tracers' release is of significant importance in the estuary/platform exchanges, suggesting that a two-dimensional model may not be enough to estimate these flows in highly stratified estuaries.

Keywords: river discharge; transport mechanisms; residence time.

4.3. Introdução

Estuários são zonas de transição entre o continente e o oceano, e a troca de água entre esses sistemas desempenha um papel importante no destino de materiais, incluindo espécies químicas e biológicas (e.g. Barbosa et al., 2010; Walsh, 1991; Wang et al., 2020). Assim, a estimativa dos fluxos de troca em estuários e zonas costeiras é motivada do ponto de vista ecológico e morfológico, uma vez que o material transportado pela água contribui para o equilíbrio no balanço de material. Os padrões de circulação e estratificação no estuário determinam o transporte de material nesse sistema e as trocas de material com a plataforma adjacente. Por exemplo, estuários parcialmente estratificados apresentam alta capacidade de retenção, enquanto estuários altamente estratificados em geral tendem a exportar material (Dyer, 1995). A circulação estuarina, por sua vez, é resultado da interação entre fatores como descarga fluvial, marés, morfologia do canal e ventos. Portanto, alterações nas forçantes da circulação resultam em variação dos fluxos de troca.

Além de mudanças naturais das forçantes, como as variações sazonais de descarga fluvial e mudanças do nível do mar, atividades antrópicas na região estuarina e na bacia de drenagem também podem influenciar os processos no estuário. Entre essas atividades, a instalação de barragens ao longo do rio pode ser responsável pela alteração da disponibilidade de sedimentos e nutrientes para o estuário (e.g. Dai et al., 2018; Wang et al., 2020), além de regularizar a descarga fluvial, minimizando as variações naturais desse parâmetro e anulando descargas fluviais extremas. Esses pulsos de descarga têm uma importância particular para os processos hidrológicos no sistema estuarino: sua ocorrência é relacionada ao aumento do fluxo de água entre o estuário e a plataforma, com elevação das correntes no estuário e da exportação de material (e.g. Huang et al., 2011; Valle-Levinson et al., 2019).

O estuário do rio São Francisco (RSF), localizado na região Nordeste do Brasil, é um sistema de cunha salina (Cavalcante et al., 2017; Paiva, 2015) cuja vazão foi regularizada pela construção de nove barragens para a geração de energia hidrelétrica. A primeira e a última barragens foram construídas nos anos 1950 e 1990, respectivamente. O conjunto de barragens controla 98% da bacia de drenagem do rio e reduziu a descarga no estuário a aproximadamente 35% da vazão pré-barragens (Knoppers et al., 2005). Neste trabalho, um modelo hidrodinâmico tridimensional, já validado (Capítulo 3), foi utilizado para investigar o efeito da alteração da descarga fluvial sobre as trocas estuário/plataforma no estuário do RSF. Essa interação foi quantificada a partir do transporte de volume no estuário, da importância relativa dos mecanismos de transporte de sal, do tempo de residência de partículas no estuário,

e da importação de material da plataforma. Os dois últimos parâmetros foram calculados a partir da liberação de traçadores passivos no estuário e na plataforma. Nesses casos, além da influência da mudança da descarga fluvial, também foram estimadas variações decorrentes da profundidade (superfície ou fundo) e do tempo (amplitude e fase de maré) quando da liberação das partículas.

4.4. Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio São Francisco ocupa uma área de aproximadamente 640 mil km², e é totalmente brasileira. Essa bacia abrange os estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, além do Distrito Federal, estando localizada nas regiões centro-oeste, sudeste e nordeste do Brasil (Figura 4.1). O rio São Francisco é um rio de planalto com cerca de 2.800 km de extensão. Ele nasce na Serra da Canastra, em Minas Gerais, e escoar no sentido Sul-Norte pelos estados da Bahia e de Pernambuco, quando muda o curso para Sudeste, desaguando no Oceano Atlântico, na divisa entre os estados de Alagoas e Sergipe. Para fins de planejamento, a bacia territorial foi dividida em quatro trechos, de acordo com o sentido do curso do rio e com a altitude (Alto, Médio, Sub-Médio e Baixo São Francisco) e apresenta regiões de climas úmidos, árido e semi-árido, abrangendo os biomas brasileiros de Mata Atlântica, Cerrado e Caatinga. Aproximadamente 75% do deflúvio do rio São Francisco é proveniente de Minas Gerais.

Esse rio, assim como outros que percorrem ambientes urbanos, enfrenta graves problemas ambientais. A expansão da urbanização, da industrialização e de atividades como mineração, agricultura e pecuária, além do desmatamento e das queimadas, são responsáveis por impactos como a poluição das águas dos rios da bacia, assoreamento e diminuição da biodiversidade. Além disso, a construção das barragens alterou a vazão natural do rio e o aporte de sedimentos à jusante das instalações.

Figura 4.1. Mapa com (a) localização da bacia hidrográfica do rio São Francisco (em azul) na América do Sul, (b) divisão da bacia em Alto, Médio, Sub-médio e Baixo São Francisco (do verde mais claro ao mais escuro, respectivamente) com representação da Usina Hidrelétrica de Xingó e (c) estuário do rio São Francisco com indicação das áreas de liberação de partículas (círculos vermelhos no estuário e na plataforma) e do transecto de monitoramento do transporte de volume.

No período anterior às barragens, a descarga fluvial obedecia à variação sazonal de períodos de chuva e de estiagem, podendo variar entre 800 e 8.000 m³.s⁻¹ (Knoppers et al., 2005), com picos de até 12.000 m³.s⁻¹. A partir da construção da última barragem (Xingó), em 1994, a vazão foi regularizada em aproximadamente 2.000 m³.s⁻¹. Nos últimos anos, a descarga fluvial no estuário tem diminuído, chegando a valores mínimos próximos a 600 m³.s⁻¹, de acordo com a série histórica de vazão disponibilizada pela Agência Nacional de Águas para uma estação localizada a 70 km da foz (estação #49705000). A concentração de material particulado em suspensão também diminuiu em até 90% após a instalação das barragens (Bessa & Paredes, 1990; Medeiros, 2003; Milliman, 1975). Bittencourt et al. (2007) sugerem que a redução permanente do aporte continental ocasionará aumento da erosão da margem oeste e deflexão progressiva da foz do estuário na mesma direção.

4.5. Material e Métodos

Simulações de nível da água, velocidade das correntes, distribuição de salinidade e dispersão de traçadores passivos no estuário do RSF sob regimes de vazão distintos foram realizadas a partir da aplicação do modelo hidrodinâmico Delft3D, desenvolvido pela Deltares. O módulo hidrodinâmico (*Flow*) do modelo resolve equações não-lineares de água rasas utilizando diferenças finitas para calcular discretamente os fluxos na grade numérica (Deltares, 2019). Esse modelo foi previamente calibrado e validado para o estuário do rio São Francisco (Capítulo 3), apresentando bom ajuste para os parâmetros de nível da água, velocidade e salinidade quando comparados com dados coletados *in situ* (Figura 4.2 e Tabela 4.1) em estações fixas localizadas a 3 km (#A) e a 9 km (#B) da foz do estuário. Maiores informações sobre forçantes, parametrização, calibração e validação do modelo podem ser encontradas no Capítulo 3.

Figura 4.2. Série temporal de nível da água, média vertical de velocidade longitudinal e salinidade em #A_S, #B_S e #A_Q. As estações #A e #B estão situadas a 3 km e 9 km da foz do estuário, respectivamente. As linhas cheias correspondem aos dados observados, e as linhas tracejadas representam as saídas do modelo. Nos painéis de salinidade, as linhas azuis e vermelhas correspondem à salinidade de superfície e de fundo, respectivamente.

Tabela 4.1. Índices estatísticos de *Skill* e REQM para os parâmetros e estações analisadas.

Parâmetro	Estação	<i>Skill</i>	REQM
Nível	#A _S	0,97	0,25
	#B _S	0,94	0,31
	#A _Q	0,97	0,14
Corrente	#A _S	0,98	0,20
	#B _S	0,88	0,27
	#A _Q	0,98	0,11
Sal _{superfície}	#A _S	0,98	3,65
	#B _S	0,91	1,17
	#A _Q	0,49	2,29
Sal _{fundo}	#A _S	0,73	11,23
	#B _S	0,96	3,90
	#A _Q	0,90	1,22

4.5.1. Desenho experimental

Os cenários simulados foram planejados com o objetivo de verificar a influência da descarga fluvial, da amplitude e da fase da maré sobre o tempo de residência no estuário e sobre a troca de material entre o estuário e a região costeira. Os valores de descarga fluvial

utilizados nos cenários foram: $Q_{\min}$ ($600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), que corresponde ao menor valor observado após a construção das barragens; Q_{80} ($1.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), valor igualado ou excedido em 80% do tempo em condições pré e pós-barragens; Q_{10} ($5.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), um valor intermediário dos picos de descarga no período anterior às barragens, e que corresponde a 10% da série temporal nessas condições; e $Q_{\max}$ ($12000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), o maior valor registrado na série histórica de descarga fluvial antes da instalação das barragens.

A liberação de traçadores conservativos passivos no domínio do modelo foi realizada a partir do módulo de partículas do Delft3D. Esses experimentos foram desenhados para compreender a resposta das trocas estuário/plataforma à alteração da descarga fluvial e da maré. A influência da maré sobre os processos de troca foi mensurada a partir da liberação dos traçadores em condições de sizígia e quadratura, no início da enchente e no início da vazante de cada cenário. Uma vez que se trata de um estuário estratificado (Paiva, 2015; Cavalcante 2017), as liberações foram realizadas em superfície e fundo, a fim de investigar possíveis variações nas escalas de tempo de transporte associadas à profundidade do material na coluna d'água. Para analisar o tempo de residência, os traçadores foram lançados no estuário, a aproximadamente 15 km da foz (Figura 4.1). A importação de material da plataforma para o estuário foi avaliada a partir da liberação de traçadores na plataforma, numa área circular de 1 km de raio, cujo centro foi localizado a 2 km da desembocadura do rio (Figura 4.1).

4.5.2. Transporte de sal

O cálculo do transporte de volume em um estuário é uma ferramenta para avaliar a importação ou exportação de propriedades ou substâncias no sistema, como salinidade, sedimentos em suspensão, poluentes químicos ou material biológico. O transporte instantâneo de volume, expresso em unidade de volume por unidade de tempo, pode ser calculado a partir da integral:

$$T_V = \iint_A u dA = \bar{u}A \quad \text{Eq. 4.1}$$

Onde A é a área da seção transversal e $\bar{u}$ é a média da componente longitudinal de velocidade na seção. Assim, o valor de T_V equivale à descarga instantânea na seção transversal. O transporte total de volume numa seção transversal próxima à foz do estuário foi

calculado pela integral do transporte instantâneo de volume durante um ciclo de maré semi-diurna em condições de sizígia e quadratura para todos os cenários. O sinal positivo denota fluxo no sentido de exportação, enquanto o fluxo negativo indica importação de volume.

A fim de investigar a importância relativa dos processos físicos envolvidos no transporte de material e sua variação em função da vazão, o transporte total de sal e seus mecanismos foram calculados para um ponto localizado no talvegue de uma seção transversal a 2 km da foz. A salinidade é uma propriedade conservativa (sem fonte ou sumidouro) no sistema estuarino, e os mecanismos envolvidos em seu transporte são representativos para o transporte de outros escalares com comportamento conservativo (Jay et al., 1997). O transporte instantâneo de sal (Ti_S) por unidade de largura da seção transversal pode ser determinado por:

$$Ti_S = \int_0^h \rho S \vec{v} * \vec{n} dz = \int_0^h \rho u S dz = \bar{\rho} \bar{u} \bar{s}(h) \quad Eq. 4.2$$

Onde $\bar{\rho}$, $\bar{u}$ e $\bar{s}$ denotam o valor médio na coluna d'água de densidade da água, componente longitudinal de velocidade e salinidade, respectivamente, e h é a profundidade da coluna d'água. A partir daí, considerando o cálculo das médias no espaço (vertical) e no tempo, o transporte de sal por unidade de largura (T_S) é definido por:

$$T_S = \frac{1}{T} \int_0^T \int_0^h \rho u S dz dt \quad Eq. 4.3$$

O transporte advectivo de sal contém parcelas difusivas que estão relacionadas a componentes barotrópica, baroclínica e ao efeito do vento (Bowden, 1963). Nesse caso, o transporte longitudinal de sal pode ser separado de acordo com os termos dominantes. Miranda et al. (2011), a partir dos trabalhos de Bowden (1963), Fischer (1976), Hunkins (1981) e Kjerfve (1986), determinaram a decomposição do transporte de sal para um estuário lateralmente homogêneo. A velocidade longitudinal das correntes pode ser então decomposta em componentes fluvial, barotrópica, baroclínica e resíduo, conforme equação abaixo:

$$u(x, z, t) = u_a(x) + u_t(x, t) + u_s(x, z) + u'(x, z, t) \quad Eq. 4.4$$

O componente de advecção fluvial $u_a = \langle \bar{u} \rangle$ denota o valor médio espacial e temporal de u . O termo barotrópico u_t se refere ao efeito cíclico da corrente de maré em um ciclo de maré, sem a advecção fluvial, e é definido por:

$$u_t = \bar{u} - u_a \quad \text{Eq. 4.5}$$

Enquanto o componente baroclínico, u_s , representa o efeito estacionário da circulação gravitacional:

$$u_s = \langle u \rangle - u_a \quad \text{Eq. 4.6}$$

O termo u' está relacionado ao resíduo, resultante de processos físicos de pequena escala, e é obtido isolando-se esse termo dos demais. A profundidade no ponto de amostragem também pode ser decomposta, considerando-se sua variação em função da maré:

$$h(x, t) = h_a + h_t(x, t) \quad \text{Eq. 4.7}$$

Onde h_a é a profundidade média local em um ciclo de maré e $h_t(x, t) = \eta(x, t)$ é a variação instantânea do nível em relação a h_a .

Substituindo-se as decomposições de u (Eq. 4.4), de sua análoga para salinidade, e da profundidade (Eq. 4.7) na equação 4.3 de transporte total, o transporte resultante é composto por 32 parcelas, das quais sete apresentam correlação com um significado físico definido e não são desprezíveis:

$$\begin{array}{ccccccc} A & B & C & D & E & F & G \\ T_S = \bar{\rho}(u_a h_a S_a + \langle h_t u_t \rangle S_a + h_a \langle u_t S_t \rangle + h_a \overline{u_s S_s} + h_a \langle \overline{u' S'} \rangle + \langle u_t S_t h_t \rangle + u_a \langle S_t h_t \rangle) \end{array} \quad \text{Eq. 4.8}$$

Os termos de A a G correspondem respectivamente aos mecanismos de transporte por advecção fluvial, deriva de Stokes, correlação de maré, circulação gravitacional, bombeamento de maré, cisalhamento de maré e transporte residual. A direção do transporte seguiu a mesma convenção da componente longitudinal das correntes: valores positivos

indicam saída do estuário, enquanto valores negativos correspondem à entrada de material no estuário. Essa decomposição pode ser aplicada à salinidade ou para o transporte de qualquer substância conservativa dissolvida na água (Miranda et al., 2011).

4.5.3. Tempo de residência no estuário

O tempo de residência de uma parcela de água/partícula em um estuário pode ser definido como o tempo que esse material permanece no domínio de interesse até deixá-lo pela primeira vez (Zimmerman, 1976). A função para o cálculo do tempo de residência pode ser escrita na seguinte forma (Takeoka, 1984):

$$T_r = \int_{t_0}^{+\infty} r(t) dt \quad \text{Eq. 4.9}$$

Onde T_r é o tempo de residência, $r(t) = M(t)/M(t_0)$ é a função remanescente, $M(t_0)$ é o material total no tempo inicial t_0 , e $M(t)$ é o material que permanece na área de interesse após o tempo inicial $t > t_0$. De acordo com a definição de tempo de residência considerada nesse estudo, ele pode ser calculado a partir da liberação de um traçador passivo no estuário e da definição de sua concentração em intervalos de tempo constantes (nesse caso, a cada hora), até que a maior parte do traçador deixe o domínio estuarino:

$$M(t) = \int c(t) dv \quad \text{Eq. 4.10}$$

e

$$T_r = \frac{1}{M(t_0)} \int_0^{+\infty} t \left[-\frac{dM(t)}{dt} \right] dt \quad \text{Eq. 4.11}$$

Em que t é o tempo, t_0 é o tempo inicial de lançamento das partículas, M é a massa total do traçador que permanece no estuário, c é a concentração do traçador e T_r é o tempo de residência. Apesar dos recentes avanços tecnológicos em rastreamento de derivadores por satélites (Pawlowicz et al., 2019), um experimento com liberação de traçadores *in situ* nem

sempre é possível, devido ao alto custo e dificuldade de acompanhamento do material liberado. Como alternativa, modelos numéricos calibrados e validados para a área de estudo podem apresentar resolução espacial e temporal suficientes para a estimativa do tempo de residência (Gillibrand, 2001; Sun et al., 2014; Wang et al., 2004).

4.6. Resultados

Os resultados para o transporte de volume no estuário são apresentados na Tabela 4.2. Em todas as condições de vazão e maré, o transporte de volume foi no sentido de exportação, porém o volume exportado diminuiu uma ordem de grandeza após a instalação das barragens e diminuição da vazão. O volume de água que entra no estuário durante um ciclo de maré também apresentou alteração após as obras: nos picos de descarga pré-barragem não se observa entrada de volume, independentemente da maré, enquanto na vazão intermediária pré-barragem existia entrada durante condições de sizígia. Nos cenários com Q_{80} e $Q_{\max}$, existe entrada de volume durante o ciclo de maré em qualquer condição de maré, sendo maior na sizígia.

Tabela 4.2. Transporte de volume ($\times 10^7 \text{ m}^3$) em um ciclo de maré.

	$Q_{\min}$		Q_{10}		Q_{80}		$Q_{\max}$	
	S	Q	S	Q	S	Q	S	Q
Entrada	-9,25	-4,51	-0,63	0	-7,89	-3,21	0	0
Saída	11,30	7,09	22,53	22,41	12,63	8,48	53,57	53,97
Total	2,05	2,58	21,90	22,41	4,74	5,27	53,57	53,97

O transporte de sal nas simulações variou de acordo com a vazão e a altura de maré (Tabela 4.3). Na simulação com $Q_{\max}$, o transporte de sal é nulo, uma vez que a água salgada não entra no estuário, independentemente da altura de maré. Nos cenários com Q_{80} e $Q_{\min}$, o transporte total de sal é no sentido de exportação em condições de sizígia, e de importação na quadratura. No cenário com Q_{10} , os valores dos termos de transporte de sal durante a quadratura são baixos, variando na ordem de 10^{-6} a $10^{-9} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, devido ao pequeno volume

de água salgada que adentra o estuário nessas condições. Nesse cenário ocorre exportação em ambas as condições de maré.

Tabela 4.3. Mecanismos de transporte de sal ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$). A = Advecção fluvial; B = Deriva de Stokes; C = Correlação de Maré; D = Circulação Gravitacional; E = Bombeamento de maré; F = Cisalhamento de maré; G = Transporte residual; T = Transporte total (soma das parcelas).

	$Q_{\min}$		Q_{10}		Q_{80}	
	S	Q	S	Q	S	Q
A	75,88	22,48	83,76	1,2e-6	90,31	42,81
B	-10,54	-0,81	-3,45	-8,5e-9	-7,71	-0,77
C	-29,87	-8,61	-57,79	1,1e-7	-44,41	-11,02
D	3,20	-14,13	-15,33	-1,9e-8	-5,52	-30,22
E	0,79	-7,19	-7,62	-1,6e-9	-2,79	-8,04
F	1,55	-0,37	-0,43	6,0e-9	0,68	-0,38
G	1,71	0,12	7,77	-9,2e-9	3,40	0,30
T	42,72	-8,51	6,91	1,3e-6	33,96	-7,32

O principal mecanismo de exportação de sal é a advecção fluvial, enquanto a importação ocorre principalmente por deriva de Stokes, correlação de maré, circulação gravitacional e cisalhamento. A ordem de importância relativa dos mecanismos para a importação de sal varia com a vazão e a altura de maré.

4.6.1. Comportamento dos traçadores passivos

O tempo de residência das partículas no estuário em cada simulação é apresentado na Tabela 4.4, variando entre 2 h e 333 h (13,9 dias). Em geral, quanto maior a vazão nas simulações, menor o T_r . Como esperado, o T_r das partículas liberadas na enchente é maior que na vazante (Figura 4.3), uma vez que as partículas são transportadas estuário acima pelas correntes. Com o aumento da vazão, as condições de liberação passam a exercer menor influência sobre o tempo de residência (Figura 4.4).

Tabela 4.4. Tempo de residência (em horas).

			$Q_{\min}$	Q_{10}	Q_{80}	$Q_{\max}$
Sizígia	Vazante (PM)	Superfície	104	2	6	2
		Fundo	200	18	67	10
	Enchente (BM)	Superfície	182	4	47	2
		Fundo	333	22	73	13
Quadratura	Vazante (PM)	Superfície	132	2	2	2
		Fundo	178	19	79	9
	Enchente (BM)	Superfície	174	3	11	2
		Fundo	187	21	87	11

A profundidade na qual as partículas são liberadas também influencia o tempo de residência. O T_r das partículas liberadas no fundo é sempre maior que na superfície, independente da vazão ou da amplitude e fase da maré. Os maiores T_r entre todas as simulações são observados em condições de quadratura com lançamento no fundo, tanto na vazante quanto na enchente, sendo o último um pouco maior. Nas simulações com $Q_{\max}$, o T_r no fundo é aproximadamente cinco vezes maior que na superfície. Para Q_{10} e $Q_{\max}$, as diferenças de T_r entre enchente e vazante são mínimas. A maior diferença entre superfície e fundo ocorreu nas simulações com vazão Q_{80} .

Figura 4.3. Concentração residual do traçador no estuário ao longo do tempo com liberação em: (a) vazante/sizígia/superfície; (b) vazante/sizígia/fundo, (c) vazante/quadratura/ superfície, (d) vazante/quadratura/fundo, (e) enchente/sizígia/superfície; (f) enchente/sizígia/ fundo, (g) enchente/quadratura/superfície, (h) enchente/quadratura/fundo.

A Tabela 4.5 apresenta a porcentagem de partículas (em relação ao total liberado) que entra no estuário quando a liberação ocorre na plataforma. Nas simulações com $Q_{\max}$, nenhuma partícula entra no estuário, independentemente das condições de maré e da profundidade do lançamento. As partículas liberadas em superfície só entram no estuário para $Q_{\min}$ e Q_{80} , e apenas em condições de enchente de sizígia. Nas demais simulações, as partículas de superfície não entram no estuário. Conforme esperado, a entrada de material no estuário é maior quanto menor a vazão e durante a enchente. Nos picos de vazão anteriores às barragens, não havia entrada de material no estuário.

Figura 4.4. Variação do tempo de residência no estuário em função da vazão para liberação de traçadores em maré de sizígia (a) e quadratura (b).

Tabela 4.5. Porcentagem máxima de traçadores dentro do estuário após liberação na plataforma.

			$Q_{\min}$	Q_{10}	Q_{80}	$Q_{\max}$
Sizígia	Vazante (PM)	Superfície	0	0	0	0
		Fundo	20,79	1,63	7,37	0
	Enchente (BM)	Superfície	50,09	0	15,88	0
		Fundo	83,89	9,51	62,12	0
Quadratura	Vazante (PM)	Superfície	0	0	0	0
		Fundo	10,96	1,08	12,81	0
	Enchente (BM)	Superfície	0	0	0	0
		Fundo	23,10	5,67	29,09	0

4.7. Discussão

Estuários altamente estratificados ou de cunha salina ocorrem em sistemas de elevada descarga fluvial, sendo dominados por essa forçante. Mudanças nos padrões de descarga fluvial modificam a circulação e a estratificação no estuário, alterando os fluxos de massa e volume no sistema estuário/plataforma. Os resultados da alteração da descarga fluvial sobre as

trocas dependem do grau de interação entre essa e as demais forçantes da circulação estuarina, variando de acordo com o estuário em questão. A resposta da dinâmica de trocas entre o estuário do RSF e a plataforma adjacente às mudanças de vazão é estudada nessa seção a partir do transporte de volume, dos mecanismos de transporte de sal, do tempo de residência e da importação de material da plataforma.

4.7.1. Transporte de volume e mecanismos de transporte de sal

Os valores de transporte de volume por ciclo de maré e dos mecanismos de transporte de material indicam variação na dinâmica estuarina em diferentes condições de vazão. O transporte de volume no estuário pode ser utilizado para a avaliação da importação ou exportação de propriedades nesse sistema. No caso do transporte de um material específico, além das informações sobre fluxo de água e morfologia do canal, também é necessário conhecer a concentração dessa substância ao longo do tempo. Além do transporte total de volume, a determinação dos mecanismos de transporte fornece informações importantes sobre a dinâmica estuarina e as principais forçantes que atuam no processo. A avaliação desses mecanismos para o transporte de sal pode indicar a importância relativa dos mecanismos de transporte para outras propriedades conservativas.

O valor absoluto do transporte de sal por advecção fluvial foi maior na sizígia que na quadratura, devido à maior velocidade média de corrente longitudinal (Tabela 4.3). Esse termo aumentou com a elevação da vazão, devido às correntes mais intensas, porém, para Q_{10} a salinidade média é muito mais baixa que nos demais cenários, explicando o menor transporte de sal por advecção fluvial para Q_{10} , quando comparado a Q_{80} .

O transporte por deriva de Stokes apresentou fluxo no sentido de entrada no estuário, indicando uma componente progressiva da onda de maré em todos os cenários. Se a onda de maré no estuário é estacionária, a diferença de fase entre a estofa de maré e a altura de maré é nula, assim como o transporte por deriva de Stokes. Esse termo foi maior na sizígia do que na quadratura e aumentou com a diminuição da vazão. Na quadratura, esse termo foi próximo de zero, indicando menor participação da componente progressiva no comportamento da onda de maré.

A correlação de maré também é um mecanismo importante para o transporte de sal, e aumenta com a vazão, além de ser maior na sizígia. Esse termo responde à relação entre os valores médios de correntes e salinidade na coluna de água, aumentando quando esses

parâmetros estão em fase. No caso de as variações de velocidade e salinidade serem periódicas e com defasagem de 180° , o transporte por correlação de maré é nulo (Miranda et al., 2011). Apesar da diferença no valor absoluto desse termo entre sizígia e quadratura, a relação entre o transporte por advecção e por correlação de maré, foi semelhante para diferentes condições de maré sob o mesmo regime fluvial.

O transporte por circulação gravitacional foi maior na quadratura, e no sentido de importação em quase todos os cenários, com exceção da sizígia para $Q_{\min}$. A circulação gravitacional é um padrão de fluxo residual resultante da diferença de densidade entre a água doce da descarga fluvial e a água costeira. Durante a quadratura, a energia disponível para a mistura induzida pela maré é menor, o que permite maior desenvolvimento da circulação gravitacional e do transporte por esse mecanismo. Nas mesmas condições de maré, a circulação gravitacional é maior com o aumento da vazão, responsável por manter a estratificação. Nos experimentos em condições de quadratura, o termo com maior importância relativa para a importação de sal é a circulação gravitacional, enquanto na sizígia a importação é dominada pela correlação de maré.

Os termos de circulação gravitacional e bombeamento de maré apresentaram inversão na sizígia para $Q_{\min}$ em relação aos demais cenários, nos quais o transporte foi no sentido de importação. A exportação de sal por esses termos no cenário de menor vazão durante a sizígia pode ser explicado pela quebra da estrutura de estratificação nessas condições, facilitada pela ação combinada entre baixa descarga fluvial e mistura elevada. Nesse caso, poderia haver melhor distribuição da salinidade em toda a coluna de água, facilitando o transporte de sal pelas correntes no sentido de exportação.

A parcela de transporte por bombeamento de maré está relacionada aos desvios de velocidade e de salinidade resultantes de processos físicos de pequena escala, que compreendem o cisalhamento oscilatório e movimentos oscilatórios gerados pelo vento, além de flutuações turbulentas de velocidade (Miranda et al., 2011). Esse termo expressa a diferença vertical de salinidade e velocidade (Moskalski et al., 2020) e teve maior importância relativa durante a quadratura, uma vez que a estratificação é maior nessas condições de maré. Os termos de cisalhamento de maré e transporte residual em geral não apresentaram contribuição significativa no transporte total de sal, apesar de o último termo ter sido maior na sizígia de Q_{10} , quando comparado aos demais cenários.

4.7.2. Trocas estuário/plataforma

Os processos de troca entre o estuário e a plataforma adjacente são objeto de estudo em diversos sistemas ao redor do globo (Coulombier et al., 2012; Jickells et al., 2014; Schettini et al., 2017; Siegle et al., 2009; Uncles et al., 1985), devido à sua importância no destino de materiais como sal, sedimentos, espécies químicas e biológicas. Para mensurar esses processos, o conceito de escala temporal é aplicado a sistemas costeiros, sendo o tempo de residência uma das escalas mais amplamente utilizada. A comparação entre esse parâmetro e a escala de tempo de processos biogeoquímicos pode indicar o comportamento e a influência de determinadas substâncias no ambiente estuarino. Por exemplo, se a escala de tempo para crescimento do fitoplâncton for maior que o tempo de residência, a produção primária será baixa (Wang et al., 2004). No caso da introdução de poluentes no estuário, seus efeitos serão mais perceptíveis nesse ambiente caso sua escala de tempo biogeoquímica seja menor que o tempo de residência.

O conceito de tempo de residência está intimamente relacionado ao transporte de volume e de escalares, uma vez que todos são aspectos da conservação de massa (Jay et al., 1997). Essa relação pode ser observada na comparação entre os resultados de transporte de volume (Tabela 4.2) e tempo de residência (Tabela 4.4): a diminuição da descarga fluvial após a instalação das barragens diminui o volume transportado para fora do estuário, com consequente aumento do tempo de residência. Nas maiores vazões (Q_{10} e $Q_{\max}$), a diferença de T_r entre sizígia e quadratura e entre superfície e fundo são menores, confirmando a maior importância relativa da advecção fluvial nesses cenários. Como consequência, um poluente lançado no estuário em condições de menor vazão tem maior efeito negativo nesse sistema.

As atividades antrópicas desenvolvidas na área de manguezal do estuário do rio São Francisco sofreram alteração ao longo do tempo. A partir da década de 1990, atividades como plantação de arroz e cultivo de espécies nativas de peixe foram substituídas gradualmente por fazendas de cultivo de camarão, tendo essa atividade crescido aproximadamente 70% em área entre 2004 e 2008 (Santos et al., 2014). Vários estudos apontam os efeitos dos efluentes de fazendas de aquicultura sobre a concentração de poluentes em estuários (Cardoso-Mohedano et al., 2016; Sharifinia et al., 2018). Do início da década de 1960 ao fim da década de 1980, a vazão média no estuário foi de aproximadamente $2.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A partir de então, houve redução da vazão, e a vazão média da década de 2010 foi de $1.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com mínimo de $535 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. O aumento das fazendas de carcinicultura e a diminuição da vazão média ao longo do

tempo implicam em um possível aumento do lançamento de poluentes no estuário acompanhado de maior tempo de residência desse material no sistema.

Além da descarga fluvial, a amplitude e fase da maré e a profundidade de lançamento das partículas na coluna d'água também alteraram o tempo de residência no estuário. Mantendo-se as demais condições de lançamento constantes, a variação da profundidade de lançamento na coluna d'água resultou em variação do tempo de residência de até 11 vezes. Isso demonstra que modelos bidimensionais podem remeter a um erro na estimativa do tempo de residência de determinado material do estuário a depender da profundidade desse material na coluna d'água. Além disso, como esperado o tempo de residência foi maior quando o lançamento das partículas no estuário ocorre durante a enchente.

Além da exportação, a importação de material da plataforma para o estuário exerce papel importante nas características do estuarino. A importação de nutrientes e espécies biológicas é essencial ao funcionamento do ecossistema estuarino, podendo alterar sua composição (Qin et al., 2015; Shaw et al., 2018), enquanto a diferença entre a importação e a exportação de sedimentos em determinadas situações hidrodinâmicas determina alterações morfológicas no sistema (Tu et al., 2019).

A possibilidade de importação de material para o estuário foi avaliada a partir do lançamento de partículas na plataforma. Os experimentos demonstraram que nos picos de descarga fluvial anterior às barragens ($Q_{\max}$) não havia entrada de material no estuário (Tabela 4.5), corroborando com a ausência de sal no sistema para o cálculo de transporte. Nos demais experimentos, a entrada de material foi maior quanto menor a vazão, conforme esperado. Assim como nos experimentos de tempo de residência, a profundidade de liberação das partículas influencia a importação de material, sendo essa importação sempre maior no fundo. A entrada de material da superfície só ocorreu nas enchentes de sizígia dos cenários de menor vazão ($Q_{\min}$ e Q_{80}), enquanto nos demais cenários nenhum material da superfície foi importado. Em condições de descarga mínima atual, a porcentagem de material da plataforma que entra no estuário chega a mais de dez vezes maior do que em condições de vazão média pré-barragem.

Corroborando com os resultados de transporte de volume de água, os experimentos numéricos de liberação de traçadores na plataforma mostraram maior entrada de material em condições de menor vazão. Apesar de existir entrada de material nas simulações com Q_{10} , o valor importado foi sempre menor que 10% do total de partículas liberadas na plataforma, enquanto nas simulações com menor descarga esse valor chegou a mais de 80% do total.

4.8. Conclusões

O principal objetivo deste capítulo é investigar os efeitos da alteração da vazão na troca de volume e de material entre o estuário do Rio São Francisco e a plataforma adjacente, baseando-se principalmente nos mecanismos de transporte de sal, no tempo de residência do material no estuário e na importação de material da plataforma. Para isso, um modelo hidrodinâmico tridimensional validado (Capítulo 3) foi utilizado para simular condições de vazão pré e pós-barragens, com liberação de traçadores no estuário e na região costeira.

Os picos de descarga fluvial em estuários têm papel importante na manutenção do aporte sedimentar e de nutrientes para o estuário. Nos picos de vazão anteriores às barragens, o estuário atuava como exportador de materiais, independentemente das condições de maré, e não havia entrada de material da plataforma para o estuário. Após a instalação das barragens, a vazão foi regularizada em valores que permitem a importação de sal durante a quadratura e a entrada de material da plataforma para o estuário em qualquer condição de maré. Além disso, o tempo de residência aumentou até 150 vezes entre condições de máxima e mínima descarga, possibilitando o efeito prolongado de possíveis poluentes no estuário.

Capítulo 5

Considerações Finais

A vazão do rio São Francisco foi modificada ao longo do tempo pela construção de barragens para a produção de energia elétrica, com consequente redução da média e dos picos de descarga fluvial no estuário. O estuário do RSF é um sistema altamente estratificado, tendo a descarga fluvial um papel importante na manutenção dos padrões de circulação e estratificação. Esta tese abordou a influência da morfologia e da instalação das barragens sobre os aspectos hidrodinâmicos do estuário do rio São Francisco e os processos de troca entre o estuário e a plataforma adjacente.

Atualmente, a circulação residual no estuário do RSF apresenta padrão bidirecional de correntes no canal principal durante a quadratura, com entrada de água pelo fundo e saída pela superfície, enquanto nos picos de vazão anteriores às barragens, a circulação residual na mesma seção transversal apresentava apenas correntes de vazante. A morfologia do estuário tem efeito direto sobre a dinâmica do sistema (Capítulo 2), uma vez que o balanço de momento longitudinal é influenciado pelo gradiente de pressão barotrópica e baroclínica, fricção de fundo e pelo deslocamento transversal das correntes longitudinais por ação da aceleração centrífuga nas curvas do canal. Além disso, a batimetria da seção transversal influencia a distribuição das correntes longitudinais.

A diminuição da vazão após as barragens permitiu aumento do prisma da maré e da mistura no estuário, e diminuição da importância relativa da descarga fluvial em relação à maré (Capítulo 3). O aumento do prisma de maré após a instalação das barragens representa elevação do volume de água que entra no estuário, e está relacionado: i) ao aumento da salinidade média no sistema (Capítulo 3); ii) ao aumento da intrusão salina (Capítulo 3); iii)

ao aumento da importação de material da plataforma para o estuário (Capítulo 4); e iv) à alteração da morfologia do sistema.

Os transportes de sal e de água (abordados no Capítulo 4) são, para a maior parte dos sistemas com exceção dos fjords, geralmente similares e representativos do comportamento de muitos outros escalares (Jay et al., 1997). No caso do sedimento, o transporte é mais complexo, uma vez que ele é não-conservativo (sua concentração pode aumentar por erosão ou diminuir por deposição). Apesar disso, é possível inferir algumas características do transporte de sedimentos no estuário a partir dos resultados apresentados nos Capítulos 3 e 4. Considerando-se o transporte de volume de água, apesar de o transporte total ter sido no sentido de exportação em todos os experimentos, o volume de água que entrou durante um ciclo de maré foi uma ordem de grandeza maior nas duas simulações de menor vazão, o que sugere a possibilidade de maior importação de material nessas condições. Atualmente, a principal origem do MPS na coluna d'água ao longo do estuário é a ressuspensão de fundo provocada pelas correntes de maré (Paiva, 2015). Entretanto, o menor volume de entrada em condições de maior vazão resulta em menor ressuspensão por ação da maré e maior importância relativa do aporte continental de sedimentos antes da instalação das barragens.

A morfologia do sistema estuarino, o prisma de maré e o transporte de sedimentos estão dinamicamente relacionados por mecanismos de retroalimentação (Zhang et al., 2018). A variação do prisma de maré está relacionada ao aumento ou diminuição das correntes de maré, que alteram o transporte e os locais de erosão/deposição de sedimentos, modificando a morfologia e a fricção local, que por sua vez afetam a propagação e a dissipação da onda de maré, resultando em alteração do prisma de maré. O aumento do prisma de maré após a instalação das barragens representa o aumento do volume de água salgada que entra no estuário com a diminuição da vazão, o que pode implicar em aumento da importação de sedimentos para o sistema estuarino e gradualmente levar à alteração da morfologia do canal.

Apesar de não abordar diretamente as variações morfológicas no estuário advindas das barragens, as alterações no padrão de circulação, no prisma de maré e nos processos de troca demonstradas nesse trabalho (Capítulos 03 e 04), associadas às informações disponíveis de redução do aporte continental de sedimentos após a instalação das barragens (Bessa & Paredes, 1990; Medeiros, 2003; Milliman, 1975), apontam a instalação das barragens como uma das causas da mudança de morfologia observada no estuário (por exemplo, em Bittencourt et al., 2007). Considerando que essas mudanças são constantes, o conhecimento dos efeitos da morfologia sobre a dinâmica estuarina (Capítulo 02) é fundamental ao entendimento do sistema, planejamento ambiental e gestão dos recursos na região estuarina e

costeira. Para melhor compreensão do efeito das barragens sobre as variações morfológicas do estuário, são necessários estudos posteriores que contemplem o transporte de sedimentos, com a utilização de modelos que permitam acoplamento entre a hidrodinâmica e a morfodinâmica do sistema.

Referências

- Allen, J.I., Somerfield, P.J., Gilbert, F.J., 2007. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. *J. Mar. Syst.* 64, 3–14.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.010>
- Andrews, S.W., Gross, E.S., Hutton, P.H., 2017. Modeling salt intrusion in the San Francisco Estuary prior to anthropogenic influence. *Cont. Shelf Res.* 146, 58–81.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.07.010>
- Angnuureng, D.B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Addo, K.A., Marieu, V., Ranasinghe, R., 2017. Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology* 290, 265–276.
<https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2017.04.007>
- Arnott, K.D., Valle-Levinson, A., Luther, M., 2012. Friction dominated exchange in a Florida estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 113, 248–258.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.07.034>
- Barbosa, A.B., Domingues, R.B., Galvão, H.M., 2010. Environmental forcing of phytoplankton in a mediterranean estuary (guadiana estuary, south-western iberia): A decadal study of anthropogenic and climatic influences. *Estuaries and Coasts* 33, 324–341. <https://doi.org/10.1007/s12237-009-9200-x>
- Bernardes, L.M.C., 1951. Notas sobre o clima da bacia do Rio são Francisco. *Rev. Bras. Geogr.* 13, 473–489.
- Bessa, M.F., Paredes, J.F., 1990. Transporte do carbono e do nitrogênio orgânico e inorgânico dissolvidos pelo Rio São Francisco, Brasil, durante um ano hidrológico (1984-1985). *Geochim.*
- Bittencourt, A.C.D.S.P., Dominguez, J.M.L., Fontes, L.C.S., Sousa, D.L., Silva, I.R., Da Silva, F.R., 2007. Wave Refraction, River Damming, and Episodes of Severe Shoreline Erosion: The São Francisco River Mouth, Northeastern Brazil. *J. Coast. Res.* 234, 930–938.
<https://doi.org/10.2112/05-0600.1>
- Bowden, K.F., 1963. The mixing processes in a tidal estuary. *Air Water Pollut.* 7, 343–56.
- Bowen, M.M., Geyer, W.R., 2003. Salt transport and the time-dependent salt balance of a partially stratified estuary. *J. Geophys. Res.* 108. <https://doi.org/10.1029/2001jc001231>
- Brandt, S.A., 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *CATENA* 40, 375–401. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00093-X](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00093-X)

- Byun, D.S., Wang, X.H., Holloway, P.E., 2004. Tidal characteristic adjustment due to dyke and seawall construction in the Mokpo Coastal Zone, Korea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59, 185–196. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.08.007>
- Cardoso-Mohedano, J.G., Páez-Osuna, F., Amezcua-Martínez, F., Ruiz-Fernández, A.C., Ramírez-Reséndiz, G., Sanchez-Cabeza, J.A., 2016. Combined environmental stress from shrimp farm and dredging releases in a subtropical coastal lagoon (SE Gulf of California). *Mar. Pollut. Bull.* 104, 83–91. <https://doi.org/10.1016/J.MARPOLBUL.2016.02.008>
- Cavalcante, G., Miranda, L.B. de, Medeiros, P.R.P., 2017. Circulation and salt balance in the São Francisco river Estuary (NE/Brazil). *RBRH* 22. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.021720170003>
- Chai, C., Yu, Z., Shen, Z., Song, X., Cao, X., Yao, Y., 2009. Nutrient characteristics in the Yangtze River Estuary and the adjacent East China Sea before and after impoundment of the Three Gorges Dam. *Sci. Total Environ.* 407, 4687–95. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.05.011>
- Chant, R.J., 2010. Estuarine secondary circulation, in: Valle-Levinson, A. (Ed.), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, New York, pp. 100–124.
- Chen, S.N., 2017. Bathymetric influences on the estuarine equilibrium length and adjustment time. *J. Phys. Oceanogr.* 47, 1719–1736. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0075.1>
- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1974. Delta morphology in relation to the discharge/wave-power climate.
- Coulombier, T., Neumeier, U., Bernatchez, P., 2012. Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 101, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>
- Cuvilliez, A., Deloffre, J., Lafite, R., Bessineton, C., 2009. Morphological responses of an estuarine intertidal mudflat to constructions since 1978 to 2005: The Seine estuary (France). *Geomorphology* 104, 165–174. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.010>
- Dai, Z., Mei, X., Darby, S.E., Lou, Y., Li, W., 2018. Fluvial sediment transfer in the Changjiang (Yangtze) river-estuary depositional system. *J. Hydrol.* 566, 719–734. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2018.09.019>
- Deltares, 2019. Delft3D 3D/2D modelling suite for integral water solutions User Manual.
- Des, M., deCastro, M., Sousa, M.C., Dias, J.M., Gómez-Gesteira, M., 2019. Hydrodynamics

- of river plume intrusion into an adjacent estuary: The Minho River and Ria de Vigo. *J. Mar. Syst.* 189, 87–97. <https://doi.org/10.1016/J.JMARSYS.2018.10.003>
- Domingues, R.B., Barbosa, A.B., Sommer, U., Galvão, H.M., 2012. Phytoplankton composition, growth and production in the Guadiana estuary (SW Iberia): unraveling changes induced after dam construction. *Sci. Total Environ.* 416, 300–13. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2011.11.043>
- Dominguez, J.M.L., 1996. The Sao Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 117, 217–231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.117.01.13>
- Dyer, K.R., 1995. Sediment transport processes in estuaries, in: Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, New York, pp. 423–449.
- Dyer, K.R., 1977. Lateral circulation effects in estuaries, in: *Estuaries, Geophysics and the Environment*. National Academy of Sciences, Washington, D. C., pp. 22–29.
- Elias, E.P.L., Gelfenbaum, G., Van der Westhuysen, A.J., 2012. Validation of a coupled wave-flow model in a high-energy setting: The mouth of the Columbia River. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JC008105>
- Emery, W.J., Thomson, R.E., 2001. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier.
- Figuerola, S.M., Lee, G., Shin, H.-J., 2019. The effect of periodic stratification on floc size distribution and its tidal and vertical variability: Geum Estuary, South Korea. *Mar. Geol.* 412, 187–198. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2019.03.009>
- Fischer, H.B., 1976. Mixing and Dispersion in Estuaries. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 8, 107–133.
- Friedrichs, C.T., Hamrick, J.M., 1996. Effects of channel geometry on cross sectional variations in along channel velocity in partially stratified estuaries. *American Geophysical Union*, pp. 283–300. <https://doi.org/10.1029/CE053p0283>
- Gao, J., Li, J., Wang, H., Bai, F., Cheng, Y., Wang, Y., 2012. Rapid changes of sediment dynamic processes in Yalu River Estuary under anthropogenic impacts. *Int. J. Sediment Res.* 27, 37–49. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(12\)60014-6](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(12)60014-6)
- Geyer, W.R., 1993. Three-dimensional tidal flow around headlands. *J. Geophys. Res. Ocean.* 98, 955–966. <https://doi.org/10.1029/92JC02270>
- Geyer, W.R., MacCready, P., 2014. The Estuarine Circulation. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 46, 175–197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>
- Geyer, W.R., Smith, J.D., 1987. Shear Instability in a Highly Stratified ESTuary. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 1668–1679.
- Gillibrand, P.A., 2001. Calculating Exchange Times in a Scottish Fjord Using a Two-

- dimensional, Laterally-integrated Numerical Model. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 53, 437–449. <https://doi.org/10.1006/ECSS.1999.0624>
- Gong, W., Shen, J., 2011. The response of salt intrusion to changes in river discharge and tidal mixing during the dry season in the Modaomen Estuary, China. *Cont. Shelf Res.* 31, 769–788. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.01.011>
- Guerra-Chanis, G.E., Reyes-Merlo, M.Á., Díez-Minguito, M., Valle-Levinson, A., 2019. Saltwater intrusion in a subtropical estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 217, 28–36. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2018.10.016>
- Hansen, D. V., Rattray, M., 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Mar. Res.* 23, 104–122.
- Haralambidou, K., Sylaios, G., Tsihrintzis, V.A., 2010. Salt-wedge propagation in a Mediterranean micro-tidal river mouth. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 90, 174–184. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.08.010>
- Hill, G.E., 1968. Grid Telescoping in Numerical Weather Prediction. *J. Appl. Meteorol.* 7, 29–38. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1968\)007<0029:gtinwp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1968)007<0029:gtinwp>2.0.co;2)
- Hong, B., Shen, J., 2012. Responses of estuarine salinity and transport processes to potential future sea-level rise in the Chesapeake Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 104–105, 33–45. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2012.03.014>
- Huang, H., Justic, D., Lane, R.R., Day, J.W., Cable, J.E., 2011. Hydrodynamic response of the Breton Sound estuary to pulsed Mississippi River inputs. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 95, 216–231. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2011.08.034>
- Huijts, K.M.H., Schuttelaars, H.M., de Swart, H.E., Valle-Levinson, A., 2006. Lateral entrapment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. *J. Geophys. Res.* 111, C12016. <https://doi.org/10.1029/2006JC003615>
- Hunkins, K., 1981. Salt Dispersion in the Hudson Estuary. *J. Phys. Oceanogr.* 11, 729–738. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0729:SDITHE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0729:SDITHE>2.0.CO;2)
- Ijaz, M.W., Mahar, R.B., Siyal, A.A., Anjum, M.N., 2018. Geospatial analysis of creeks evolution in the Indus Delta, Pakistan using multi sensor satellite data. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 200, 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.025>
- Jassby, A.D., Kimmerer, W.J., Monismith, S.G., Armor, C., Cloern, J.E., Powell, T.M., Schubel, J.R., Vendlinski, T.J., 1995. Isohaline position as a habitat indicator for estuarine populations. *Ecol. Appl.* 5, 272–289. <https://doi.org/10.2307/1942069>
- Jay, D.A., Smith, J.D., 1990a. Residual circulation in shallow estuaries: 1. Highly stratified, narrow estuaries. *J. Geophys. Res.* 95, 711. <https://doi.org/10.1029/JC095iC01p00711>

- Jay, D.A., Smith, J.D., 1990b. Residual circulation in shallow estuaries: 2. Weakly stratified and partially mixed, narrow estuaries. *J. Geophys. Res.* 95, 733.
<https://doi.org/10.1029/JC095iC01p00733>
- Jay, D.A., Uncles, R.J., Largier, J., Geyer, W.R., Vallino, J., Boynton, W.R., 1997. A Review of Recent Developments, in *Estuarine Scalar Flux Estimation*.
- Jickells, T.D., Andrews, J.E., Parkes, D.J., Suratman, S., Aziz, A.A., Hee, Y.Y., 2014. Nutrient transport through estuaries: The importance of the estuarine geography. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 150, 215–229. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.03.014>
- Johns, B., 1970. On the Determination of the Tidal Structure and Residual Current System in a Narrow Channel. *Geophys. J. Int.* 20, 159–175. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06061.x>
- Joyce, T.M., 1989. On In Situ “Calibration” of Shipboard ADCPs. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 6, 169–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1989\)006<0169:OISOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1989)006<0169:OISOSA>2.0.CO;2)
- Kjerfve, B., 1986. Circulation and salt flux in a well mixed estuary, in: Van de Kreeke, J. (Ed.), *Physics of Shallow Estuaries and Bays*. Springer Berlin Heidelberg, New York, pp. 22–29. <https://doi.org/10.1029/LN016p0022>
- Kjerfve, B., Stevenson, L.H., Proehl, J.A., Chrzanowski, T.H., Kitchens, W.M., 1981. Estimation of material fluxes in an estuarine cross section: A critical analysis of spatial measurement density and errors. *Limnol. Oceanogr.* 26, 325–335.
<https://doi.org/10.4319/lo.1981.26.2.0325>
- Klassen, J., Allen, D.M., 2017. Assessing the risk of saltwater intrusion in coastal aquifers. *J. Hydrol.* 551, 730–745. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.02.044>
- Knoppers, B., Medeiros, P.R.P., de Souza, W.F.L., Jennerjahn, T., 2005. The São Francisco Estuary, Brazil, in: Wangersky, P.J. (Ed.), *The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, pp. 51–70. https://doi.org/10.1007/698_5_026
- Kouzana, L., Mammou, A. Ben, Felfoul, M.S., 2009. Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Comptes Rendus Geosci.* 341, 21–35. <https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2008.09.008>
- Lacy, J.R., Stacey, M.T., Burau, J.R., Monismith, S.G., 2003. Interaction of lateral baroclinic forcing and turbulence in an estuary. *J. Geophys. Res.* 108, 3089.
<https://doi.org/10.1029/2002JC001392>
- Lee, J., Webb, B.M., Dzwonkowski, B., Park, K., Valle-Levinson, A., 2013. Bathymetric influences on tidal currents at the entrance to a highly stratified, shallow estuary. *Cont. Shelf Res.* 58, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.002>

- Lerczak, J.A., Geyer, W.R., 2004. Modeling the Lateral Circulation in Straight, Stratified Estuaries*. *J. Phys. Oceanogr.* 34, 1410–1428. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1410:MTLCIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1410:MTLCIS>2.0.CO;2)
- Lin, Z., Zhang, H., Lin, H., Gong, W., 2019. Intraseasonal and interannual variabilities of saltwater intrusion during dry seasons and the associated driving forcings in a partially mixed estuary. *Cont. Shelf Res.* 174, 95–107. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2019.01.008>
- Liu, G., Wu, J., Wang, Y., 2014. Near-bed sediment transport in a heavily modified coastal plain estuary. *Int. J. Sediment Res.* 29, 232–245. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(14\)60039-1](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(14)60039-1)
- Lwiza, K.M., Bowers, D.G.G., Simpson, J.H.H., 1991. Residual and tidal flow at a tidal mixing front in the North Sea. *Cont. Shelf Res.* 11, 1379–1395. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(91\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90041-4)
- McGranahan, G., Balk, D., Anderson, B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environ. Urban.* 19, 17–37. <https://doi.org/10.1177/0956247807076960>
- Medeiros, P.R.P., 2003. Aporte fluvial, transformação e dispersão da matéria em suspensão e nutrientes no estuário do rio São Francisco, após a construção da usina hidroelétrica do Xingó (AL/SE). Universidade Federal Fluminense.
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B., Souza, W.F.L. De, Oliveira, E.N., Geografia, I. De, Ambiente, M., Integrados, L., Labmar, I., Alagoas, U.F. De, Al, M., Analítica, D.D.Q., Tecnologia, I.N. De, Rj, R.D.J., Rj, C., Contribution, E.N., 2011a. Aporte de material em suspensão no Baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* 15, 42–53. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1590/S1516-89132011000200022>
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B.A., Cavalcante, G.H., Souza, W.F.L. de, 2011b. Changes in nutrient loads (N, P and Si) in the São Francisco estuary after the construction of dams. *Brazilian Arch. Biol. Technol.* 54, 387–397. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132011000200022>
- Milliman, J.D., 1975. Upper continental margin sedimentation off Brazil.
- Miranda, L.B. de, Castro, B.M. de, Kjerfve, B., 2011. *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*, 2nd ed. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Monismith, S.G., Burau, J.R., Stacey, M.T., 2002. Structure and Flow-Induced Variability of the Subtidal Salinity Field in Northern San Francisco Bay.
- Moskalski, S., Floc’h, F., Verney, R., 2020. Suspended sediment fluxes in a shallow

- macrotidal estuary. *Mar. Geol.* 419, 106050.
<https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2019.106050>
- Neubauer, S.C., 2013. Ecosystem Responses of a Tidal Freshwater Marsh Experiencing Saltwater Intrusion and Altered Hydrology. *Estuaries and Coasts* 36, 491–507.
<https://doi.org/10.1007/s12237-011-9455-x>
- Nimer, E., 1989. *Climatologia do Brasil: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.*
- Nunes, R. a., Simpson, J.H., 1985. Axial convergence in a well-mixed estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 20, 637–649. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90112-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90112-X)
- Paiva, B.P., 2015. Variabilidade espaço-temporal da estrutura de salinidade e de correntes em um estuário altamente estratificado. Universidade Federal de Pernambuco.
- Pawlowicz, R., Hannah, C., Rosenberger, A., 2019. Lagrangian observations of estuarine residence times, dispersion, and trapping in the Salish Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 225, 106246. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2019.106246>
- Pettit, N.E., Bayliss, P., Bartolo, R., 2018. Dynamics of plant communities and the impact of saltwater intrusion on the floodplains of Kakadu National Park. *Mar. Freshw. Res.* 69, 1124–1133. <https://doi.org/10.1071/MF16148>
- Phillips, J.D., Marion, D.A., 2001. Residence times of alluvium in an east Texas stream as indicated by sediment color. *CATENA* 45, 49–71. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00139-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00139-4)
- Pritchard, D.W., 1952. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Estuarine System. *J. Mar. Res.* 11, 106–123.
- Qin, H., Sheng, Q., Chu, T., Wang, S., Wu, J., 2015. Import and export fluxes of macrozooplankton are taxa- and season-dependent at Jiuduansha marsh, Yangtze River estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 163, 254–264.
<https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2014.11.024>
- Qiu, C., Zhu, J.-R., 2013. Influence of seasonal runoff regulation by the Three Gorges Reservoir on saltwater intrusion in the Changjiang River Estuary. *Cont. Shelf Res.* 71, 16–26. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2013.09.024>
- Rivas, A.L., Pisoni, J.P., Dellatorre, F.G., 2016. Thermal response to the surface heat flux in a macrotidal coastal region (Nuevo Gulf, Argentina). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 176, 117–123. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2016.04.015>
- Salles, P., Valle-Levinson, A., Sottolichio, A., Senechal, N., 2015. Wind-driven modifications to the residual circulation in an ebb-tidal delta: Arcachon Lagoon, Southwestern France. *J. Geophys. Res. Ocean.* 728–740. <https://doi.org/10.1002/2014JC010311>.Received

- Sandbach, S.D., Nicholas, A.P., Ashworth, P.J., Best, J.L., Keevil, C.E., Parsons, D.R., Prokocki, E.W., Simpson, C.J., 2018. Hydrodynamic modelling of tidal-fluvial flows in a large river estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 212, 176–188.
<https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2018.06.023>
- Santos, L.C.M., Matos, H.R., Schaeffer-Novelli, Y., Cunha-Lignon, M., Bitencourt, M.D., Koedam, N., Dahdouh-Guebas, F., 2014. Anthropogenic activities on mangrove areas (São Francisco River Estuary, Brazil Northeast): A GIS-based analysis of CBERS and SPOT images to aid in local management. *Ocean Coast. Manag.* 89, 39–50.
<https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2013.12.010>
- Schettini, C.A.F., Ricklefs, K., Truccolo, E.C., Golbig, V., 2006. Synoptic hydrography of a highly stratified estuary. *Ocean Dyn.* 56, 308–319. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0066-1>
- Schettini, C.A.F.F., Valle-Levinson, A., Truccolo, E.C., 2017. Circulation and transport in short, low-inflow estuaries under anthropogenic stresses. *Reg. Stud. Mar. Sci.* 10, 52–64.
<https://doi.org/10.1016/j.rsma.2017.01.004>
- Seim, H.E., Blanton, J.O., Gross, T., 2002. Direct stress measurements in a shallow, sinuous estuary. *Cont. Shelf Res.* 22, 1565–1578. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00029-8)
- Sharifinia, M., Taherizadeh, M., Namin, J.I., Kamrani, E., 2018. Ecological risk assessment of trace metals in the surface sediments of the Persian Gulf and Gulf of Oman: Evidence from subtropical estuaries of the Iranian coastal waters. *Chemosphere* 191, 485–493.
<https://doi.org/10.1016/J.CHEMOSPHERE.2017.10.077>
- Shaw, K.C., Howes, B.L., Schlezinger, D., 2018. Macroalgal composition and accumulation in New England estuaries. *J. Environ. Manage.* 206, 246–254.
<https://doi.org/10.1016/J.JENVMAN.2017.10.021>
- Siegle, E., Couceiro, M.A.A., Sousa, S.H. de M. e., Figueira, R.C.L., Schettini, C.A.F., 2019. Shoreline Retraction and the Opening of a New Inlet: Implications on Estuarine Processes. *Estuaries and Coasts* 42, 2004–2019. <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00635-w>
- Siegle, E., Schettini, C.A.F., Klein, A.H.F., Toldo Jr., E.E., 2009. Hydrodynamics and suspended sediment transport in the Camboriú estuary - Brazil: pre jetty conditions. *Brazilian J. Oceanogr.* 57, 123–135. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592009000200005>
- Sierra, J.P., Sánchez-Arcilla, a., Figueras, P. a., González del Río, J., Rassmussen, E.K., Möso, C., 2004. Effects of discharge reductions on salt wedge dynamics of the Ebro

- River. *River Res. Appl.* 20, 61–77. <https://doi.org/10.1002/rra.721>
- Simmons, H.B., 1955. Some effects of upland discharge on estuarine hydraulics. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.* 81, 1–20.
- Sun, J., Lin, B., Li, K., Jiang, G., 2014. A modelling study of residence time and exposure time in the Pearl River Estuary, China. *J. Hydro-environment Res.* 8, 281–291. <https://doi.org/10.1016/J.JHER.2013.06.003>
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376–80. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Takeoka, H., 1984. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Cont. Shelf Res.* 3, 311–326. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(84\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(84)90014-1)
- Taylor, G.I., 1931. Effect of Variation in Density on the Stability of Superposed Streams of Fluid. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 132, 499–523. <https://doi.org/10.1098/rspa.1931.0115>
- Tian, R., 2019. Factors controlling saltwater intrusion across multi-time scales in estuaries, Chester River, Chesapeake Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 223, 61–73. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2019.04.041>
- Tu, L.X., Thanh, V.Q., Reynolds, J., Van, S.P., Anh, D.T., Dang, T.D., Roelvink, D., 2019. Sediment transport and morphodynamical modeling on the estuaries and coastal zone of the Vietnamese Mekong Delta. *Cont. Shelf Res.* 186, 64–76. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2019.07.015>
- Uncles, R.J., Elliott, R.C. a, Weston, S. a., 1985. Dispersion of salt and suspended sediment in a partly mixed estuary. *Estuaries* 8, 256–269. <https://doi.org/10.1007/BF02803941>
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993. The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar Estuary, United Kingdom. *Estuaries* 16, 126–141. <https://doi.org/10.2307/1352770>
- Valle-Levinson, A., 2008. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, 1–10. <https://doi.org/10.1029/2007JC004144>
- Valle-Levinson, A., Atkinson, L.P., 1999. Spatial Gradients in the Flow over an Estuarine Channel. *Estuaries* 22, 179. <https://doi.org/10.2307/1352975>
- Valle-Levinson, A., Huguenard, K., Ross, L., Branyon, J., MacMahan, J., Reniers, A., 2015. Tidal and nontidal exchange at a subtropical inlet: Destin Inlet, Northwest Florida. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 155, 137–147. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.01.020>
- Valle-Levinson, A., Schettini, C.A.F., Truccolo, E.C., 2019. Subtidal variability of exchange

- flows produced by river pulses, wind stress and fortnightly tides in a subtropical stratified estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 221, 72–82.
<https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2019.03.022>
- Vieira, M.E.C.C., Bordalo, A. a., 2000. The Douro estuary (Portugal): a mesotidal salt wedge. *Oceanol. Acta* 23, 585–594. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)01107-5](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)01107-5)
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* 350, 53–55. <https://doi.org/10.1038/350053a0>
- Wang, C.-F., Hsu, M.-H., Kuo, A.Y., 2004. Residence time of the Danshuei River estuary, Taiwan. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 60, 381–393.
<https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2004.01.013>
- Wang, H., Yan, H., Zhou, F., Li, B., Zhuang, W., Shen, Y., 2020. Changes in nutrient transport from the Yangtze River to the East China Sea linked to the Three-Gorges Dam and water transfer project. *Environ. Pollut.* 256, 113376.
<https://doi.org/10.1016/J.ENVPOL.2019.113376>
- Wang, Y., Dong, P., Oguchi, T., Chen, S., Shen, H., 2013. Long-term (1842–2006) morphological change and equilibrium state of the Changjiang (Yangtze) Estuary, China. *Cont. Shelf Res.* 56, 71–81. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.02.006>
- Warner, J.C., Geyer, W.R., Lerczak, J.A., 2005. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 110, 1–13.
<https://doi.org/10.1029/2004JC002691>
- Willmott, C., 1981. On the validation of models. *Phys. Geogr.* 2, 184–194.
- Wilson, R.E., Filadelfo, R.J., 1986. Subtidal current variability in the lower Hudson Estuary. Springer-Verlag, pp. 132–142. <https://doi.org/10.1029/LN016p0132>
- Winterwerp, J.C., Wang, Z.B., van der Kaaij, T., Verelst, K., Bijlsma, A., Meersschaut, Y., Sas, M., 2006. Flow velocity profiles in the Lower Scheldt estuary. *Ocean Dyn.* 56, 284–294. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0063-4>
- Xu, B., Yang, D., Burnett, W.C., Ran, X., Yu, Z., Gao, M., Diao, S., Jiang, X., 2016. Artificial water sediment regulation scheme influences morphology, hydrodynamics and nutrient behavior in the Yellow River estuary. *J. Hydrol.* 539, 102–112.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2016.05.024>
- Yang, S.L., Milliman, J.D., Xu, K.H., Deng, B., Zhang, X.Y., Luo, X.X., 2014. Downstream sedimentary and geomorphic impacts of the Three Gorges Dam on the Yangtze River. *Earth-Science Rev.* 138, 469–486. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.07.006>
- Yang, Z., Khangaonkar, T., 2009. Modeling tidal circulation and stratification in Skagit River

- estuary using an unstructured grid ocean model. *Ocean Model.* 28, 34–49.
<https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2008.07.004>
- Zhang, X., Fagherazzi, S., Leonardi, N., Li, J., 2018. A Positive Feedback Between Sediment Deposition and Tidal Prism May Affect the Morphodynamic Evolution of Tidal Deltas. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2767–2783. <https://doi.org/10.1029/2018JF004639>
- Zhao, Y., Zou, X., Liu, Q., Yao, Y., Li, Y., Wu, X., Wang, C., Yu, W., Wang, T., 2017. Assessing natural and anthropogenic influences on water discharge and sediment load in the Yangtze River, China. *Sci. Total Environ.* 607–608, 920–932.
<https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.07.002>
- Zhou, X., Zheng, J., Doong, D.-J., 2013. Sea level rise along the East Asia and Chinese coasts and its role on the morphodynamic response of the Yangtze River Estuary. *Ocean Eng.* 71, 40–50. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2013.03.014>
- Zhu, L., He, Q., Shen, J., Wang, Y., 2016. The influence of human activities on morphodynamics and alteration of sediment source and sink in the Changjiang Estuary. *Geomorphology* 273, 52–62. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2016.07.025>
- Zimmerman, J.T.F., 1976. Mixing and flushing of tidal embayments in the western Dutch Wadden Sea part I: Distribution of salinity and calculation of mixing time scales. *Netherlands J. Sea Res.* 10, 149–191. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(76\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0077-7579(76)90013-2)