

Oceanografia física

Guilherme Camargo Lessa
Mauro Cirano
Fernando Genz
Clemente Augusto Souza Tanajura
Renato Ramos da Silva

SciELO Books / SciELO Livros / SciELO Libros

LESSA, GC., *et al.* Oceanografia física. In: HATJE, V., and ANDRADE, JB., orgs. *Baía de todos os santos: aspectos oceanográficos* [online]. Salvador: EDUFBA, 2009, pp. 68-119. ISBN 978-85-232-0929-2. Available from SciELO Books <<http://books.scielo.org>>.



All the contents of this chapter, except where otherwise noted, is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 Unported.

Todo o conteúdo deste capítulo, exceto quando houver ressalva, é publicado sob a licença Creative Commons Atribuição - Uso Não Comercial - Partilha nos Mesmos Termos 3.0 Não adaptada.

Todo el contenido de este capítulo, excepto donde se indique lo contrario, está bajo licencia de la licencia Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 3.0 Unported.





Hospitalaria

Taq

Boyr
peba

Ihade
Mazze

I: dogfiades

I: domelo

I: domelo

cau

TERRAS
DE DO

ALVARO
RODRIGUES

PCOS
TA

Bahia de
todolosan
tos

P: des

6: bracas
de preamar
da goasvinas

na dora
turcos

Barrade



Oceanografia Física

Guilherme Camargo Lessa

Mauro Cirano

Fernando Genz

Clemente Augusto Souza Tanajura

Renato Ramos da Silva

Introdução

Baías costeiras constituem um tipo particular de estuário com morfologia condicionada por processos de subsidência e tectonismo (Kjerfve, 1994). Apesar de receberem a contribuição de várias bacias de drenagem, algumas de expressão regional, a subsidência, condicionada por falhas geológicas, quase sempre oculta os contornos dos vales fluviais afogados, e gera morfologias variadas. As baías são normalmente maiores que estuários típicos e abrigam vários subsistemas estuarinos à saída dos cursos fluviais afluentes. Assim sendo, são por vezes chamadas de sistemas estuarinos, como proposto inicialmente por Pritchard (1952).

Como sistemas estuarinos, a circulação de água nas baías é influenciada por três forçantes: i) os gradientes da superfície livre da água, também denominados gradientes barotrópicos, associados à variação do nível do mar (oscilações de maré e inframareais) e dos rios; ii) os gradientes de densidade ou baroclínicos, associados às diferenças longitudinais de densidade geradas pela progressiva diluição ou concentração da água salgada estuário adentro; e iii) a tensão de cisalhamento do vento na superfície da água, causando uma transferência de momento do vento para as camadas mais superficiais da coluna d'água. Os motores da circulação, e de certo modo inclusive a própria maré astronômica, sofrem variações sazonais, interanuais e interdecenais, podendo gerar uma infinidade de cenários dinâmicos, modos de circulação e mecanismos de troca de massa entre as baías e o oceano, ou mesmo entre os diferentes segmentos da baía (Elliot, 1976).

A Baía de Todos os Santos (BTS) (**Figura 1**) é um sistema estuarino típico, com morfologia condicionada por movimentos tectônicos em uma área delimitada pelas falhas geológicas de Salvador e de Maragogipe. A BTS recebe a descarga de três grandes bacias de drenagem, associadas aos rios Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé, além de outras 91 pequenas bacias que geram um efeito de descarga difusa durante os meses úmidos. As características morfológicas da baía causam variações da altura de maré já a partir da sua entrada. A complexidade da dinâmica da maré aliada à distribuição espacial dos pontos de descarga de água doce, às diferenças climáticas existentes no eixo leste-oeste (entre Salvador e Cachoeira) e à contrastante sazonalidade pluviométrica entre as bacias de drenagem criam regiões com características particulares de circulação de água.

Apesar de sua importância no contexto socioeconômico do Estado (abriga oito¹ dos dez portos e terminais marítimos existentes no Estado da Bahia) e da execução de monitoramentos oceanográficos, desde 1947, havia até o início deste século apenas uma publicação científica voltada para a oceanografia física da BTS (Wolgemuth *et al.*, 1981). Os monitoramentos iniciais estiveram atrelados às

¹ Porto de Salvador, Porto de Aratu, Base Naval, Terminal Ford, Terminal Moinho Dias Branco, Terminal USIBA, Terminal TRANSPETRO, Porto de São Roque do Paraguaçu.

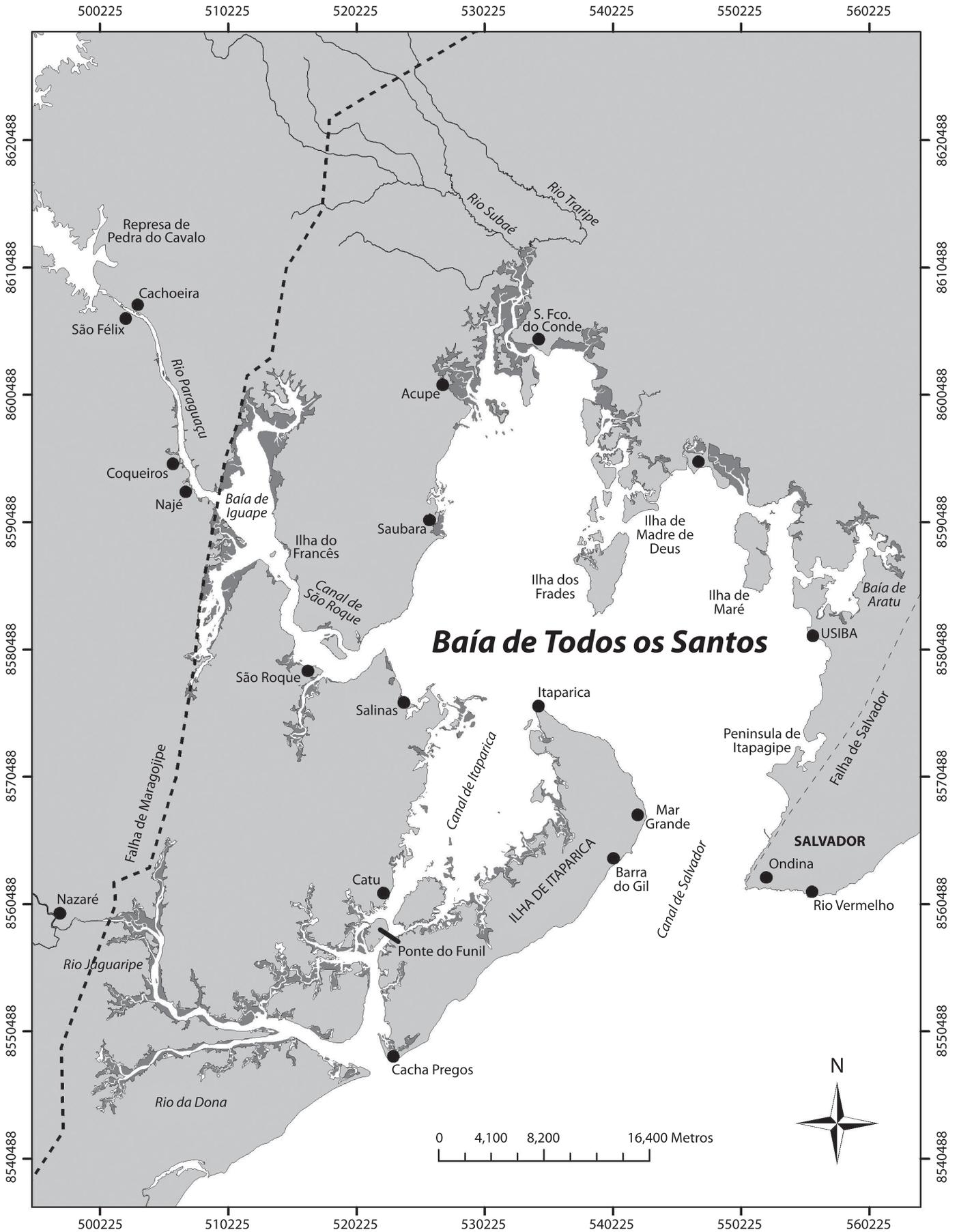
atividades portuárias, com as primeiras informações sistematicamente coletadas envolvendo o monitoramento do nível d'água para a produção de tábuas de maré. Estes registros foram feitos pela antiga Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha, tendo sido iniciados em 1947 na Base Naval de Aratu. Entre 1963 e 1974, também sobre a responsabilidade da DHN, foram realizadas as primeiras campanhas correntométricas para a confecção de cartas de corrente para os portos de Aratu, Madre de Deus e Salvador. A primeira investigação de cunho científico só foi realizada no início da década de 1980, com um estudo sobre a massa d'água e a concentração de sedimentos em suspensão na BTS e no canal de São Roque (Wolgemuth *et al.*, 1981). Ainda no canal de São Roque, informações sobre o campo de correntes, salinidade e temperatura, foram coletadas como subsídio a investigações da geoquímica dos sedimentos em suspensão.

Esforços de modelagem numérica do fluxo d'água na BTS foram iniciados por Montenegro Neto (1998), aplicando o modelo *Princeton Ocean Model*, para avaliar a influência dos ventos na circulação do corpo central da baía. Esta iniciativa foi seguida pelo CRA (2001) e por Xavier (2002), com uma extensa modelagem da circulação barotrópica, utilizando o modelo SisBAHIA. Para a implementação do modelo, foi utilizada a mais completa série de dados oceanográficos coletada na BTS até o momento, obtida em 1999 no âmbito do Projeto de Saneamento da Baía de Todos os Santos (Programa Bahia Azul), patrocinado pelo Governo do Estado da Bahia. Monitoramentos simultâneos da meteorologia e dos campos de corrente, pressão, salinidade, temperatura e densidade foram executados em dezenas de estações oceanográficas em períodos úmido e seco, gerando um conjunto de dados posteriormente analisado por Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007).

A avaliação da descarga fluvial na BTS foi feita pelo CRA (2001) e por Lima e Lessa (2002). Lima e Lessa (2002) calcularam pela primeira vez a curva hipsométrica e o volume da baía, os quais foram posteriormente aferidos por Bonfim *et al.* (2003), junto a uma avaliação do balanço hídrico na BTS. O impacto da descarga da represa de Pedra do Cavalo (rio Paraguaçu) na circulação e estrutura termohalina foi avaliado por Genz (2006) e Genz *et al.* (2008), ao longo do segmento oeste da baía, envolvendo o canal de São Roque, a Baía de Iguape e o baixo curso do rio Paraguaçu. Mais recentemente, a importância da estrutura termohalina e da componente baroclínica do fluxo na circulação da BTS foi avaliada por Pereira e Lessa (2009), ao investigar a estrutura de fluxos estacionários no canal de Cotegipe.

Este capítulo pretende apresentar o estado do conhecimento sobre a circulação de água na BTS e particularmente em alguns de seus setores mais importantes ou impactados pela ocupação urbano-industrial. Para tanto, serão utilizadas informações e dados publicados na literatura técnica e científica, bem como informações de campo e de modelagem, ambos inéditos, obtidos e gerados pela UFBA.

Figura 1. (Direita)
Localização de feições de interesse na BTS.



Clima e Balanço Hídrico

De acordo com os dados da estação meteorológica de Ondina (Salvador), o clima na entrada da BTS (canal de Salvador) é tropical-úmido, com médias anuais de temperatura, precipitação e evaporação de 25,2 °C, 2.100 mm e 1.002 mm, respectivamente (INMET, 1992). Ocorre, no entanto, um marcante ciclo sazonal em diversas variáveis climatológicas, como indica a distribuição das médias mensais apresentadas na **Figura 2** e na **Tabela 1**.

Temperatura e pressão atmosférica

Os ciclos sazonais climatológicos das temperaturas média, máxima e mínima, e da umidade relativa, estão apresentados na **Figura 2a**. As temperaturas máximas atingem valores mais altos, nos meses de janeiro, fevereiro e março, ao redor de 30 °C. Elas estão principalmente associadas à maior quantidade de radiação solar incidente durante o verão do Hemisfério Sul. As temperaturas mínimas climatológicas ocorrem nos meses de julho, agosto e setembro, entre 21 °C e 22 °C, associadas à menor quantidade de radiação incidente e à entrada de frentes frias provenientes do sul. A umidade relativa climatológica atinge seu máximo em maio (83%), coincidindo com o máximo de precipitação.

A pressão atmosférica, de acordo com a **Tabela 1**, alcança um valor máximo de 1.011,5 mb, em julho, e um valor mínimo de 1.006,2 mb, em dezembro, resultando em uma variação anual média de 5,3 mb. Esta amplitude é próxima ao valor de 6,5 mb, relatado no projeto PROMARLAM (PETROBRAS/FUSP, 2005) para a altura do harmônico anual na série temporal proveniente da estação meteorológica da RELAM, entre julho de 2003 e julho de 2004. Dada a estreita relação existente entre a pressão atmosférica e o nível médio do mar, estes valores sugerem que oscilações anuais do nível médio marinho na BTS devem ser de aproximadamente 0,06 m.

Precipitação e Evaporação

As menores precipitações (<150 mm) ocorrem em janeiro e setembro, e as maiores em abril, maio e junho (>300 mm), quando cerca de 40% da precipitação média anual é produzida (**Figura 2b**). A maior intensidade de precipitação registrada até o momento ocorreu em abril de 1966, com 367 mm de chuva em menos de 24 horas.

A precipitação mais elevada no outono pode estar associada a fenômenos regionais e remotos, com diversas escalas espaciais e temporais. O fenômeno mais importante é a convergência de ar úmido dos ventos alísios de leste que se instala

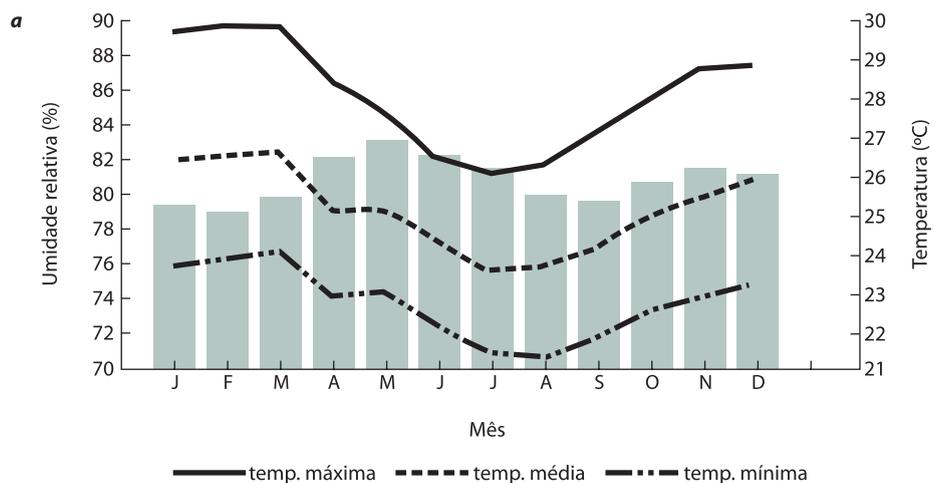
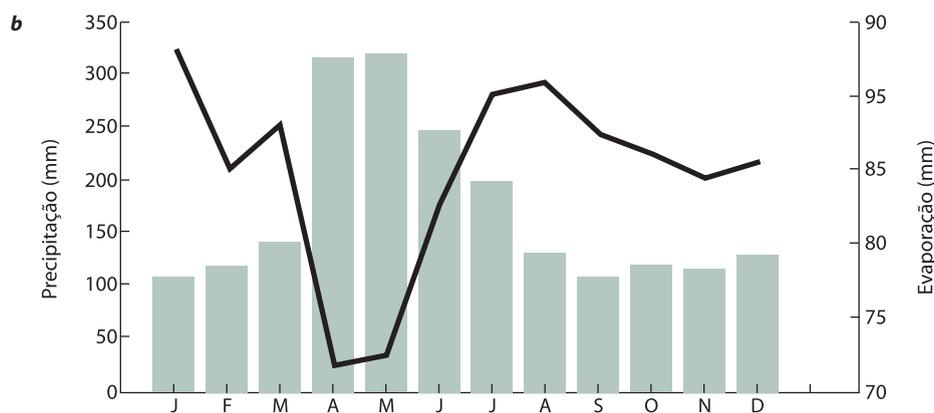


Figura 2. Climatologia mensal (a) da umidade relativa (barras) e temperaturas máximas, médias e mínimas e (b) da precipitação (barras) e evaporação registradas pela estação meteorológica de Ondina, para o período de 1961-1990 (INMET, 1992).



sobre toda a costa leste do Nordeste (Molion e Bernardo, 2002). Chuvas mais intensas estão normalmente associadas a anomalias positivas da temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Sul, próximo à costa do Nordeste, que propiciam um maior transporte e convergência de umidade para a região. As variações dos ventos alísios de leste, associadas à modulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (Rao *et al.*, 1993), e a interação de ventos locais com os ventos alísios também podem produzir chuvas intensas, quando há formação de brisa terrestre de oeste no período da noite (Kousky, 1980).

As chuvas no leste da região Nordeste, no período de junho a agosto, são frequentemente produzidas por perturbações ondulatórias dos ventos alísios. Estas perturbações, comumente chamadas de *Distúrbios Ondulatórios de Leste*, são provocadas pela interação de ventos de sul – associados com sistemas frontais – com os alísios (Yamazaki e Rao, 1977). Outro importante fenômeno remoto, na geração de precipitação sobre a BTS, é a propagação de sistemas frontais de sul, ou de seus

Tabela 1. Normais Climatológicas (1961 a 1990) para a estação de Ondina – Salvador (Fonte INMET).

Meses	PA (mb)	Temperatura (°C)					UR (%)	PT (mm)	Precipitação (mm)			Insol. (h)	Vento	
		Med. max	Med. min	Max. abs	Min. abs	Med.			Max. 24 hs	Dia Ano	Dias chuva		Dir.	Vel. (m/s)
JAN	1006,3	29,9	23,7	33,6	21,8	26,5	79,4	102,4	130,8	12/88	13	245,6	E	2,1
FEV	1006,3	30,0	23,9	34,4	21,9	26,6	79,0	122,1	159,0	06/80	15	226,4	SE	2,0
MAR	1005,8	30,0	24,1	34,7	22,3	26,7	79,8	148,0	100,9	16/69	18	231,1	SE	2,0
ABR	1006,6	28,6	22,9	32,8	21,2	25,2	82,2	326,2	367,2	27/71	21	189,7	SE	2,3
MAI	1008,3	27,7	23,0	31,5	21,3	25,2	83,1	349,5	208,4	22/66	24	174,3	SE	2,3
JUN	1010,4	26,5	22,1	31,8	20,3	24,3	82,3	251,0	217,5	03/78	23	167,2	SE	2,3
JUL	1011,5	26,2	21,4	30,6	19,8	23,6	81,5	184,9	97,8	14/90	23	181,2	SE	2,5
AGO	1011,4	26,4	21,3	31,3	19,9	23,7	80,0	134,1	86,1	22/71	20	202,6	SE	2,4
SET	1010,4	27,2	21,8	29,8	20,2	24,2	79,6	109,5	123,7	19/89	16	211,4	SE	2,4
OUT	1008,2	28,1	22,5	32,2	20,9	25,0	80,7	123,0	178,0	27/90	14	228,0	SE	2,3
NOV	1006,7	28,9	22,9	32,1	21,0	25,5	81,5	119,0	126,5	24/64	14	213,6	SE/NE	2,3
DEZ	1006,2	29,0	23,2	32,5	21,4	26,0	81,1	130,6	104,0	31/90	14	224,7	E	2,2
ANO	1008,2	28,2	22,7	34,7	19,8	25,2	80,8	2100,2			18	2495,8	SE	2,2

PA = pressão atmosférica, UR = Umidade Relativa, PT = precipitação total, Insol = insolação.

vestígios, que atingem a região (Kousky, 1980). Alguns desses sistemas tornam-se quase-estacionários, com orientação na direção NO-SE, caracterizando uma zona de convergência de umidade e precipitação, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A convergência de umidade, alta nebulosidade e precipitação da ZCAS está diretamente associada às fortes chuvas da Amazônia, durante o verão e o início do outono (Kodama, 1993; Nogués-Paegle e Mo, 1997). A variabilidade de sua posição, mais ao norte ou ao sul, depende de diversos fatores, entre eles, a TSM do Atlântico Sul, visto que a ZCAS tende a se estabelecer sobre as águas mais quentes (Chaves e Nobre, 2004).

O período seco na BTS está associado à intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, que inibe a propagação das frentes frias pelo litoral, e à presença de vórtices ciclônicos de altos níveis da troposfera (VCAN) centrados na região nordeste. Os VCAN provocam movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, com céu claro e ausência de chuva, e movimento ascendente de ar quente e úmido em sua periferia, com nebulosidade e chuva. Eles atuam sobre a região no verão, outono e primavera, mas principalmente no mês de janeiro, permanecendo ativos por um período de horas a até duas semanas (Gan e Kousky, 1986; Rao e Bonatti; 1987).

Devido à maior umidade do ar, ao maior número horas de insolação e altas temperaturas, o mês com maior evaporação é o mês de janeiro, com um máximo de quase 95 mm. Por outro lado, com menos horas de insolação e maior umidade do ar, a evaporação atinge seu mínimo em abril e maio (**Figura 2b e Tabela 1**).

Ventos

A direção preferencial dos ventos neste setor da costa brasileira é de ENE no verão e ESE no inverno, de acordo com a climatologia do Atlântico tropical, publicada por Servain *et al.* (1996). Esta situação é de fato semelhante aos dados médios na estação de Ondina, onde os ventos, no período de 1961 a 1990, foram preferencialmente de SE (**Tabela 1**).

Devido à localização da estação, estes valores estão mais próximos de caracterizar o padrão de circulação eólica em mar aberto do que dentro da BTS. Cirano e Lessa (2007) mostram que os ventos dentro da BTS sofrem aceleração e um desvio no sentido horário, simulando um giro ciclônico. A **Figura 3a** apresenta um segmento de dados sinóticos de vento, registrados no verão e no inverno de 1999 (CRA, 2001), em três estações entre a entrada da BTS (Mar Grande) e o setor central (Itaparica e ilha dos Frades, localizadas cerca de 22 km adentro da baía). Observa-se claramente na situação de verão o aumento progressivo de velocidade entre Mar Grande e ilha dos Frades (**Figura 3a**), onde as velocidades médias máximas são cerca de 3 m s^{-1} maiores que em Mar Grande. A direção dos ventos, na **Figura 3b**, oscila com um ciclo diurno devido à ação das brisas, sendo que nos momentos de ventos mais fortes, no meio da tarde, a direção na ilha dos Frades é desviada em cerca de 30° , para o norte, em relação à direção em Mar Grande.

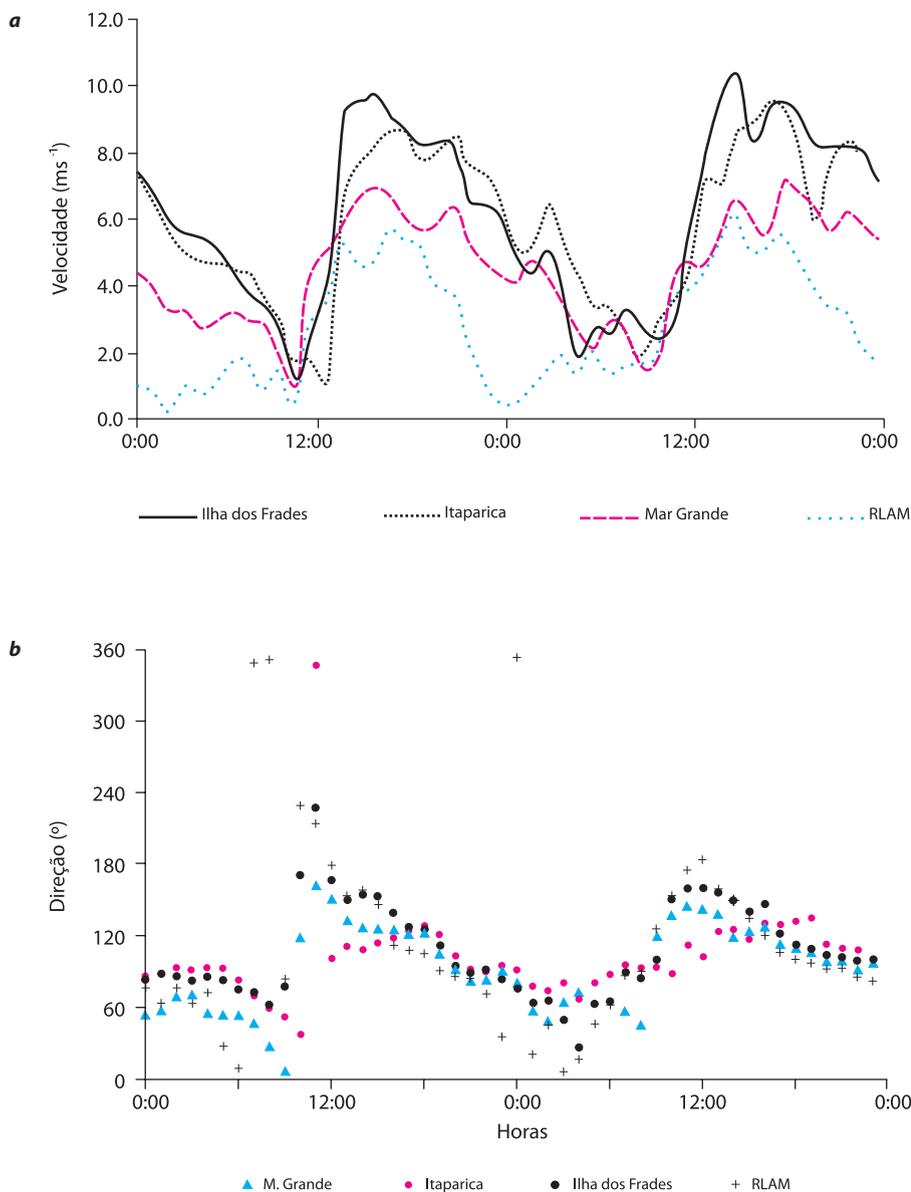
Analisando-se todo o registro de 15 dias obtido pelo CRA (2001), verifica-se que no verão os ventos apresentaram direção média de 96° em Mar Grande, 110° em Itaparica e 111° na ilha dos Frades, ou seja, provenientes de E em Mar Grande e ESE nas duas estações mais internas. Neste mesmo trajeto, a velocidade média aumentou, de $4,7 \text{ m s}^{-1}$ em Mar Grande para $5,5 \text{ m s}^{-1}$ em Itaparica, e para 6 m s^{-1} na ilha dos Frades. As velocidades máximas diárias registradas na ilha dos Frades chegam a ser duas vezes maiores do que as registradas em Mar Grande.

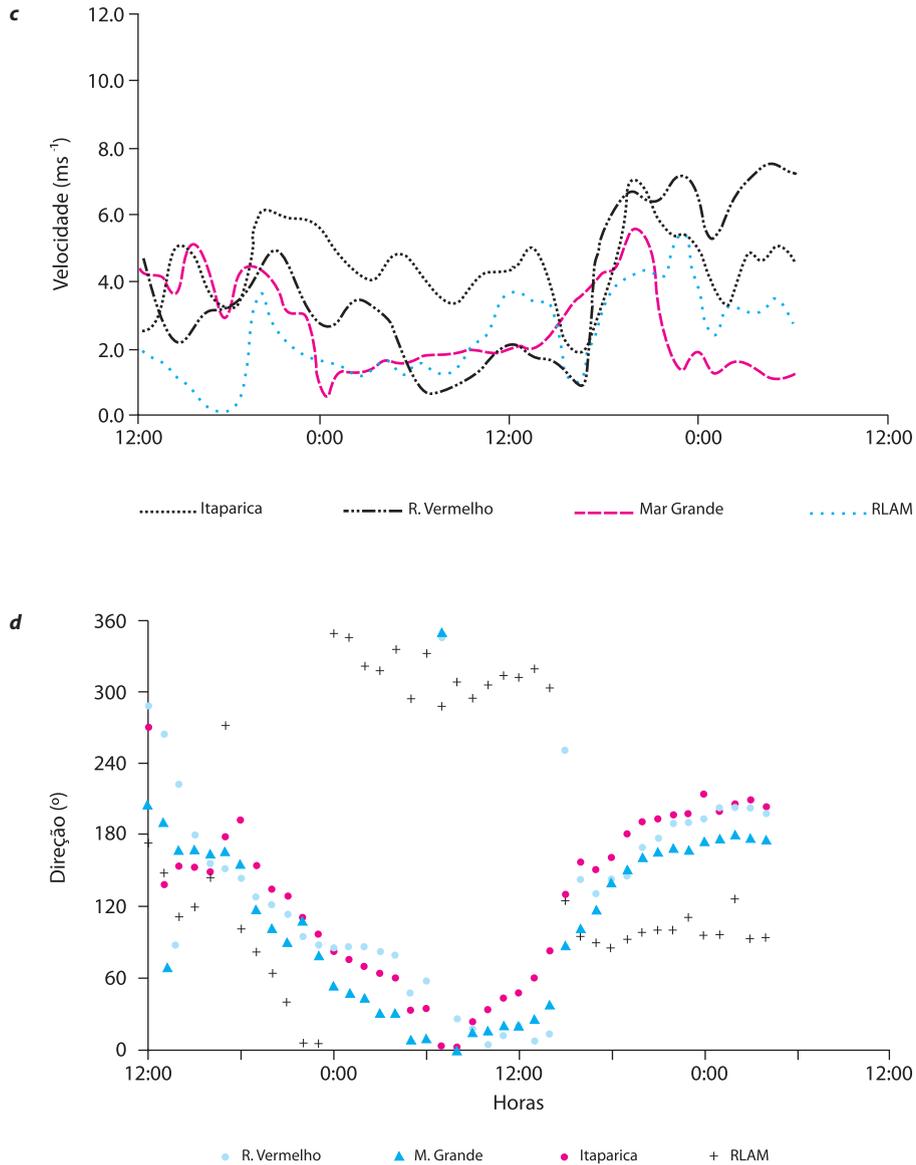
No inverno, os dados do CRA (2001) mostram comportamento similar, com os ventos médios rotacionados em cerca de 30° , no sentido horário, entre as estações costeiras (Mar Grande e Rio Vermelho) e Itaparica (**Figura 3d**). As velocidades médias em Itaparica (**Figura 3c**), no entanto, não indicam aceleração tão nítida quanto no verão. Os dados de vento, de uma forma geral, devem ser avaliados com cautela, pois a orografia local pode bloquear parcialmente os ventos vindos de determinadas direções. Isto poderia explicar, por exemplo, o pequeno grau de

Figura 3. Variação da velocidade ($m s^{-1}$) e direção do vento nas localidades de Mar Grande, Itaparica e ilha dos Frades (ver localização na **Figura 1**). Dias 07 a 08 de janeiro (**a** e **b**) e 30 de maio a 01 de junho de 1999 (**c** e **d**).

correlação da velocidade no inverno entre o registro de Itaparica e as estações costeiras, aparentemente protegidas dos ventos de N e NNE.

A variabilidade diurna causada pelas circulações de brisa pode ser observada através de medidas simultâneas de vento feitas nas localidades de ilha dos Frades, Itaparica e Mar Grande durante o Programa Bahia Azul (CRA, 2001) (**Figura 3**). Os ventos seguem um padrão diário de fortes brisas marinhas de sudeste, que se iniciam de manhã e intensificam-se à tarde, e de brisas continentais calmas de





nordeste, que se iniciam à noite e acentuam-se de madrugada. As brisas são mais comuns no verão (**Figura 3b**), quando a ausência de fenômenos de grande escala, como os sistemas frontais, permite a produção de aquecimento/resfriamento diferencial entre a superfície aquática e o continente. A **Figura 4**, obtida de uma imagem de satélite do dia 3 de março de 2009, ilustra um caso típico de nuvens convectivas sobre as regiões continentais, cuja formação é inibida sobre as superfícies aquáticas mais frias. Por outro lado, durante o período noturno, o resfriamento do continente gera a brisa terrestre, que eventualmente converge com os ventos

Figura 4.

Imagem do sensor MODIS do Satélite Terra para 03 de Março de 2009 12:45 UTC, mostrando a nebulosidade que se forma sobre o continente, associada ao sistema de brisa marítima (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>).



alísios de leste. Esta convergência pode causar maior movimento ascendente e, com isso, formar precipitação noturna, o que é característico em toda a extensão da costa leste do Nordeste (Kousky, 1980; Molion e Bernardo, 2002).

Balanço Hídrico

O balanço entre precipitação e evaporação na entrada da BTS, como indicado na **Figura 2b**, é consideravelmente positivo ao longo de quase todo o ano. No entanto, esta condição altera-se rapidamente para o interior da baía, pois o clima torna-se progressivamente mais árido (**Figura 5**). O gradiente de precipitação é de aproximadamente 15 mm.km^{-1} até a cidade de São Félix, no rio Paraguaçu (**Figura 1**), onde a precipitação média é de 1.139 mm (SEI 1999). Neste setor mais interno da BTS, o balanço hídrico médio anual torna-se negativo (-40 mm) e o clima efetivamente semiárido em Feira de Santana (100 km costa adentro), onde as taxas anuais de evaporação e precipitação são de 1.243 mm e 909 mm, respectivamente (CEPLAB, 1979).

Considerando a variabilidade regional das taxas de precipitação e evaporação, Cirano e Lessa (2007) estimaram que a área da BTS, delimitada pelo zero hidrográfico (ou nível de referência das cartas náuticas), recebe anualmente uma média de $2,42 \times 10^9 \text{ m}^3$ de água doce de origem atmosférica, e perde por evaporação um total $0,92 \times 10^9 \text{ m}^3$. Os autores adicionaram ainda, como perda, um volume de $0,21 \times 10^9 \text{ m}^3$ associado à evapotranspiração nas áreas de manguezal. O balanço final resulta em uma descarga média anual de aproximadamente $41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Este valor é desigualmente distribuído ao longo do ano, de acordo com a sazonalidade das

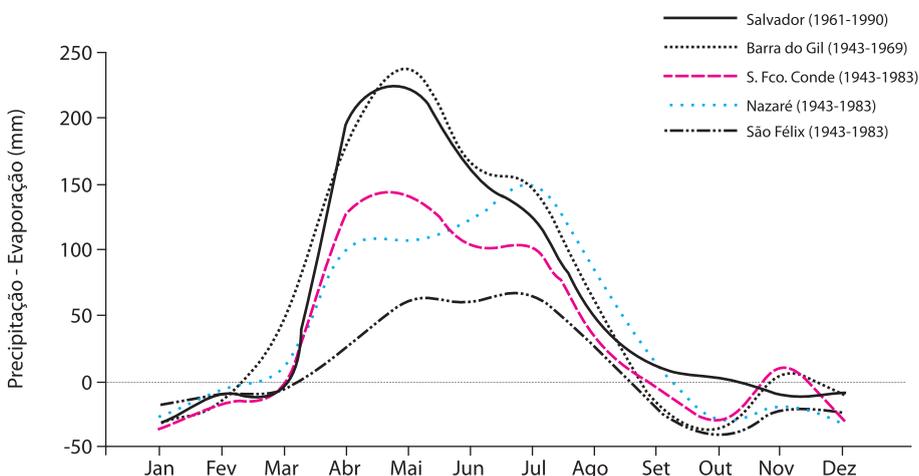


Figura 5. Médias climatológicas mensais para o balanço hídrico espacial das taxas de precipitação e evaporação na região da Baía de Todos os Santos (Localização das estações Figura 1).

chuvas na região, sendo provável que nos meses úmidos ocorram vazões médias mensais próximas a $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. As médias climatológicas publicadas pelo INMET (1992) indicam que os meses de janeiro, fevereiro, agosto, setembro e outubro podem eventualmente apresentar balanço hídrico negativo. Situações como esta têm influência no campo de densidade das águas da baía, e reflexos na circulação, como será visto adiante.

Descarga de água doce

A BTS recebe a descarga de uma área de drenagem correspondente a 61.110 km^2 (Lima e Lessa, 2002), sendo que $92,1\%$ (56.300 km^2) estão associadas ao rio Paraguaçu. O restante é distribuído entre as bacias do rio Jaguaripe (2.200 km^2 ou $3,6\%$ da área total), do rio Subaé (660 km^2 ou $1,1\%$ da área total) e dos pequenos cursos d'água periféricos (1.950 km^2 ou $3,2\%$ da área total).

O rio Paraguaçu é o principal contribuinte de água doce para a BTS, e tem uma descarga média de $92,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (média de 1947 a 2003). O valor que chega à BTS é, no entanto, regulado pela barragem de Pedra do Cavalo, localizada 16 km à montante da Baía de Iguape (**Figura 1**) e em operação desde 1986. Devido à variabilidade climática natural, a descarga do rio Paraguaçu, ou vazão afluente à represa, no período de 1987 a 2003, foi de $75,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, quase 20% menor do que a média histórica. Já a descarga média da represa neste período foi de $62,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ou 82% da descarga fluvial. Este valor corresponde a 54% do total da descarga fluvial média anual para a BTS, sendo seis vezes superior à do rio Jaguaripe e treze vezes maior que a dos rios Subaé e Traripe juntos (**Tabela 2**).

A utilização de vazões médias anuais mascara a variabilidade de descarga, a qual foi considerável no rio Paraguaçu desde a construção da represa de Pedra do Cavalo. Entre outubro de 1986 e setembro de 2003 (ano hidrológico de 1987 a 2003), vazões nulas ocorreram durante 22% do tempo de operação do reservatório. Vazões constantes, entre $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, por um período de 4 a 5 horas, eram seguidas pelo fechamento completo das comportas (Genz, 2006). A vazão máxima de operação do reservatório é $1.600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, valor este que evita a inundação das cidades de São Félix e Cachoeira. A retenção de água no reservatório, durante o período de enchentes, causa uma forte alteração do hidrograma de cheia natural do rio (Genz *et al.*, 2008), achatando o seu pico e estendendo a duração do período com vazões relativamente elevadas. No caso de cheias excepcionais, vazões maiores que $1.600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ podem ser liberadas, o que ocorreu uma única vez em dezembro de 1989, com a descarga de até $5.726 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (causando a inundação das cidades à jusante).

Tabela 2. Valores de descarga das principais bacias de drenagem da BTS.

Rio	Q máxima ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Q médio ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Período
Paraguaçu ¹	5.034	92,5	1947/2003
afluente	8.302	75,8	1987/2003
defluente	1.600 (5.726)	62,4	1987/2003
Subaé/Traripe	198	4,8	1987/2003
Açu	112	2,7	1987/2003
Jaguaripe	369	9,0	1987/2003
Dona	134	3,3	1987/2003
Pequenas bacias ²	58	33,7	-
Média geral		115,9 ³	

¹Genz (2006); ²CRA (2001); ³Paraguaçu defluente.

As pequenas bacias hidrográficas que afluem à BTS foram estudadas pelo CRA (2001) para melhor estimar a contribuição de água doce para a baía. As bacias foram agrupadas em setores (**Figura 6**), respeitando-se a proximidade e as características de solo e cobertura vegetal. Foram selecionadas 96 bacias hidrográficas, tendo como critério a existência de drenagem com comprimento mínimo de 1,5 km, totalizando uma área de 1.713 km². O valor mediano da área de drenagem das pequenas bacias é de 8,2 km² (mínimo de 2 km²), sendo que apenas cinco bacias possuem mais de 50 km² (máximo de 316 km² - Setor 7). A descarga média de água doce para todos os setores foi estimada em 33,7 m³ s⁻¹, com vazão mínima de 10,7 m³ s⁻¹ e máxima de 57,8 m³ s⁻¹ (**Tabela 3**). Os valores obtidos, por sua magnitude, destacam uma significativa contribuição difusa no entorno da BTS.

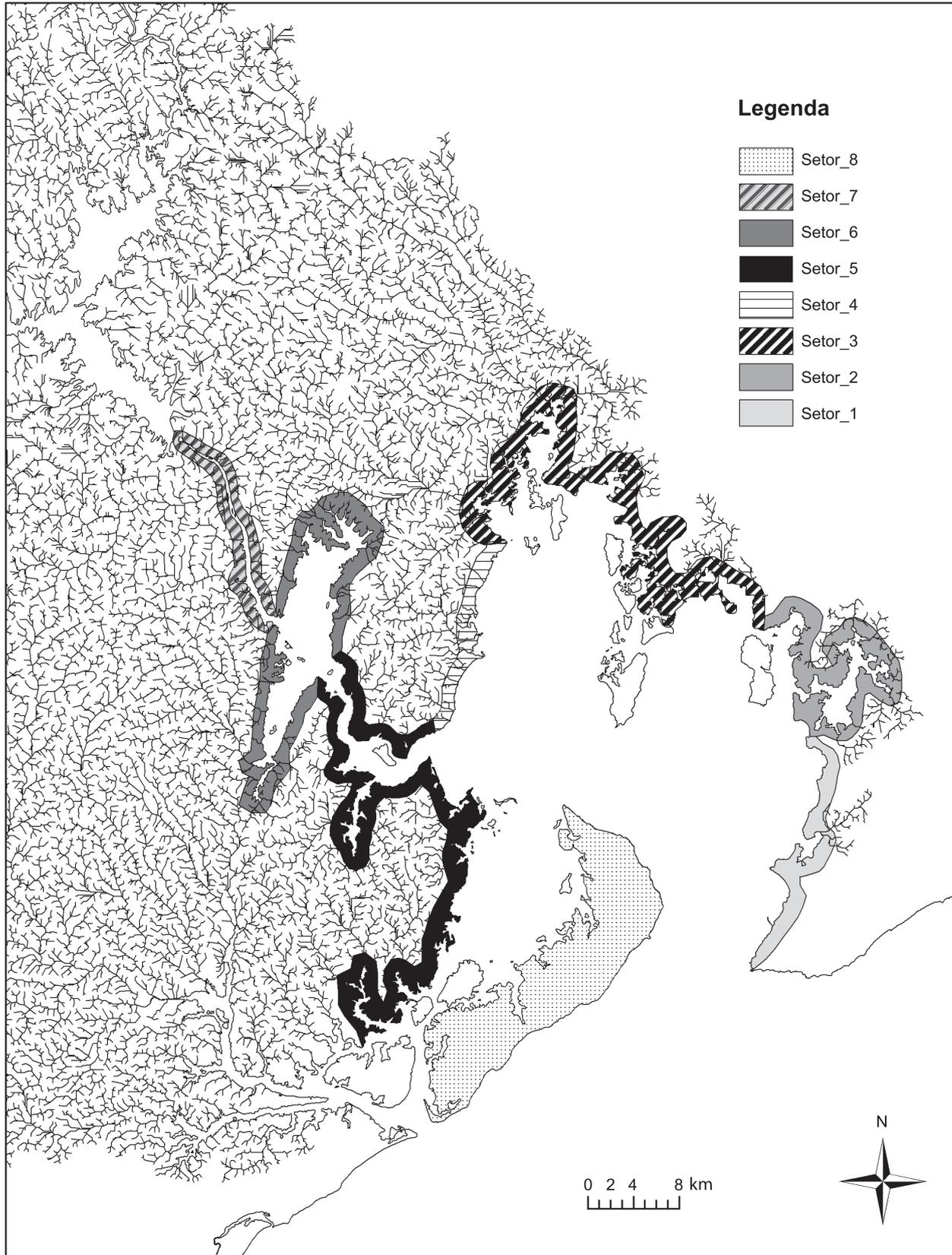
É importante salientar que a contribuição efetiva de água doce dos rios Jaguaripe e Dona para a BTS é bastante limitada, devido à localização da desembocadura próxima ao mar, no extremo sul da ilha de Itaparica. Além disso, características geomorfológicas e hidrodinâmicas (Xavier, 2002) permitem considerar o setor sul da BTS, além da Ponte do Funil, como um segmento mais individualizado, de comunicação relativamente mais restrita com o setor central da baía. Assim sendo, a descarga média anual, para o principal setor da BTS (delimitado pelas bacias marginais na **Figura 6**), é estimada em 103,6 m³ s⁻¹.

Figura 6. (Página seguinte)
Setores de agrupamento das bacias hidrográficas do contorno da BTS (CRA, 2001).

Tabela 3. Vazões máxima, média e mínima por setor – contorno da BTS (CRA, 2001).

Setor	Área	Vazão (m ³ s ⁻¹)		
	(km ²)	Máxima	Média	Mínima
1	157,0	7,8	5,1	1,45
2	93,3	4,4	2,8	0,90
3	138,4	5,9	4,2	1,18
4	110,1	5,1	3,0	1,13
5	349,0	17,3	8,8	2,90
6	233,2	5,5	3,1	0,91
7	454,2	4,0	2,4	0,87
8	177,8	7,7	4,4	1,39
Total	1.713	57,8	33,7	10,73

Devido à sazonalidade climática do Estado, apresentada anteriormente, o período de maior descarga das bacias de drenagem afluentes à BTS não é coincidente (**Figura 7**). As bacias periféricas, assim como a bacia dos rios Jaguaripe e Subaé, são costeiras e apresentam pico de descarga no outono. Já a bacia do rio



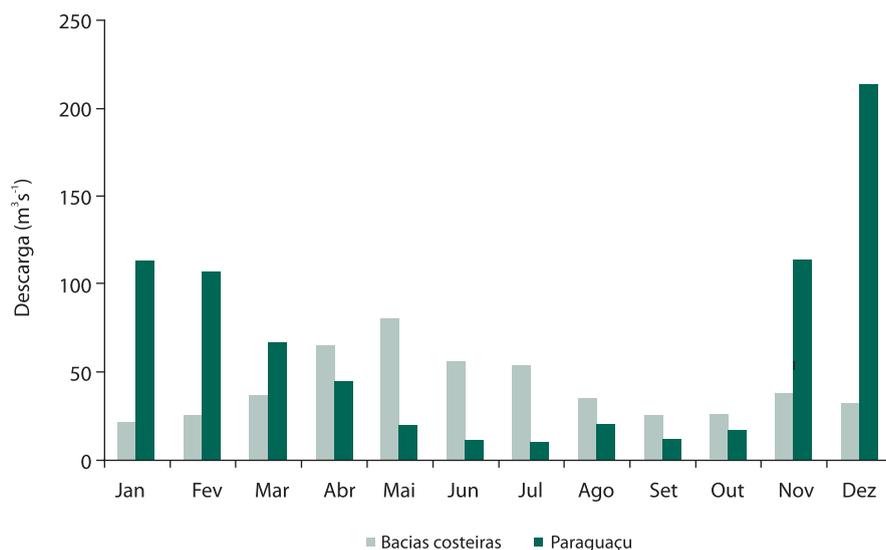


Figura 7. Descarga fluvial média mensal afluente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias costeiras, as quais incluem as bacias periféricas e os rios Traripe, Subaé e Açú (os rios Jaguaripe e Dona não foram incluídos). A distribuição sazonal da vazão das bacias periféricas foi considerada a mesma da chuva da estação de Ondina.

Paraguaçu, que cobre 9,9 % da área do Estado e atravessa três cinturões climáticos, tem pico de descarga no verão, período de maior precipitação na cabeceira localizada no interior do Estado. A **Figura 7** mostra a distribuição média mensal da vazão do rio Paraguaçu e das bacias costeiras (excetuando-se os rios Jaguaripe e Dona). Observa-se que a vazão combinada da drenagem do rio Subaé/Traripe com a drenagem difusa tem a mesma ordem de grandeza daquela do rio Paraguaçu, sendo mais importante de abril a julho, quando o rio Paraguaçu está com vazões menores.

Vazão fluvial e meteórica

O balanço hídrico médio anual, calculado por Cirano e Lessa (2007), considerando a precipitação, evaporação e evapotranspiração no domínio da BTS, foi de $41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. No entanto, se for excluído o setor da BTS ao sul da Ponte do Funil, o volume médio anual de água meteórica despejado sobre o espelho d'água passa a ser de $2,20 \times 10^9 \text{ m}^3$; a evaporação passa a ser de $0,87 \times 10^9 \text{ m}^3$ e a evapotranspiração $0,14 \times 10^9 \text{ m}^3$. Desta forma, o balanço entre ganhos e perdas resulta em um saldo médio de $1,18 \times 10^9 \text{ m}^3$ no ano, que corresponde a uma vazão média anual de $37,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para o setor da BTS ao norte da Ponte do Funil.

Considerando as médias mensais da vazão meteórica e fluvial, pode-se estimar a variação mensal da descarga total de água doce para a BTS (**Figura 8**). Observa-se na **Figura 8** que ocorrem dois momentos de máxima descarga no ano, com valores superiores a $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, associados ao período úmido no litoral (abril e maio) e às descargas da represa de Pedra do Cavalo, em novembro e dezembro.

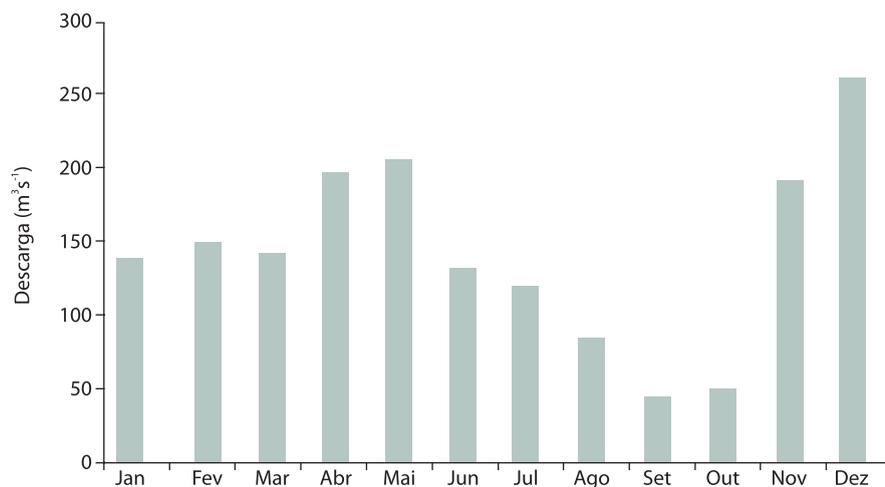
Reitera-se que o impacto destes valores máximos de vazão é sentido em toda a BTS no outono, mas podem ser localizados na Baía de Iguape e canal de São Roque, no verão, desde que não ocorram vazões de cheia ($>1.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) por vários dias.

Os valores médios de descarga, apresentados acima, mascaram a grande variabilidade temporal do clima. Vários autores (Robertson e Mechoso, 1998; Mélice e Servain, 2003; Pekárova *et al.*, 2003; Marques e Moller, 2008) ressaltam a existência de ciclos interanuais, com comprimentos de 3, 5, 11 e 28 anos, nos registros de precipitação e descargas fluviais em várias regiões do mundo. No Nordeste do Brasil, Molion (2003), Souza Filho e Lall (2004) e Genz (2006) apontam para a importância de ciclos de 11 anos bem marcados nas séries históricas de vazão dos rios Paraguaçu/BA, Jaguaripe/CE e São Francisco/BA. No litoral da Bahia, Genz *et al.* (2003) mostram que os ciclos decenais nas séries históricas de vazão de três regiões do Estado estão fora de fase (**Figura 9**), e observam que a magnitude destes ciclos supera em mais de 60% a anomalia das vazões anuais.

Na BTS, os totais anuais de precipitação, entre 1904 e 1989 na estação meteorológica de Ondina, extraídos de Gonçalves (1992), mostram variações de até 2.500 mm, como ocorreu entre 1961 e 1964 (**Figura 10**). A filtragem da série, utilizando um período de corte de 21 anos, identificada através de análise espectral, salienta os ciclos decenais existentes nos registros. Estes ciclos causam oscilações de aproximadamente 650 mm nos valores médios anuais, o que corresponde a 34% da média histórica. A presença destes ciclos naturais de precipitação, e a consequente vazão fluvial, certamente induzem profundas alterações do campo termohalino e circulação estacionária nas regiões estuarinas. No entanto, até o momento, não existem registros de longo período, ou modelagem numérica dos processos, para avaliar a extensão destas alterações.

Figura 8.

Varição das médias mensais estimadas de entrada de água doce no corpo principal da BTS (ao norte da Ponte do Funil), considerando-se as descargas de água meteórica e fluvial.



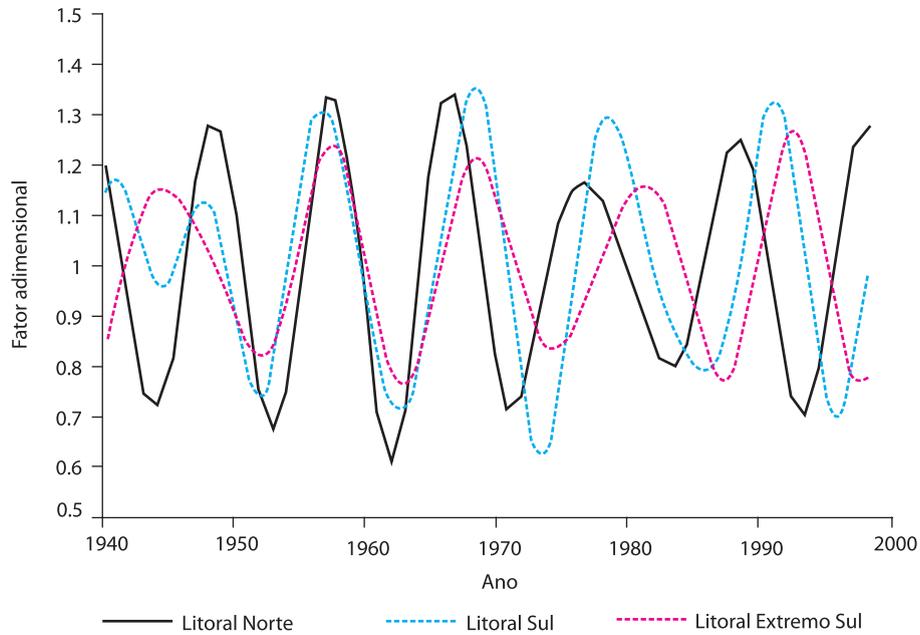


Figura 9. Séries históricas de vazão, para os rios do litoral norte, sul e extremo sul do Estado da Bahia, normalizadas segundo a média (Genz et al., 2003).

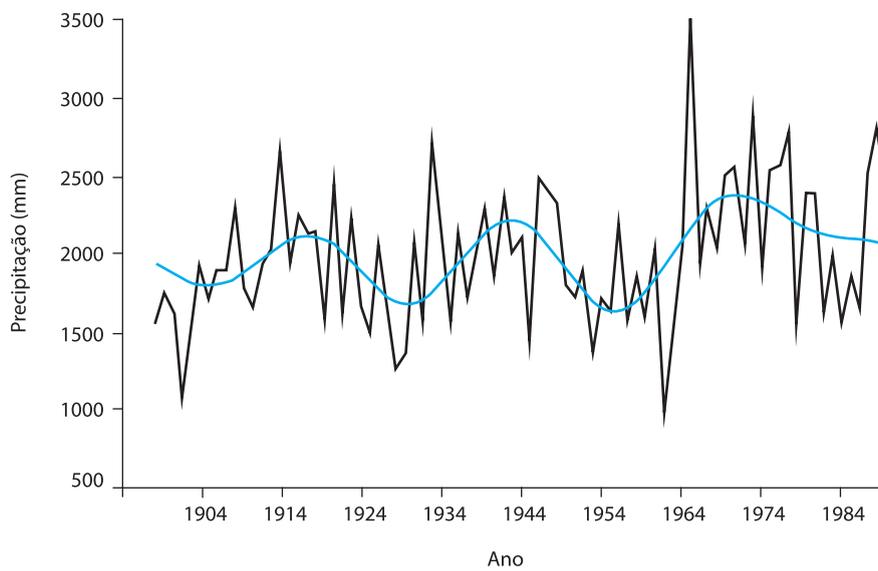


Figura 10. Variação da precipitação total anual na estação de Ondina e o sinal resultante da aplicação de um filtro passa-baixa com período de corte de 21 anos. Dados digitalizados de Gonçalves (1992).

Mecanismos forçantes da circulação

As variações do nível do mar

Registros de variação do nível d'água para a confecção de tábuas de marés foram obtidos pela DHN com marégrafos analógicos, entre 1947 e 1988. Dados horários foram coletados em nove estações, ao longo de períodos que variaram entre uma semana (São Francisco do Conde) e um ano (Salvador), sendo que algumas destas estações foram monitoradas em mais de uma ocasião (**Figura 11**). No âmbito do Programa Bahia Azul, nos meses de janeiro e maio de 1999, o sinal de maré foi monitorado simultaneamente por 15 dias em cinco estações (**Figura 11**), sendo que apenas uma delas (Madre de Deus) foi coincidente com estações anteriores da DHN. Estes registros foram obtidos com sensores de pressão em intervalos de 15 minutos.

Mais recentemente, Genz (2006) e Pereira e Lessa (2009) monitoraram as oscilações de maré em quatro estações, Base Naval de Aratu, São Roque, Najé e Cachoeira, todas elas coincidentes com monitoramentos anteriores realizados pela DHN. Neste caso, os registros foram obtidos em períodos maiores de tempo (superiores a um mês), tendo sido utilizados tanto sensores de pressão (Coqueiros e Base Naval) como marégrafos analógicos (Cachoeira, Coqueiros e São Roque). Os registros dos marégrafos analógicos foram digitalizados em mesa digitalizadora e os sensores de pressão configurados para aquisição de dados a cada três minutos.

As marés na plataforma continental adjacente à BTS são semidiurnas, com número de forma ($N_f = K_1 + O_1 / M_2 + S_2$) igual ou inferior a 0,11. Ao entrar na baía, a onda de maré é progressivamente amplificada e distorcida, especialmente nos trechos mais estreitos, sinuosos e/ou rasos. A **Figura 12** mostra a amplificação progressiva da maré em toda a baía. A figura foi produzida com dados extraídos de simulações numéricas da propagação da maré na BTS (modelo RMA2-SMS), simulações estas forçadas pela maré oceânica medida na plataforma em janeiro de 1999 (CRA, 2001). As alturas de maré máxima, em sizígia, e mínima, em quadratura, foram respectivamente de 1,87 m e 0,98 m. Observa-se que em Salvador a maré de sizígia é 0,2 m a 0,25 m maior que a maré oceânica. No trecho central, próximo à ilha dos Frades, a altura da maré é amplificada, em 0,55 m em sizígia, e 0,25 m em quadratura, o que corresponde a uma amplificação de 30% e 26%, respectivamente. Na margem oeste, próximo a Saubara, a amplificação é de 0,75 m (40%) em sizígia e 0,35 m (36%) em quadratura. Valores extremos de amplificação ocorrem dentro da Baía de Iguape, onde em sizígia a amplificação é de 1,0 m, ou 53% da altura de maré oceânica. Para uma altura de maré oceânica de 2,25 m, comum em sizíguas equinociais, a altura de maré no interior da Baía de Iguape alcança assim 3,50 m.

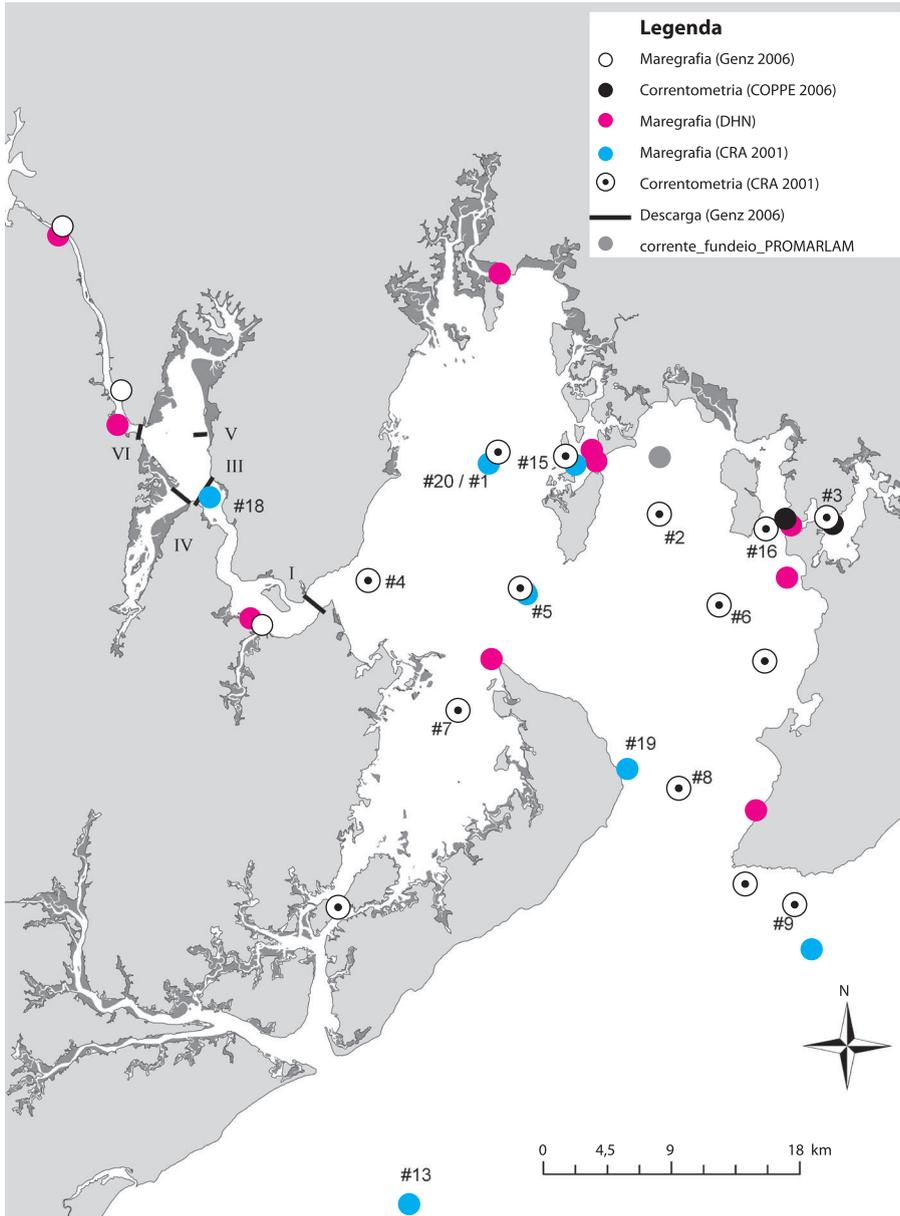
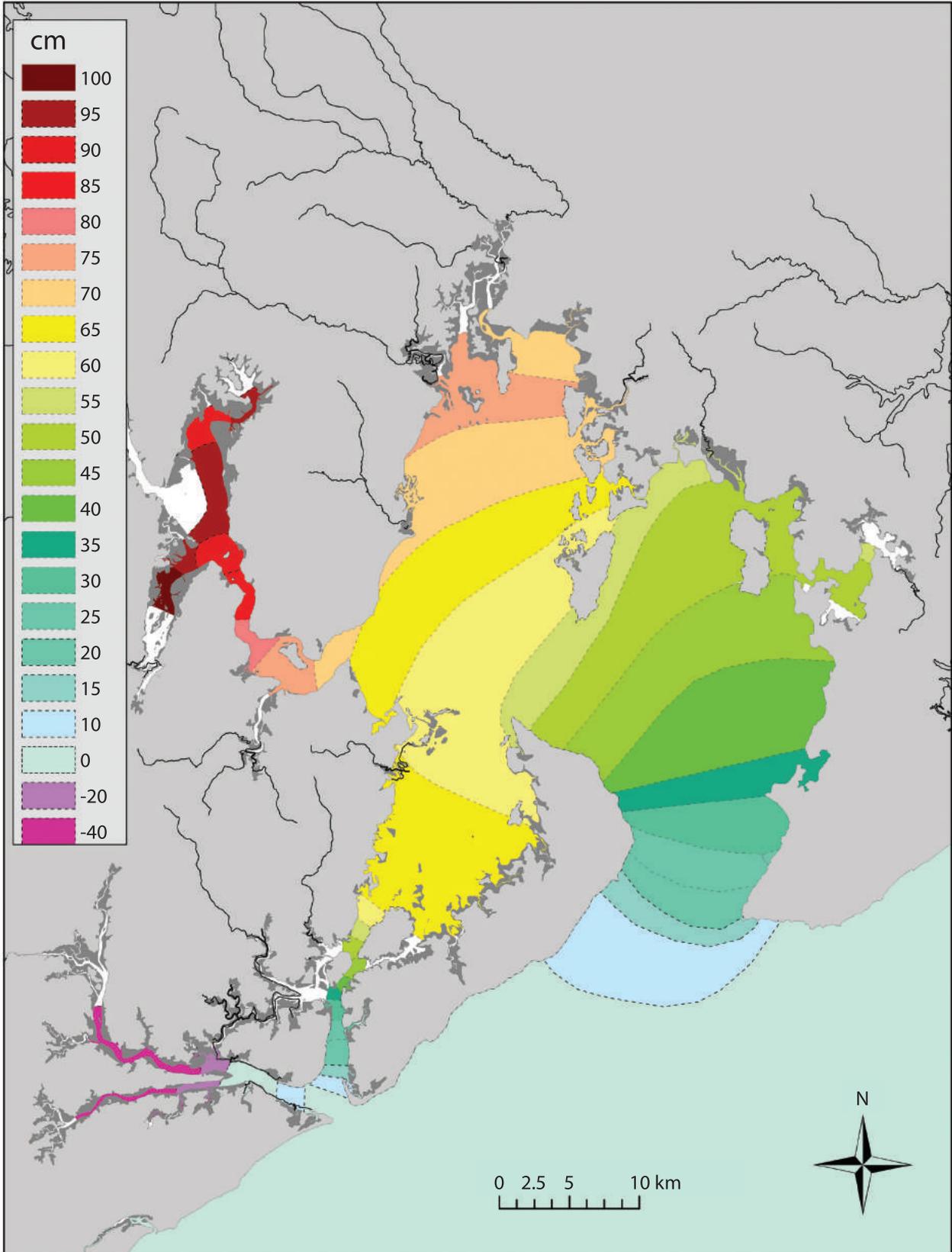


Figura 11. Localização das estações de monitoramento de marés e correntes na BTS. Os números referem-se à numeração das estações adotada pelo CRA (2001).

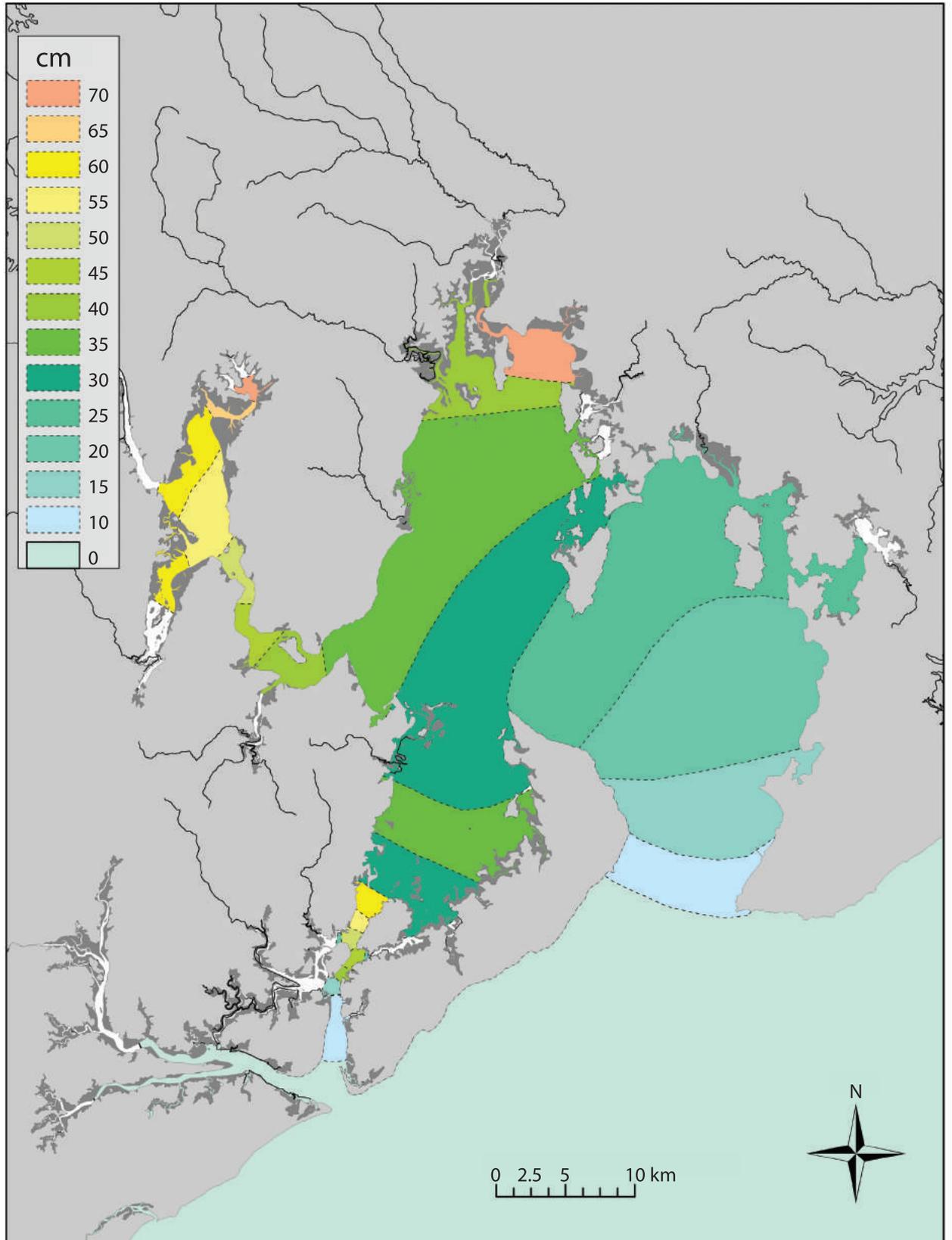
Devido à resolução espacial adotada no modelo, a complexa batimetria do delta fluvial na Baía de Iguape não pode ser adequadamente representada, e desta forma os resultados obtidos pelo modelo numérico para o baixo curso do rio estão comprometidos. No entanto, registros de longo período, obtidos por Genz (2006), mostram que a altura da maré no baixo curso do rio Paraguaçu (estação de Coqueiros, **Figura 1**) é também amplificada em até 1,0 m em relação ao oceano. Porém, de Coqueiros até Cachoeira (**Figura 1**), as marés de sizígia sofrem um amortecimento de cerca de 0,25 m.

Figura 12. (Página seguinte) Variação espacial da amplificação da altura da maré em relação à maré no oceano, de acordo com resultados de simulação numérica. (a) Condição de sizígia e (b) quadratura. A altura da maré de sizígia no oceano foi de 1,87 m e a de quadratura de 0,98 m. Valores negativos significam que as marés sofrem amortecimento.

a



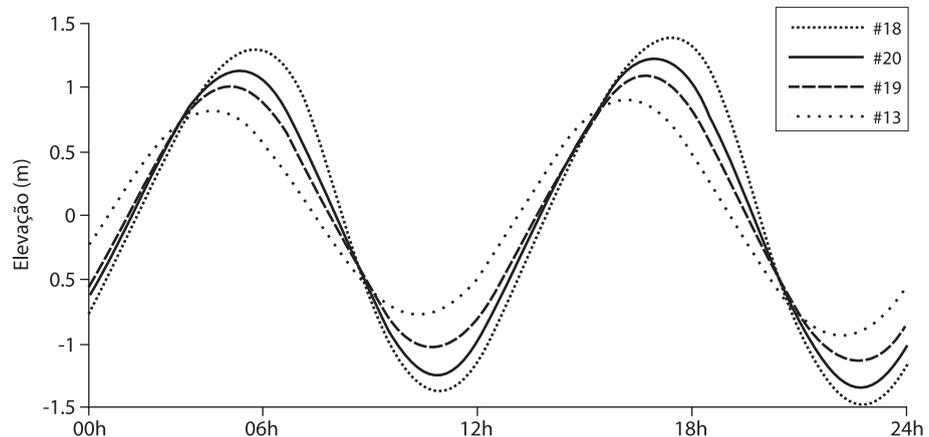
b



Ao longo do canal de Itaparica ocorre o encontro das duas ondas de maré que se propagam em direções opostas, provenientes de Itaparica, ao norte, e de Cacha Pregos, ao sul. Ambas as ondas sofrem amplificação, alcançando uma altura máxima próximo a Catu, ao norte da Ponte do Funil, onde a amplificação é de aproximadamente 0,65 m em sizígia e 0,60 m em quadratura (**Figura 12**). Como ocorre no baixo curso do rio Paraguaçu, as marés ao longo dos rios Subaé e Jaguaripe sofrem amortecimento em sizígia e amplificação em quadratura.

A distorção da onda de maré na BTS é acentuada em direção aos limites internos da baía, sendo expressa pela diferença de duração das marés de enchente, mais longas, e vazante, mais curtas. O tempo mínimo registrado para a maré de vazante na Baía de Iguape foi de 5 horas, correspondendo a uma maré de enchente com duração de quase 7,5 horas. Como mostram Lessa *et al.* (2001), Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007), a amplitude da primeira sub-harmônica da componente lunar principal M_4 , que indica o grau de distorção, aumenta em oito vezes até a Baía de Iguape. As variações de altura e forma, assim como o tempo associado à propagação da maré dentro da baía podem ser melhor visualizados na **Figura 13**, através de registros sincronizados do nível d'água em cinco estações distribuídas entre o oceano (#13) e a Baía de Iguape (#18).

Figura 13.
Registro simultâneo da maré no oceano e em três estações dispostas ao longo do eixo longitudinal da BTS (Cirano e Lessa, 2007).



Correntes de maré

Informações sobre a magnitude e a direção das correntes na BTS foram obtidas, pela primeira vez, em 1974 pela DHN, tendo sido analisadas por Lessa *et al.* (2001). Foram analisadas 15 estações distribuídas próximo aos portos de Aratu, Salvador, Madre de Deus e Itaparica. Os registros, não simultâneos, privilegiaram as marés de sizígia, tendo sido executados em intervalos de 1 hora, durante períodos de 1 a 3 dias e em 2, 3 ou 4 níveis de profundidade (referenciados à superfície e sem correção para a variação da maré). A metodologia de coleta e a extensão

da série temporal limitam as análises, sendo possível apenas dizer que o fluxo é unidirecional na coluna d'água; as velocidades máximas mensuradas distribuem-se entre $0,6 \text{ m s}^{-1}$ e $1,0 \text{ m s}^{-1}$, ocorrendo próximo a Salvador e ao canal de Madre de Deus; e que os ventos influenciam no fluxo dos primeiros metros da coluna d'água.

O Programa Bahia Azul (CRA, 2001) executou o mais extenso e completo monitoramento do campo de correntes na BTS. O monitoramento compreendeu 15 dias do verão e inverno de 1999, abrangendo 11 estações de fundeio dentro da baía (**Figura 11**). Excetuando-se a ancoragem de um ADCP no fundo do canal de Salvador (estação #8), os fundeios constaram de um ou dois aparelhos, instalados, no primeiro caso, a meia coluna d'água e, no segundo, a 15% e 85% da profundidade local (referenciada ao zero hidrográfico). Os dados foram analisados por Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007). A relação das velocidades médias e máximas registradas em cada estação é apresentada na **Tabela 4**, para os períodos de verão e inverno.

De acordo com Xavier (2002), variações significativas das velocidades ocorrem entre marés de quadratura e sizígia (com correntes 50% mais intensas), mas não entre os períodos de verão e de inverno. As maiores magnitudes foram observadas nos canais de Salvador e Itaparica (estações #8 e #7) e próximo ao canal de Madre de Deus (estação #15). As marés de vazante são caracteristicamente de menor duração e associadas às maiores velocidades de fluxo, principalmente próximo à superfície.

A distribuição aproximada da direção e intensidade máxima das correntes (média na coluna d'água) é apresentada na **Figura 14**, que representa os resultados de fluxo do modelo RMA2-SMS, nos instantes da meia maré vazante e da meia maré enchente, em sizígia. Observa-se que as maiores intensidades de corrente ocorrem na maré vazante e que o fluxo mais vigoroso ocorre ao longo do eixo que conecta o canal de Salvador ao canal de São Roque e ao rio Paraguaçu, com uma segunda área de aceleração do fluxo próxima à embocadura do canal de Itaparica. É interessante observar o ponto de partição da direção das correntes no canal de Itaparica, próximo a Catu, para onde os fluxos de enchente convergem e de onde os fluxos de vazante divergem. Esta região deve coincidir com o limite sul do sistema de circulação associado à porção central da BTS, também identificada por Xavier (2002), e que curiosamente se situa ao norte da Ponte do Funil (**Figura 1**), local normalmente associado ao ponto de segmentação da BTS devido à seção mais estreita do canal.

A comparação das correntes observadas com aquelas previstas, a partir das componentes harmônicas extraídas, mostra que a maré astronômica explica pelo menos 86% da variância das correntes medidas (Cirano e Lessa, 2007). Parte da variância restante pode ser explicada por fluxos inframareais (tanto de origem barotrópica quanto baroclínica) e, como indicado por Xavier (2002), pelo efeito do vento nas camadas mais superficiais da coluna d'água.

Figura 14.
Campo de correntes na BTS
(a) a meia maré vazante e (b) a
meia maré enchente, em situação
de sizígia, de acordo com os
resultados do modelo RMA2.

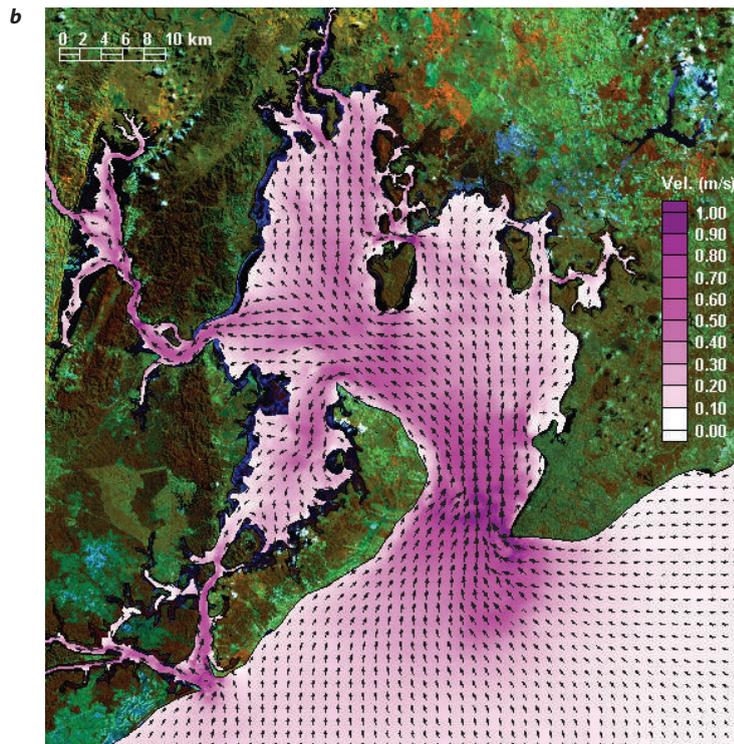
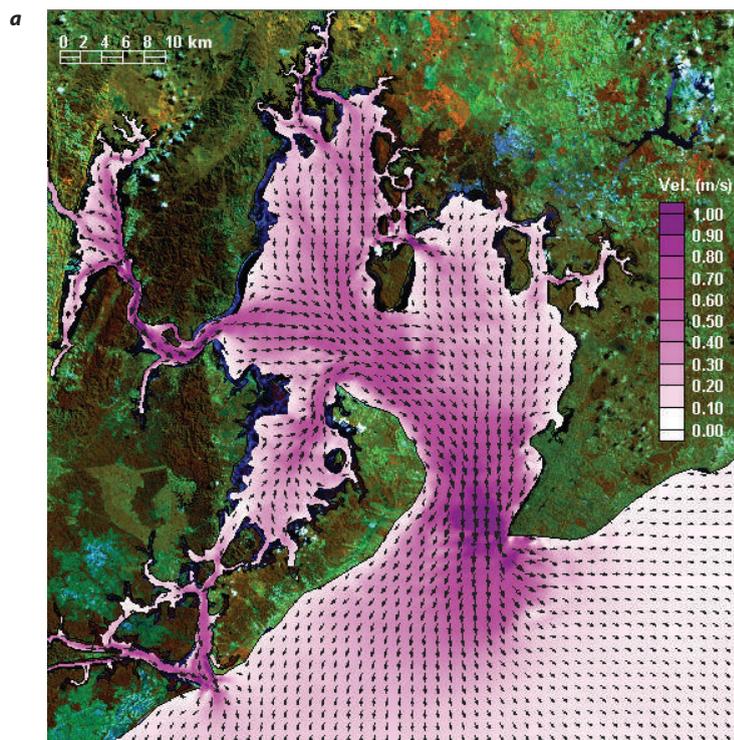


Tabela 4. Relação das velocidades médias (apenas intensidade) e máximas (intensidade e direção) registradas em cada estação do Programa Bahia Azul, verão e inverno (Xavier, 2002). Ver **Figura 11** para localização das estações.

Estação	Velocidades Médias ($m s^{-1}$)				Velocidades Máximas ($m s^{-1}$)							
	Verão		Inverno		Verão				Inverno			
	Superf.	Fundo	Superf.	Fundo	Superf.	Fundo	Superf.	Fundo	Superf.	Fundo		
1	0,18	-	0,17	-	0,38	S	-	-	0,34	SSO	-	-
2	0,15	0,18	0,20	0,17	0,32	NNO	0,38	NNO	0,43	SSE	0,39	N
3	0,17	0,19	0,19	0,21	0,40	E	0,41	ESE	0,42	ESE	0,47	ESSE
5	0,27	0,30	0,24	0,27	0,61	SSE	0,64	ESE	0,55	SE	0,60	NO
6	0,11	0,12	0,19	0,13	0,29	S	0,28	S	0,46	NE	0,29	S
7	0,25	0,22	0,25	0,22	0,56	N	0,49	N	0,58	N	0,58	NNE
8	0,50	0,35	0,40	0,45	0,120	NNO	0,79	S	0,89	S	1,05	S
10	0,37	0,29	0,41	-	0,83	ESE	0,86	ESE	0,92	ESE	-	-
15	0,31	0,27	0,35	0,28	0,68	E	0,62	ESE	0,83	ONO	0,63	ONO
16	0,16	-	0,17	-	0,32	SSO/NNE	-	-	0,38	NNE	-	-
17	0,40	-	0,35	-	0,101	S	-	-	0,77	S	-	-

Genz (2006) apresenta os resultados de uma série de monitoramentos de vazão, ao longo de 1 ciclo de maré (sizígia e quadratura), em seções transversais, no canal do São Roque e na Baía de Iguape (**Figura 11**). As velocidades máximas da componente de corrente longitudinal ao canal foram de $1,13 m s^{-1}$ na estação I, ao sul do canal de São Roque, e de aproximadamente $0,9 m s^{-1}$ nas demais estações, todas orientadas para vazante. Novamente, a direção do fluxo não variou significativamente na coluna d'água.

Dois fundeios de ADCP no canal de Cotegipe, executados pela COPPE-UFRJ, entre 12 de novembro e 14 de dezembro de 2002 (estação seca), e entre 14 de junho e 16 de julho de 2003 (estação chuvosa), constituem as mais longas séries temporais do campo de corrente obtidas na BTS. Os fundeios registraram a velocidade em intervalos de 1 m na coluna d'água, a cada 15 minutos. Estas séries foram analisadas por Pereira e Lessa (2009), que relatam que as velocidades máximas da componente de corrente longitudinal ao canal foram de $0,54 m s^{-1}$ e $0,75 m s^{-1}$, respectivamente nas extremidades leste e oeste do canal de Cotegipe, sendo ambas direcionadas para vazante.

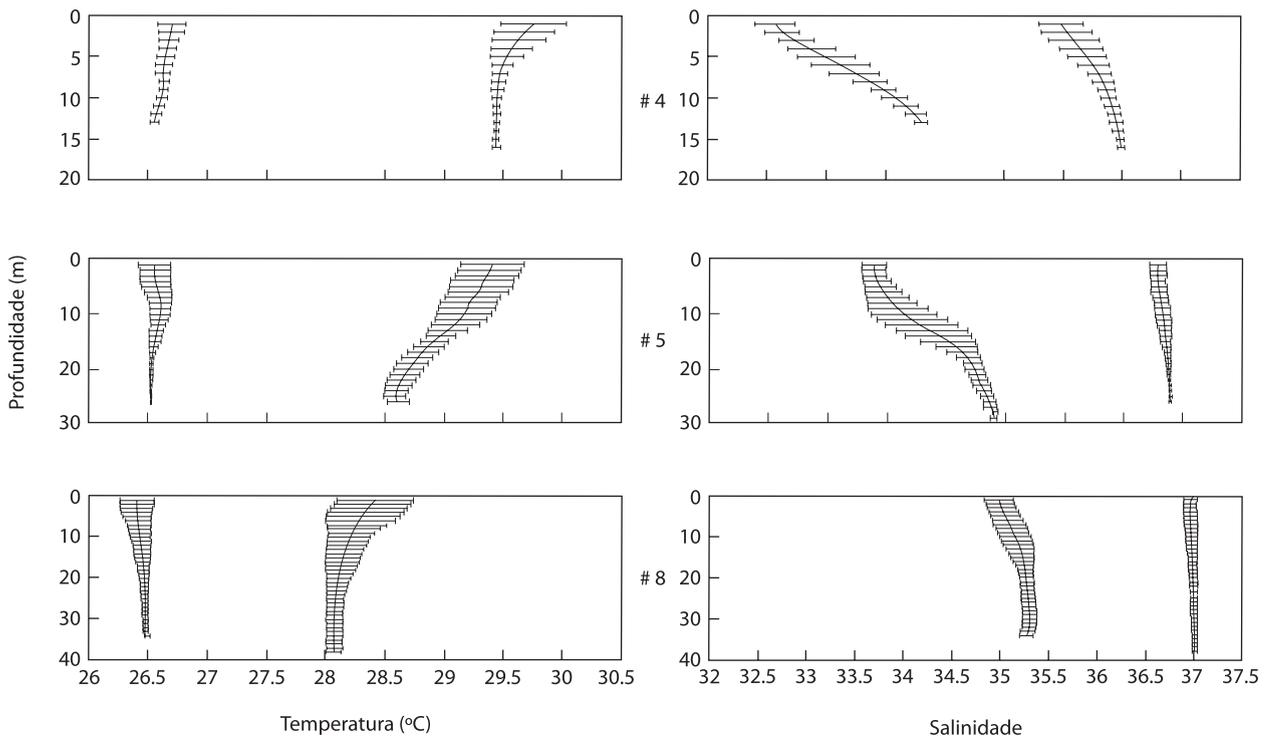
Variações nos campos de temperatura, salinidade e densidade

O CRA (2000) realizou perfilagens horárias com CTD, durante treze horas, nas estações de número #1 a #8 (**Figura 11**) em dois dias consecutivos, em marés de quadratura e sizígia, nos meses de janeiro e maio/junho de 1999. Os dados foram analisados por Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007), os quais apontam para o

desenvolvimento de variações horizontais distintas, de temperatura e salinidade, da entrada para o interior da baía. Enquanto os valores de salinidade diminuem gradativamente para o interior, os valores de temperatura aumentam, sendo esta tendência observada tanto no verão quanto no inverno, assim como em marés de sizígia e quadratura. A **Figura 15** expõe estas tendências com o perfil vertical médio de temperatura e salinidade (valores de sizígia e quadratura) no verão e inverno, nas estações #8, #5 e #4 (**Figura 11**), alinhadas com o paleovale do rio Paraguaçu. As maiores variações longitudinais e verticais de temperatura ocorrem no verão. As diferenças verticais foram, no entanto, inferiores a 1 °C em todos os perfis e a maior diferença (situação assinótica) longitudinal, considerando-se todas as estações em uma mesma situação de maré, foi de 3,4 °C. Este valor foi resultado de um máximo de 30,5 °C, à superfície, na estação #1, e um mínimo de 27,1 °C na estação #8 na maré sizígia no verão.

Contrário à temperatura, a salinidade apresentou as maiores variações verticais e longitudinais no inverno, período úmido nas bacias costeiras. A maior diferença vertical de salinidade (valores instantâneos) foi 2,27 na estação #3 (25 m de profundidade) em sizígia, enquanto a diferença vertical do perfil médio foi 0,8. A maior diferença longitudinal de salinidade (situação assinótica), igual a 3, também foi observada em maré de sizígia no verão entre os valores de superfície das estações #1 e #8.

Figura 15. Variação vertical dos valores médios e dos desvios padrões de temperatura e salinidade em três estações (#8, #5 e #4) alinhadas longitudinalmente à BTS (Cirano e Lessa, 2007).



De acordo com Cirano e Lessa (2007), as diferenças sazonais de salinidade e temperatura na BTS geram a ocorrência de duas massas d'água características: i) a Água Tropical, com temperaturas superiores a 20 °C e salinidade acima de 36 e que adentra a baía nos meses de verão; e ii) a Água Costeira, mais fria e menos salina (salinidades inferiores a 36) que se forma na BTS nos meses de inverno e impede a entrada da Água Tropical.

Dados recentes de salinidade obtidos por PETROBRAS/FUNDESPA (2003), PETROBRAS/FUSP (2005), Genz (2006), além de dados inéditos, obtidos pelo Grupo de Pesquisa em Oceanografia Tropical (UFBA) no rio Subaé, foram utilizados para atualizar o mapeamento, realizado por Lima e Lessa (2002), dos valores mínimos de salinidade registrados na metade superior da coluna d'água na BTS. A **Figura 16** mostra tal distribuição junto ao mapa de valores máximos de salinidade registrados em toda a coluna d'água até o momento na baía. Os valores mínimos estão normalmente associados à estação úmida, enquanto que os valores máximos estão comumente associados ao período seco. Subtraindo-se os valores dos dois mapas, observa-se que a amplitude de variação da salinidade registrada até o momento no setor central da baía é em torno de 5, enquanto, nas proximidades dos rios Paraguaçu e Subaé, a amplitude é superior a 10, com valores máximos registrados acima de 30 na Baía de Iguape.

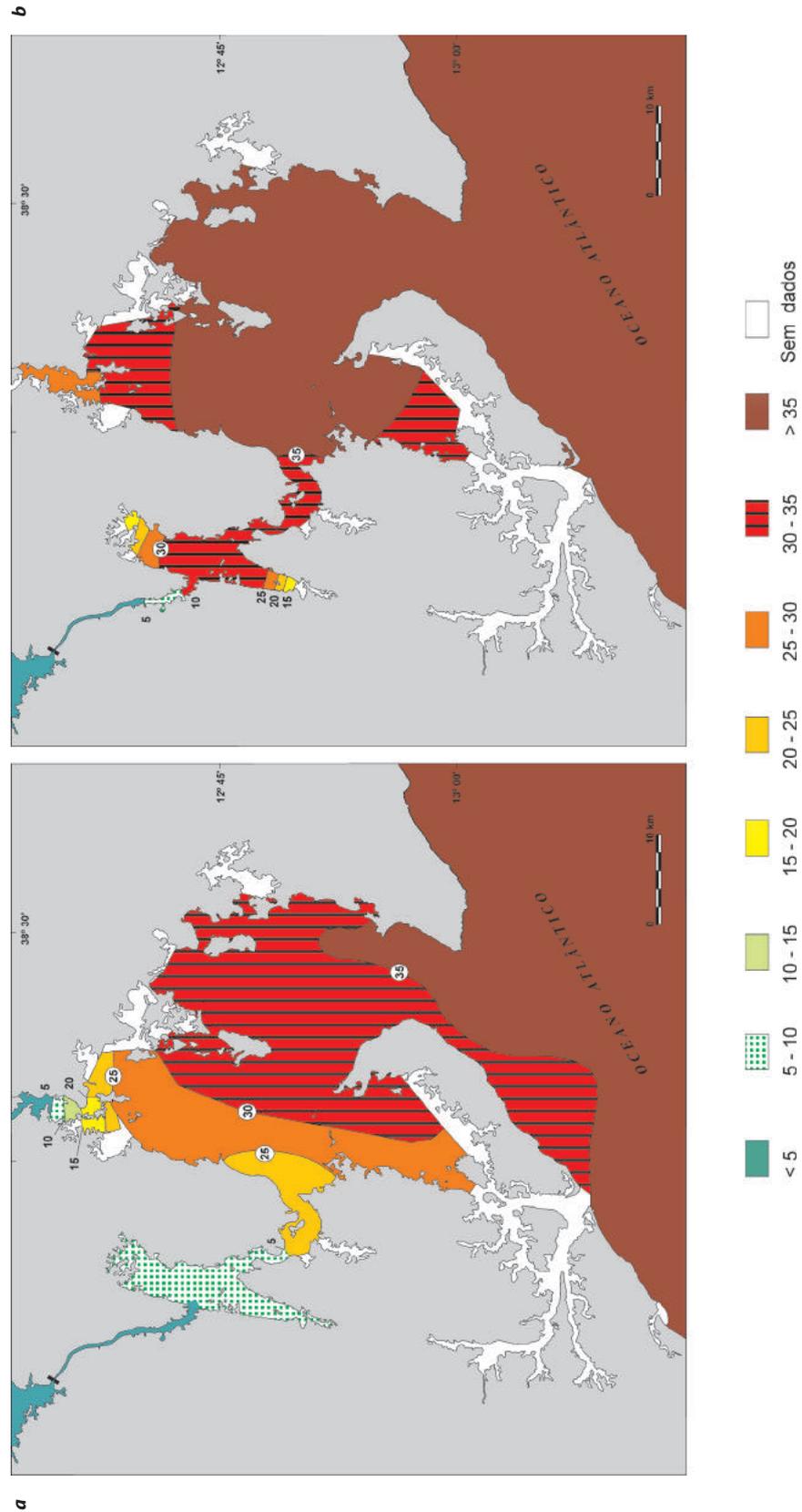
Circulação residual

Variações espaciais na batimetria da baía, canalizando diferenciadamente fluxos de enchente e vazante, e na densidade da água geram direções preferenciais no escoamento residual, ou em frequências submareais, da BTS.

A existência de fluxos residuais com direções contrárias foi sugerida, inicialmente por Lessa *et al.* (2001) no canal de Salvador, com base na existência de deltas arenosos de maré enchente na margem oeste e de maré vazante na margem leste. O desenvolvimento destes depósitos sedimentares seria função da canalização do fluxo de maré vazante ao longo da margem de Salvador (**Figura 14**) e de velocidades de maré enchente relativamente mais fortes ao longo do litoral de Mar Grande.

A circulação residual em todo o domínio da BTS foi extensivamente investigada por Xavier (2002), utilizando um modelo barotrópico da circulação (SisBAHIA) para o cálculo da circulação residual euleriana e lagrangeana, esta última derivada das variações espaciais no campo de velocidade, durante o período de cálculo. A autora analisou diferentes cenários dinâmicos associados à inclusão ou não do cisalhamento eólico e marés meteorológicas. Os resultados (**Figura 17**) indicam zonas de escoamento preferencial de vazante para toda coluna d'água na maior parte da baía, sendo que algumas regiões, com fluxo preferencial de enchente (normalmente menos vigorosos), induziriam à formação de vórtices.

Figura 16. Mapeamento dos (a) valores mínimos e (b) máximos de salinidade registrados na metade superior da coluna d'água na BTS. O mapa não representa uma situação sinótica. Mapa atualizado dos valores mínimos de Lima e Lessa (2002).



Com base no campo de velocidades obtido a partir de simulações numéricas da circulação e a inclusão de 19.000 partículas de deriva homogeneamente distribuídas no modelo, Xavier (2002) calculou o tempo de residência para toda a área da BTS. Os resultados de uma simulação de três meses, utilizando apenas a variação da maré como condição de contorno, mostra que 93,8% das partículas deixariam a baía ao final deste período, sendo que 73% e 90% destas saíram em até 6 e 12 dias, respectivamente. A simulação de uma situação real da estação seca (janeiro), durante 15 dias, indicou tempos de residência menores (**Figura 18**), com 90% da área da BTS com tempos de residência inferiores a quatro dias. A porção central da BTS teria um tempo de residência inferior a 1,5 dia, sendo que valores extremos, entre 5 e 10 dias, estariam restritos às margens de áreas mais internas, como a região entre as ilhas de Maré e Madre de Deus e o interior da Baía de Iguape. A simulação de situação típica da estação úmida (maio) indicou que o tempo de residência deve ser consideravelmente aumentado nesta estação do ano, já que, após 15 dias de simulação, apenas 13% das partículas (mais próximas às embocaduras) haviam deixado a baía.

Os resultados apresentados por Xavier (2002) para a circulação residual e tempos de residência devem ser vistos com cautela, pois as simulações numéricas não consideraram os gradientes de densidade existentes na BTS, como descrito anteriormente. Monitoramentos independentes de corrente, realizados em diversos locais da BTS e em diferentes épocas (e.g. CRA, 2001; Genz, 2006; Pereira e Lessa, 2009), apontam para uma constante estratificação do fluxo, em frequências submareais, em locais com profundidades superiores a aproximadamente 5 metros. Cirano e Lessa (2007), ao analisarem a circulação residual, a partir dos dados do Programa Bahia Azul (CRA, 2001), identificaram a presença de correntes com sentidos opostos no fundo e superfície, no centro da BTS e no canal de Salvador, tanto no período de verão quanto no período de inverno. Pereira e Lessa (2009), analisando dados de ADCP, fundeados por 30 dias nas estações seca e úmida, também identificaram o mesmo padrão de circulação nos dois fundeios instalados pela COPPE/UFRJ no canal de Cotegipe (**Figura 11**). Monitoramentos de vazão, realizados por Genz (2006) no canal de São Roque, indicam uma característica circulação gravitacional no período de quadratura, e registros de corrente, obtidos por PETROBRAS/FUSP (2005), apontam também para a existência de fluxos estacionários estratificados nas regiões mais profundas da enseada da RELAM.

Os dados de corrente, obtidos com um ADCP (CRA, 2001) à saída do canal de Salvador e na plataforma interna (estações #8 e #9 na **Figura 11**), permitem caracterizar bem a estrutura vertical da circulação residual típica do corpo central da BTS (**Figura 19**). Observa-se que os registros apontam para uma estratificação do fluxo residual em todas as campanhas, com exceção da seção #9 na estação seca, onde o fluxo se orientou para oeste em toda a coluna d'água. No canal de

Figura 17.

Padrão da circulação residual lagrangeana (em azul) e euleriana (em vermelho) na área central da BTS, ao final de dois ciclos de maré, sem considerar o cisalhamento eólico. O sentido de rotação dos vórtices residuais é também indicado (modificado de Xavier, 2002).

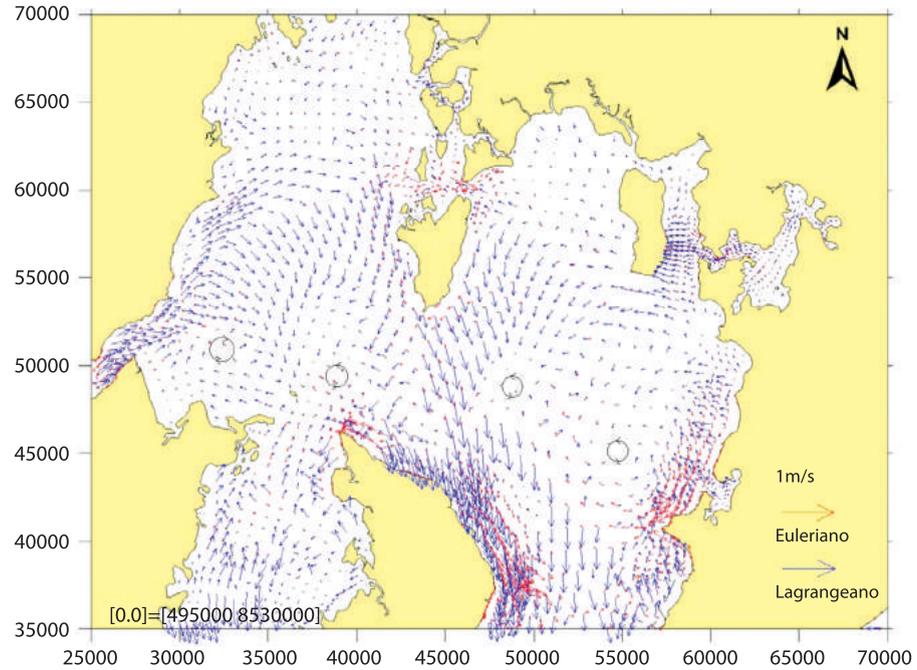
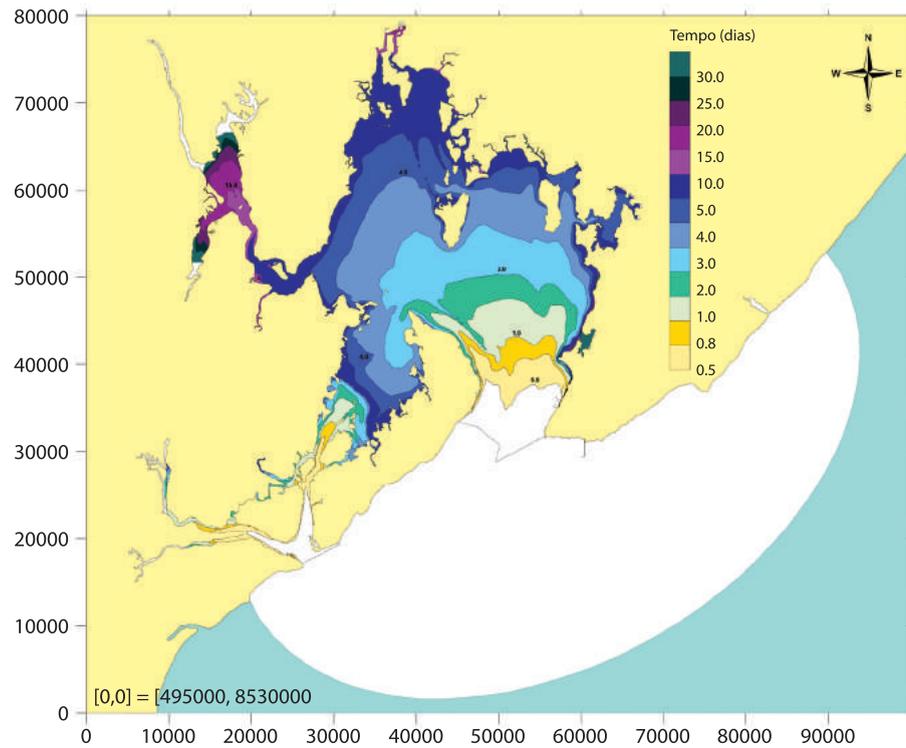


Figura 18.

Zoneamento do tempo de residência na BTS, obtido através de simulação numérica do fluxo em condição de verão (maré e vento), de acordo com Xavier (2002).



Salvador, a estrutura de fluxo estuarino é clássica na estação seca, com correntes estacionárias orientadas para dentro da BTS, na camada inferior da coluna d'água, e direcionadas para o oceano (fluxos positivos), na camada superior, ambas com magnitude máxima $\sim 0,05 \text{ m s}^{-1}$. A zona de estratificação localizou-se em média a 12 m de profundidade, mas variou, entre 5 e 15 m, ao longo das duas semanas de monitoramento (**Figura 20**). Nota-se que episódios de aceleração dos fluxos negativos, ou de entrada na BTS junto ao fundo, alternam-se com os fluxos mais fortes de saída pela superfície, os quais tendem a gerar a depressão da zona de estratificação.

O aparente efeito combinado do aumento do gradiente de densidade e dos ventos de sul na estação úmida gerou uma estrutura de fluxo em três camadas, tendo uma camada de fundo (abaixo dos 22 m) se direcionado para dentro da BTS, e uma camada central (entre 22 m e 12 m de profundidade) se direcionado para fora da baía; e a camada mais superficial deslocou-se para dentro da baía, aparentemente pelo efeito do vento. Os valores de velocidade residual junto ao fundo são significativamente altos, excedendo $0,8 \text{ m s}^{-1}$, oscilando junto às variações subinerciais da velocidade do vento (índices de correlação superiores a 0,6). Os elevados valores do fluxo residual comprometeriam a qualidade dos dados, caso a estação #9, distante 5 km a leste da saída do canal de Salvador, não apresentasse estrutura semelhante (**Figura 19b**). Os registros na estação #9 indicam também uma forte estratificação do fluxo, com este se direcionando para a entrada da BTS na metade inferior da coluna d'água. Ocorre, além disso, uma tendência a uma nova estratificação junto à superfície, semelhante ao ocorrido na estação #8. Estes registros ainda precisam ser adequadamente avaliados, mas sugerem a existência de uma situação dinâmica bastante particular à entrada da BTS, no período úmido.

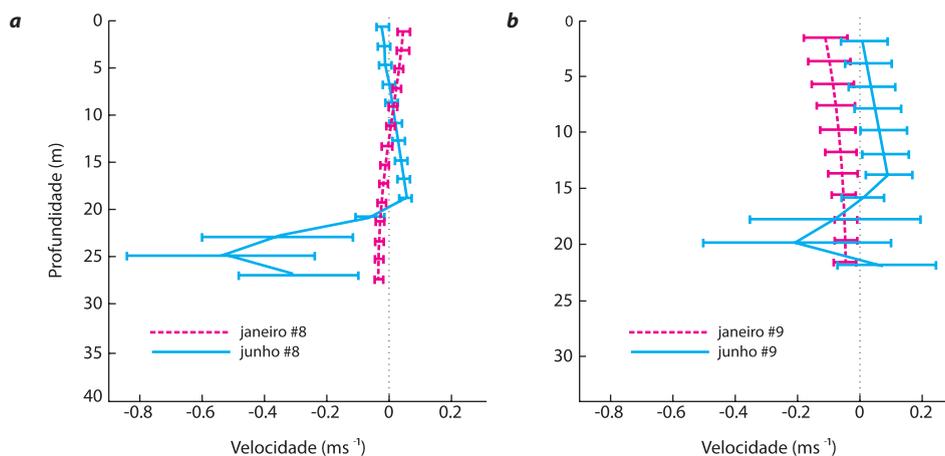
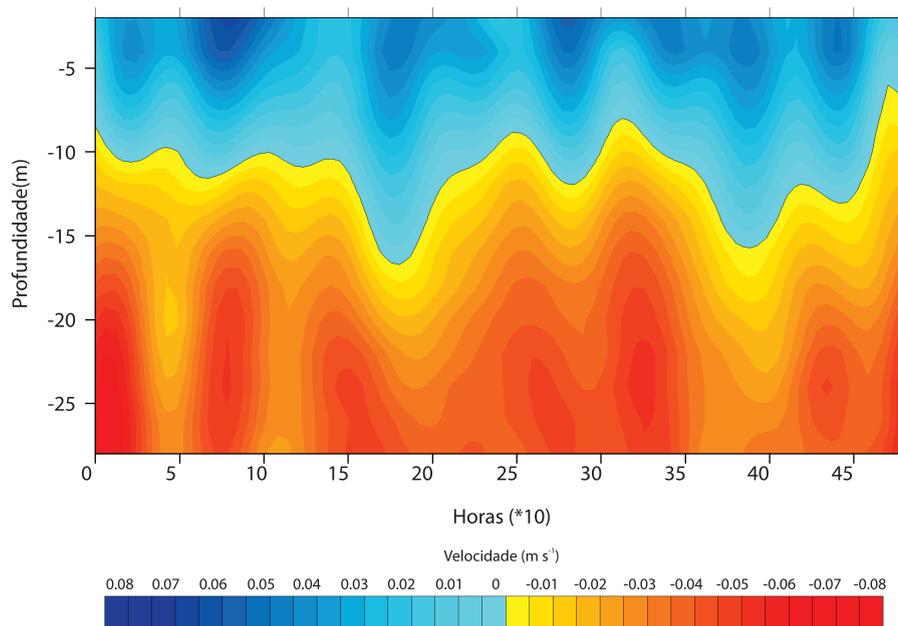


Figura 19. Perfis médios (com desvio padrão) da componente da circulação estacionária longitudinal (N-S) ao canal de Salvador (**a**) (estação #8), e paralela (E-O) à costa (**b**) (estação #9), indicando estratificação do fluxo na frequência submareal. Na estação #8, os valores positivos correspondem às velocidades de vazante, e os negativos às velocidades de enchente. Na estação #9, os valores negativos correspondem ao fluxo orientado de E para O, e os valores positivos ao fluxo orientado de O para E. A profundidade local é de 40 m na estação #8 e de 36 m na estação #9.

Figura 20.

Circulação estacionária associada à componente longitudinal da velocidade de corrente no canal de Salvador, entre os dias 9 e 19 de janeiro de 1999. Fluxos positivos (no terço superficial da coluna d'água) direcionados para fora da baía e fluxos negativos (nos dois terços inferiores) direcionados para dentro da baía. A profundidade local é de 36 m.



Subsetores da BTS com características oceanográficas distintas

Canal de São Roque, Baía de Iguape e Rio Paraguaçu

Este setor da BTS é diretamente influenciado pela descarga do rio Paraguaçu via a Barragem Pedra do Cavalo, e apresenta três segmentos distintos: i) o baixo curso do rio Paraguaçu, com 16 km de comprimento e profundidade média 1 m (abaixo do nível de redução hidrográfico); ii) a Baía de Iguape, com área de 76,1 km² (57,3% localizada na região intermareal) e profundidades, média e máxima, de respectivamente 1,6 m e 19 m; e iii) o canal de São Roque (também referido como canal do Paraguaçu), o qual com comprimento de 18 km e profundidades, média e máxima, de respectivamente 10 m e 44 m. O prisma de maré deste setor da BTS, relativo ao monitoramento de descarga na seção I (**Figura 11**), e com altura de maré prevista na estação 18 (**Figura 11**) igual a 3,09 m, corresponde a aproximadamente 248.000.000 m³.

A estrutura termohalina neste setor da BTS foi extensivamente investigada por Genz (2006). De acordo com o autor, este setor apresenta distintas faixas de temperatura no verão e inverno, com médias diferindo em 2 °C. Enquanto no verão a temperatura oscilou entre 28 °C e 29,5 °C, no inverno, manteve-se entre 26 °C e 28 °C. O gradiente vertical de temperatura aumenta em direção ao rio Paraguaçu, com a diferença entre valores de superfície e fundo limitando-se normalmente a

1 °C no canal de São Roque, e alcançando até 3°C na Baía de Iguape. Ainda na Baía de Iguape observa-se o aquecimento da água em até 1,5 °C em marés de quadratura, o que é aparentemente associado às pequenas profundidades na maior parte da baía e à menor capacidade de troca de massas d'água.

Em situações de pequenas descargas da represa (médias diárias de $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), a coluna d'água é bem misturada ao longo de todo o canal de São Roque, com salinidades acima de 30. A partir da ilha do Francês, no entanto, forma-se um intenso gradiente de salinidade atravessando a Baía de Iguape até a entrada do rio Paraguaçu, onde os valores médios diminuem para 20. Rio acima, apesar da diluição mais efetiva, concentrações mensuráveis de sal podem ser notadas até próximo à cidade de Cachoeira, onde a salinidade de 4, junto ao leito do rio, foi detectada em uma situação de preamar de sizígia (**Figura 21a**).

A coluna d'água torna-se parcialmente misturada com vazões médias diárias de até $650 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Nesta situação, a água doce ocupa todo o baixo curso do rio, gerando um gradiente acentuado de salinidade entre a Baía de Iguape até o trecho do canal de São Roque abaixo da ilha do Francês. Na baixa-mar, o valor máximo de salinidade próximo da superfície é inferior a 30 em todo o canal de São Roque (**Figura 21b-d**).

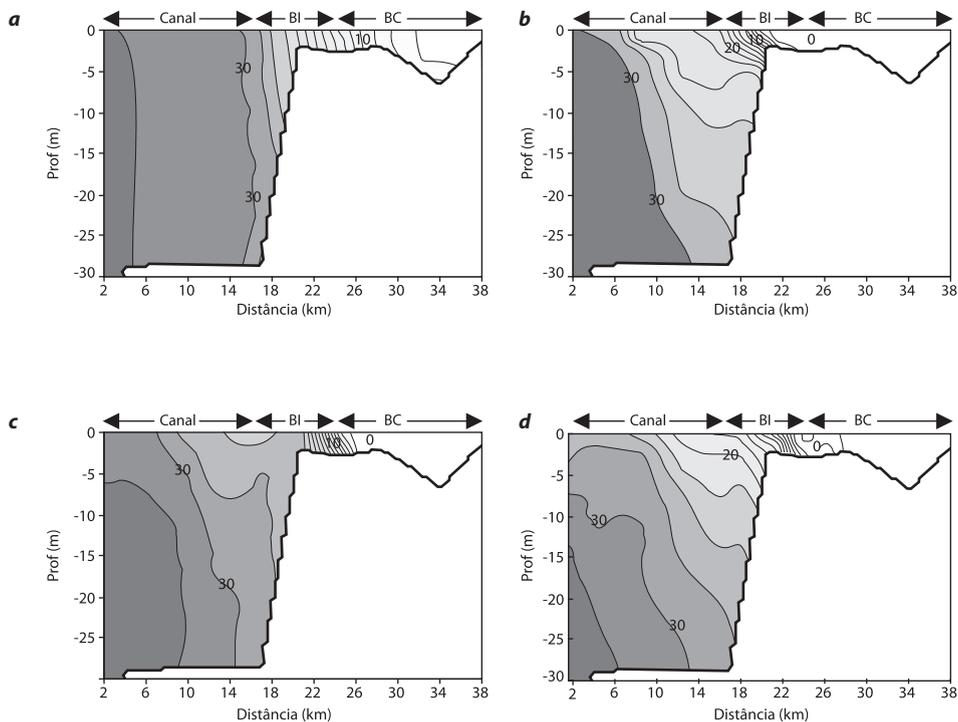
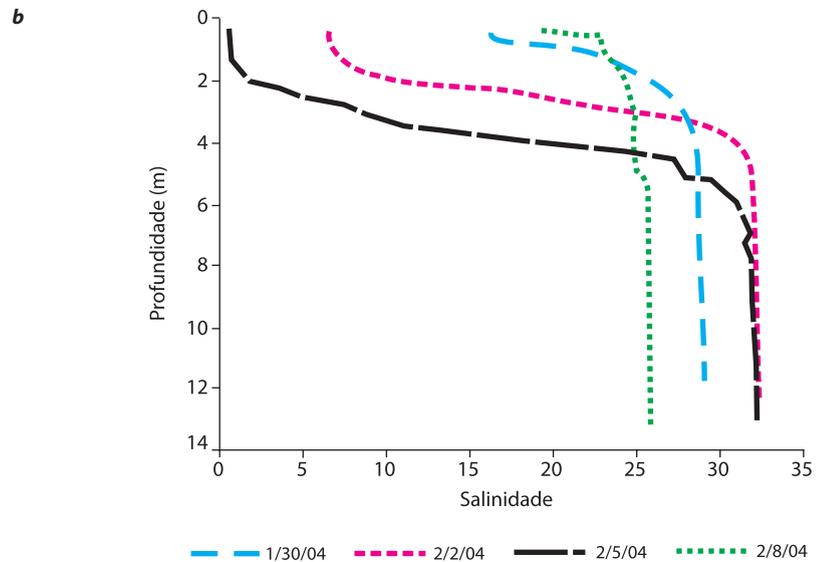
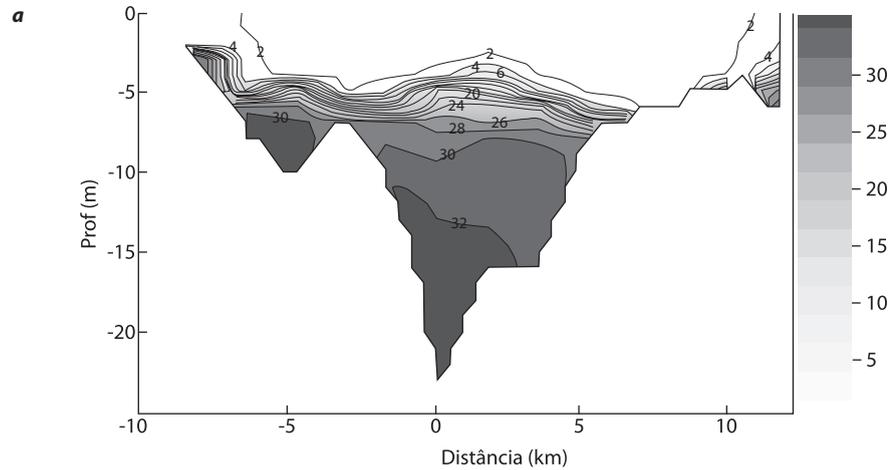


Figura 21. Perfis longitudinais de salinidade resultantes do hidrograma de cheia liberado em novembro/2001. Estágio da maré e vazão média diária: (a) baixa-mar e $13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; (b) baixa-mar e $402 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; (c) preamar e $402 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; (d) preamar e $108 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Genz, 2006). Canal = canal de São Roque; BI = Baía de Iguape; BC = baixo curso do rio.

Por ocasião de uma cheia significativa (tempo de retorno de 15 anos) em janeiro/2004, quando a barragem verteu $1.500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ por vários dias, uma cunha salina estabeleceu-se no estuário (**Figura 22**, dia 30 de janeiro), com a água doce preenchendo o baixo curso do rio, a Baía de Iguape e uma camada superficial de 5 m de espessura até próximo de São Roque. Nos dias seguintes, com descargas de água doce mantidas acima de $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a aproximação de marés de sizígia, a estratificação foi gradualmente sendo quebrada pela maior capacidade de mistura das correntes.

Figura 22.

Estrutura do campo de salinidade em perfil longitudinal (SW-NE) na Baía de Iguape, na baixa-mar do dia 30/01/2004, ilustrando a completa estratificação da coluna d'água durante evento de cheia prolongada. (a) O quilômetro zero refere-se ao centro da baía, na confluência com o canal de São Roque. (b) Evolução do perfil vertical de salinidade na entrada da Baía de Iguape (km 4,5 na figura em a) com vazões liberadas pela barragem Pedra do Cavalo de $341 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (30/1), $384 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (2/2), $410 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (5/2) e $236 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (8/2) (Genz, 2006).



Genz *et al.* (2008) estudaram a relação entre intrusão salina e a descarga de água doce no baixo curso do rio, tomando como referência a distribuição da isohalina de 5 durante as baixa-marés em diversas situações de vazão defluente da represa. A **Figura 23** mostra a curva de melhor ajuste ($R^2 = 0,94$) para o deslocamento da isohalina de 5 em relação à extremidade leste do canal de São Roque, com expressão matemática dada pela equação:

$$Si = 35,85.Q^{-0,0861}$$

onde Si = extensão da intrusão salina (km) e Q = vazão ($m^3 s^{-1}$). A equação indica que o deslocamento da isohalina de 5 até a entrada da Baía de Iguape ocorre com vazão de $66 m^3 s^{-1}$. Este é o limite máximo de vazão, sugerido por Genz *et al.* (2008), que deve ser liberado pela represa de Pedra do Cavalo para que as condições de salinidade na Baía de Iguape não sejam demasiadamente alteradas, tanto em relação à vazão mínima natural quanto àquela adotada pela operação anterior à implantação da usina hidrelétrica em 2005.

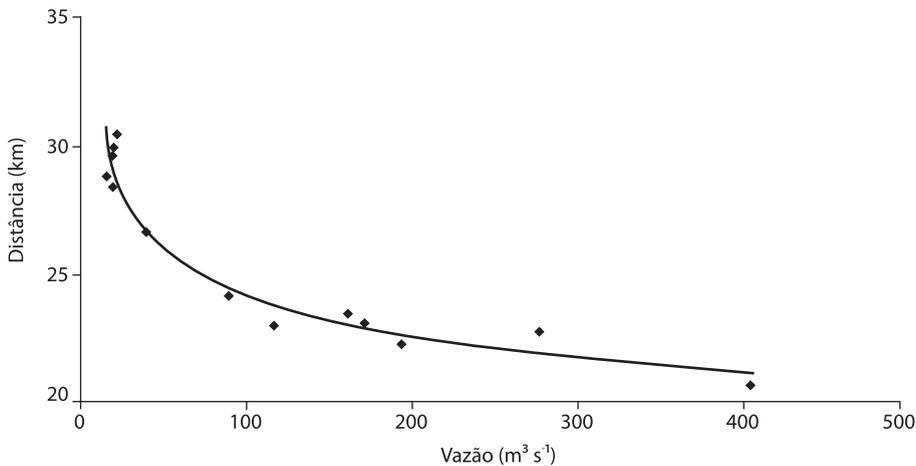


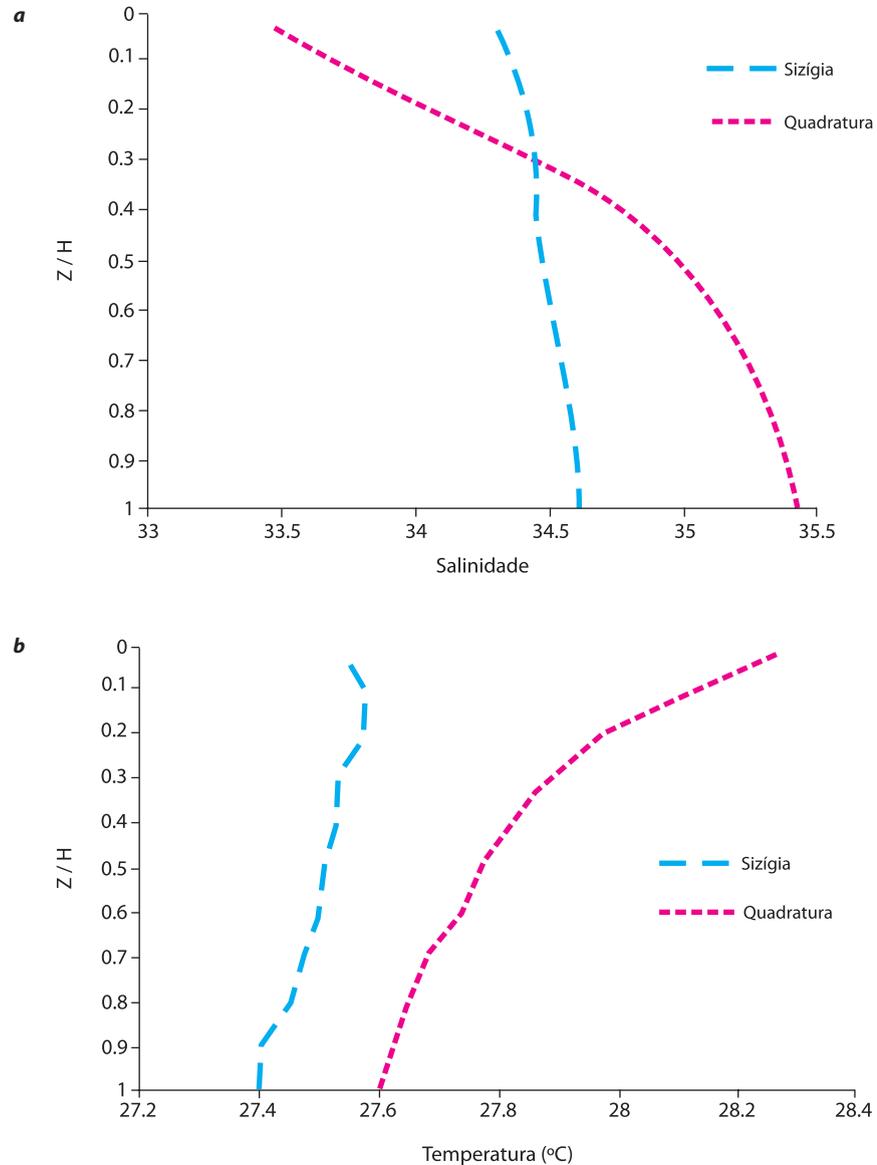
Figura 23. Relação entre vazão defluente da represa de Pedra do Cavalo e a distância da isohalina de 5 em relação à extremidade leste do Canal de São Roque, em situações de baixa-mar (Genz, 2006).

No canal de São Roque aparentemente ocorrem as correntes de maré mais vigorosas na BTS, com velocidades médias de até $2 m s^{-1}$ nas seções mais estreitas à montante da cidade de São Roque, de acordo com o resultado de simulações numéricas do fluxo. Dados de vazão e propriedades hidrográficas, coletados durante 13 horas de monitoramento no extremo leste do canal de São Roque (seção I, **Figura 11**), englobando marés de sizígia (26/10/2003) e quadratura (02/11/2003), mostram valores máximos de corrente alcançando $1,18 m s^{-1}$ em marés de vazante em sizígia (Genz, 2006). As velocidades médias de enchente e vazante em quadratura são simétricas, tanto na duração quanto na intensidade (média $\sim 0,15 m s^{-1}$, máxima $\sim 0,30 m s^{-1}$), mas se tornam assimétricas em sizígia, com o predomínio dos fluxos de vazante (média $0,53 m s^{-1}$ e máxima de $0,89 m s^{-1}$ na vazante e média de $-0,41 m s^{-1}$

e máxima de $-0,60 \text{ m s}^{-1}$ na enchente). O prisma de maré medido para uma situação de sizígia, com altura de maré de 3,15 m, foi de $2,48 \times 10^8 \text{ m}^3$.

A coluna d'água é bem misturada em marés de sizígia (**Figura 24**), com diferenças máximas de salinidade e temperatura, entre superfície e fundo, de 0,24 e $0,17 \text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente. A menor energia do fluxo em marés de quadratura causa um menor grau de mistura e maiores diferenças verticais do campo termohalino (**Figura 24**). Diferenças verticais máximas de salinidade e temperatura registradas foram de 1,82 e $0,69 \text{ }^\circ\text{C}$. A estrutura das correntes residuais é de fluxo unidirecional em maré de sizígia (orientado para vazante), e estratificado em marés de quadratura

Figura 24. Perfis de (a) salinidade e (b) temperatura no canal de São Roque – sizígia (26/10/2003) e quadratura (02/11/2003) segundo Genz (2006). Profundidade Z adimensional (0 = superfície; 1 = fundo ~ 33 m).



(Figura 25). Nas marés de quadratura, a menor penetração da água salina estuário acima gera maiores gradientes longitudinais de salinidade, entre a BTS e a Baía de Iguape, e induz à formação de uma circulação gravitacional, com campo de velocidade residual em duas camadas de sentido oposto na vertical (Figura 25). É digno de nota que os valores das correntes residuais em marés de sizígia superam em quase três vezes os valores observados no setor central da BTS ($< 0,09 \text{ m s}^{-1}$).

No extremo oposto do canal de São Roque, a conexão com a Baía de Iguape ocorre através de dois distintos canais separados pela ilha do Francês (Figura 26). A parte central da seção, que divide os dois canais, corresponde ao final do delta

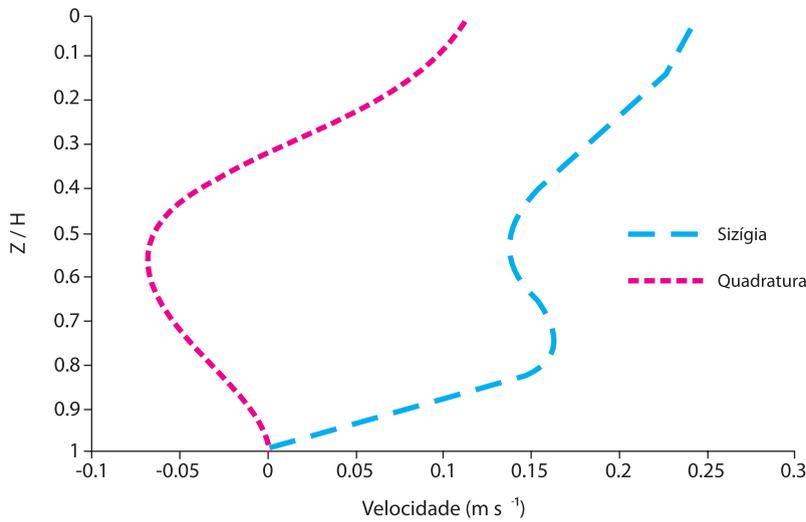


Figura 25. Perfis de velocidade residual no canal de São Roque – sizígia (26/10/2003) e quadratura (02/11/2003) segundo Genz (2006). Profundidade Z adimensional (0 = superfície; 1 = fundo ~33 m).

do rio, que está inclinado na direção do canal norte, com profundidade entre 8 e 10 m. Na maré de quadratura, as velocidades na vazante e enchente foram de mesma magnitude (média $\sim 0,1 \text{ m s}^{-1}$ e máxima $\sim 0,17 \text{ m s}^{-1}$). Na maré de sizígia, as velocidades foram mais intensas na vazante, atingindo o máximo de $0,58 \text{ m s}^{-1}$ (média na seção). A ilha do Francês interfere na distribuição das correntes, gerando áreas de velocidades menores à sua retaguarda (Figura 26). Observou-se que o fluxo proveniente do norte da Baía de Iguape, durante a maré vazante de sizígia, cruza com mais intensidade a região central da seção, escoando pelo canal sul. O prisma estimado para a região à montante da seção III (Figura 11), com uma altura de maré de 2,73 m (prevista na estação 18), foi de $1,55 \times 10^8 \text{ m}^3$.

Os setores norte e sul da Baía de Iguape parecem ter dinâmicas distintas e independentes, especialmente devido à canalização do fluxo do rio Paraguaçu para o setor norte. As velocidades máximas observadas foram de $0,64 \text{ m s}^{-1}$ à saída do setor sul (seção IV na Figura 11) e de $0,81 \text{ m s}^{-1}$ no setor norte (seção V, Figura 11) (Figura 27 e Figura 28).

Figura 26.

Campo de velocidade ($m s^{-1}$) no canal de São Roque, próximo à ilha do Francês – máximo de vazante na maré de quadratura (31/01/2004) (Genz, 2006).

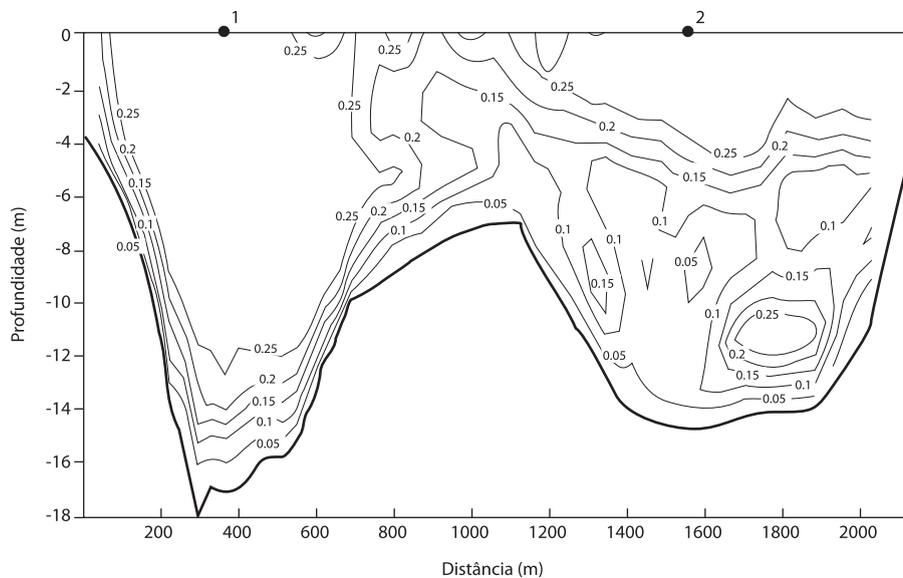
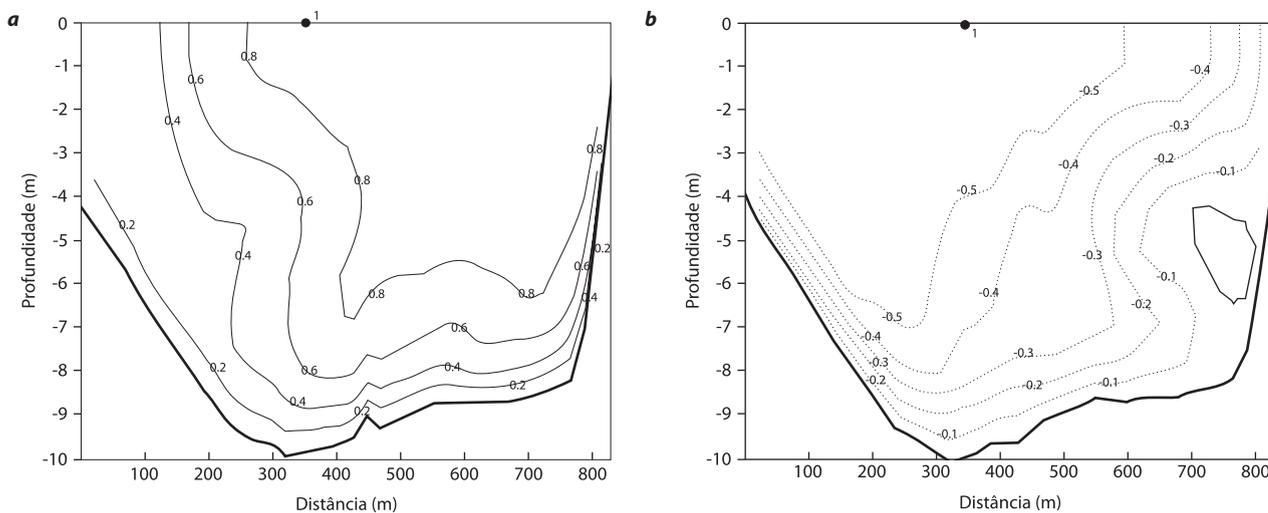


Figura 27.

Campo de velocidade ($m s^{-1}$) no setor sul da Baía de Iguape: (a) máximo de vazante e (b) máximo de enchente – na maré de sizígia (08/02/2004) (Genz, 2006).



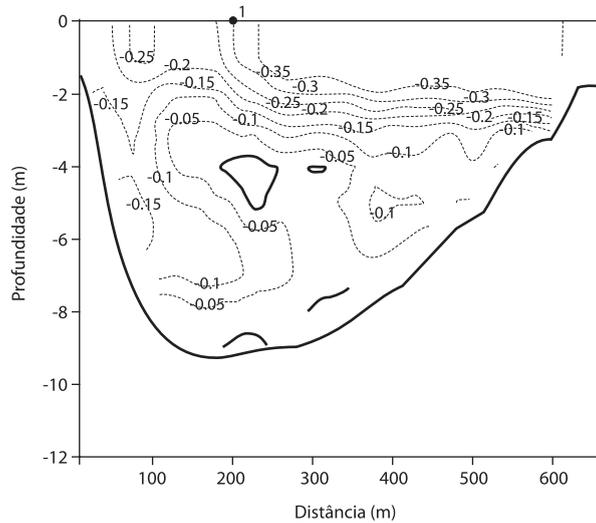


Figura 28. Campo de velocidade ($m s^{-1}$) no setor norte da Baía de Iguape, logo após a estufa de vazante – na maré de sizígia (07/02/2004) (Genz, 2006).

No baixo curso do rio, o prisma de maré enchente foi calculado em $12,8 \times 10^8 m^3$, para uma altura de maré prevista de 2,65 m (estação 18, em 22/05/2005). Nos dois monitoramentos realizados em maré de sizígia, contemplando vazão nula (27/08/2003) e igual a $78 m^3 s^{-1}$ (22/05/2005), as correntes de vazante no momento de fluxo máximo foram cerca de 20% maiores que as de enchente ($0,58 m s^{-1}$ e $-0,47 m s^{-1}$, em 22/05/2005). A salinidade e a temperatura apresentaram um perfil vertical bem misturado, mas consideravelmente variado no tempo. Para vazões nulas da barragem, a salinidade oscilou entre 6,7 a 27,1, enquanto, para a vazão de $78 m^3 s^{-1}$, esta variou entre 0 e 26, sendo que valores inferiores a 2 ocorreram durante 4 horas do ciclo de maré (Genz, 2006).

Baía de Aratu

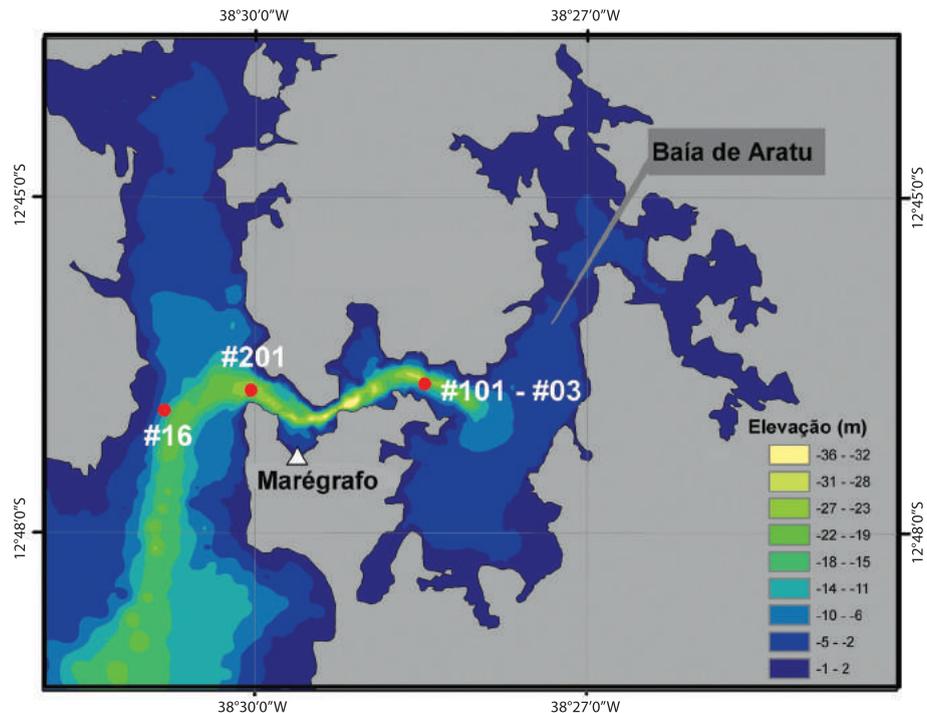
Este setor da BTS, junto à Baía da Ribeira e ao rio Subaé, apresenta grande comprometimento ambiental devido à presença de dois portos (Aratu e Base Naval), dois terminais (Ford e Moinho Dias Branco) e mais de 100 empreendimentos, dos ramos têxtil, mecânico, siderúrgico, agrícola e petroquímico, que se instalaram em suas imediações, nos últimos 60 anos. Uma avaliação recente de hidrodinâmica da Baía de Aratu foi feita por Pereira e Lessa (2009), e seus resultados serão apresentados sumariamente nesta seção, junto a resultados inéditos de simulações numéricas com o modelo RMA2/SMS.

A Baía de Aratu possui uma área de $24,5 km^2$, e conecta-se à BTS através do canal de Cotegipe, com 4 km de comprimento. A baía é rasa, com profundidade média de 1,8 m, resultado da grande extensão do estirâncio, que corresponde a 24% da área da baía. A baía é mais rasa do que 5 m em 85% da sua extensão, e

áreas mais profundas do que 10 m estão restritas ao canal de Cotegipe, onde a profundidade máxima é de 40 m (**Figura 29**).

De acordo com o resultado das simulações numéricas, a maré na Baía de Aratu sofre pequenas alterações em relação àquela observada na entrada do canal de Cotegipe, com amplificação no ramo sul da baía de aproximadamente 5 cm em sizígia, e um ligeiro aumento da assimetria, que é caracterizada por uma subida mais lenta do nível d'água. A duração média e máxima do período de enchente, na Base Naval de Aratu (estação de maregrafia na **Figura 29**), é de respectivamente 6,4 horas e 7,5 horas. O prisma de maré, para uma maré de sizígia com 3,36 m à entrada do canal, foi calculado em $7,54 \times 10^6 \text{ m}^3$, através da modelagem numérica. Dado que a descarga média de água doce é estimada em $1,65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (CRA, 2001), o volume de descarga, ao longo de um ciclo de maré, corresponde a menos de 1% do prisma de maré de sizígia equinocial, o que auxilia no estabelecimento de uma coluna d'água bem misturada no interior da baía.

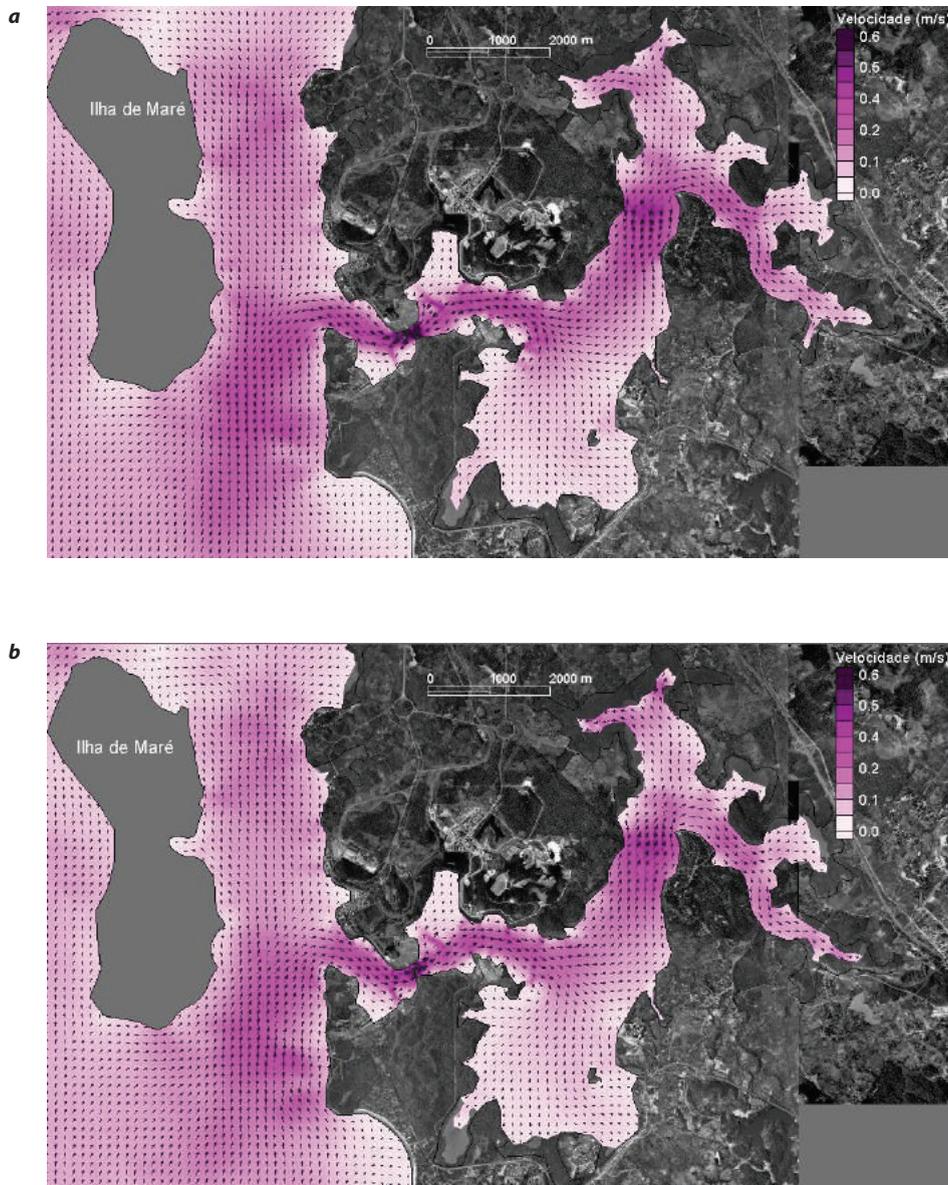
Figura 29. Batimetria da Baía de Aratu e localização das estações de monitoramento. As estações #3 (CRA, 2001) e #101 (COPPE-UFRJ) estão localizadas no mesmo ponto.



De acordo com os dados obtidos nos fundeios de ADCP executados pela COPPE-UFRJ, em 2003 (estações #101 e #201 na **Figura 29**), a magnitude máxima das correntes, nos extremos leste (#101) e oeste (#201) do canal de Cotegipe, foram de $0,49 \text{ m s}^{-1}$ e $0,70 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente. Analisando somente a componente da velocidade longitudinal ao canal, as intensidades máximas foram ligeiramente

maiores, $0,54 \text{ m s}^{-1}$ e $0,75 \text{ m s}^{-1}$ para as mesmas estações, sendo ambas associadas à maré de vazante. A distribuição espacial dos vetores de velocidade em maré de sizígia está exposta na **Figura 30**. Observa-se que velocidades acima de $0,40 \text{ m s}^{-1}$ ocorrem ao longo da baía, em direção à sua extremidade norte, e alcançam valores máximos de $0,60 \text{ m/s}$ na seção mais estreita do canal de Cotegipe. Neste mesmo ponto, em marés de sizígia equinocial, a velocidade é superior a $1,0 \text{ m s}^{-1}$, de acordo com resultados de modelagem numérica. Novamente, velocidades de vazante chegam a ser 10% mais vigorosas que as de enchente.

Figura 30. Distribuição espacial do campo de velocidades na Baía de Aratu (a) a meia maré de vazante e (b) a meia maré de enchente, em situação de sizígia.



A temperatura média da água na entrada da Baía de Aratu (estação #3 na **Figura 29**) é aproximadamente 0,5 °C mais elevada do que aquela da BTS, tanto na estação seca quanto na estação úmida. As médias em janeiro e junho de 1999 foram respectivamente de 29,4 °C e 26,9 °C, com temperatura máxima registrada de 30,5 °C em janeiro. Diferenças verticais de temperatura não superaram 0,5 °C.

Contrário à temperatura, o campo de salinidade altera o sentido do gradiente entre os períodos seco e úmido. Na Baía de Aratu, a salinidade é mais elevada em janeiro, com média (37,1), e superior em 0,03 em relação à BTS. Já no período úmido, a salinidade média na Baía de Aratu (33,8) foi 0,07 menor do que a média na BTS. A maior diferença vertical de salinidade foi de 1,3 na estação #3.

A **Figura 31** mostra a distribuição da média dos valores de temperatura, salinidade e densidade na coluna d'água na Baía de Aratu e na BTS em marés de quadratura. Observa-se que a densidade média na BTS foi sempre superior à da Baía de Aratu, mas com menores diferenças na estação seca. Os gradientes horizontais de densidade foram assim quase duas vezes maiores na estação úmida, quando alcançaram $1,5 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-3} \text{ m}^{-1}$. Observa-se ainda na **Figura 31** que as diferenças de salinidade média, entre a BTS e a Baía de Aratu no período seco, foram menores que o desvio padrão, indicando que é possível ocorrer uma inversão do gradiente de densidade, direcionando-se então para a BTS.

A existência de um gradiente de densidade constante, porém com intensidade variável, gera uma circulação estacionária do tipo estuarina no canal de Cotegipe (**Figura 32**), com o mesmo padrão de estratificação observado no canal de Salvador (estação #8, **Figura 20**). A magnitude da circulação estacionária foi aproximadamente 10% das correntes instantâneas, com exceção da camada de superfície, onde os fluxos orientados para vazante alcançaram até $0,21 \text{ m s}^{-1}$ na estação #101, no período seco, e $0,13 \text{ m s}^{-1}$ na estação #201, no período úmido. Outros modos de circulação, além do padrão estuarino clássico, também foram observados no canal de Cotegipe. Fluxos unidirecionais de enchente e vazante foram registrados na estação #201 no verão, e um padrão estuarino inverso foi rapidamente estabelecido próximo do dia 27 na estação #101 no verão (**Figura 32**).

Esta inversão do padrão estuarino de circulação estacionária está associada ao aumento da densidade da água na Baía de Aratu em relação à BTS, que, como mencionado acima, pode ocorrer nos meses mais secos. Considerando-se as escalas dos ciclos climáticos descritas anteriormente, estes eventos devem ter sua frequência aumentada e diminuída em períodos de 20 anos, e desta forma os processos de troca entre a Baía de Aratu e a BTS podem oscilar na mesma frequência.

A troca de material entre as duas baías pode ocorrer nos padrões de fluxo estratificado e não-estratificado. No primeiro caso, as trocas ocorrem devido à diferença de fase entre as velocidades médias na seção transversal e as concentrações do material, especialmente quando existem assimetrias nos fluxos de enchente e

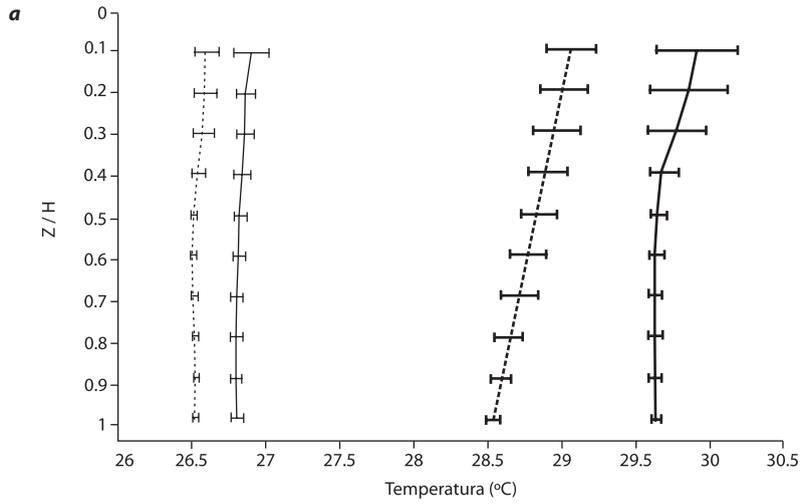


Figura 31. Perfis médios de (a) temperatura, (b) salinidade e (c) densidade em marés de quadratura (períodos seco e úmido) na BTS - #16 (linha pontilhada) e na Baía de Aratu - #101 (linha contínua). Linhas grossas (contínuas e pontilhadas) representam estação seca, e as linhas finas a estação úmida (Pereira e Lessa, 2009).

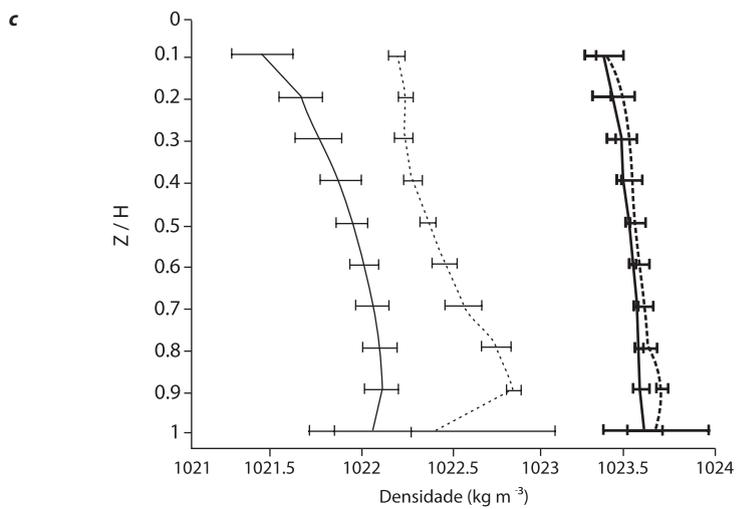
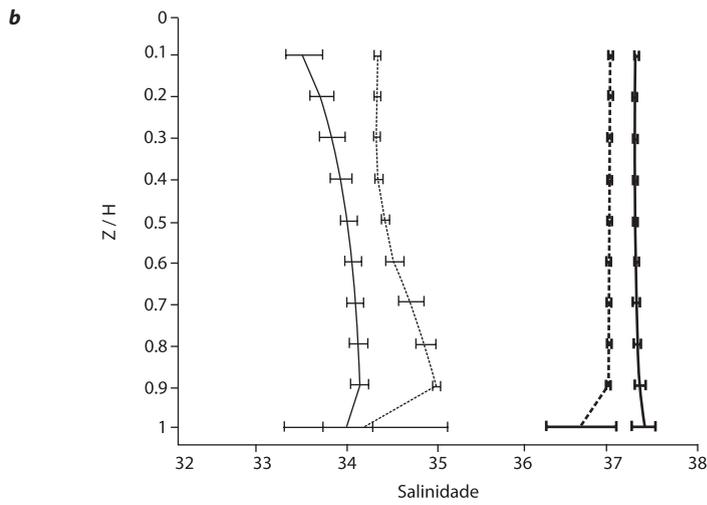
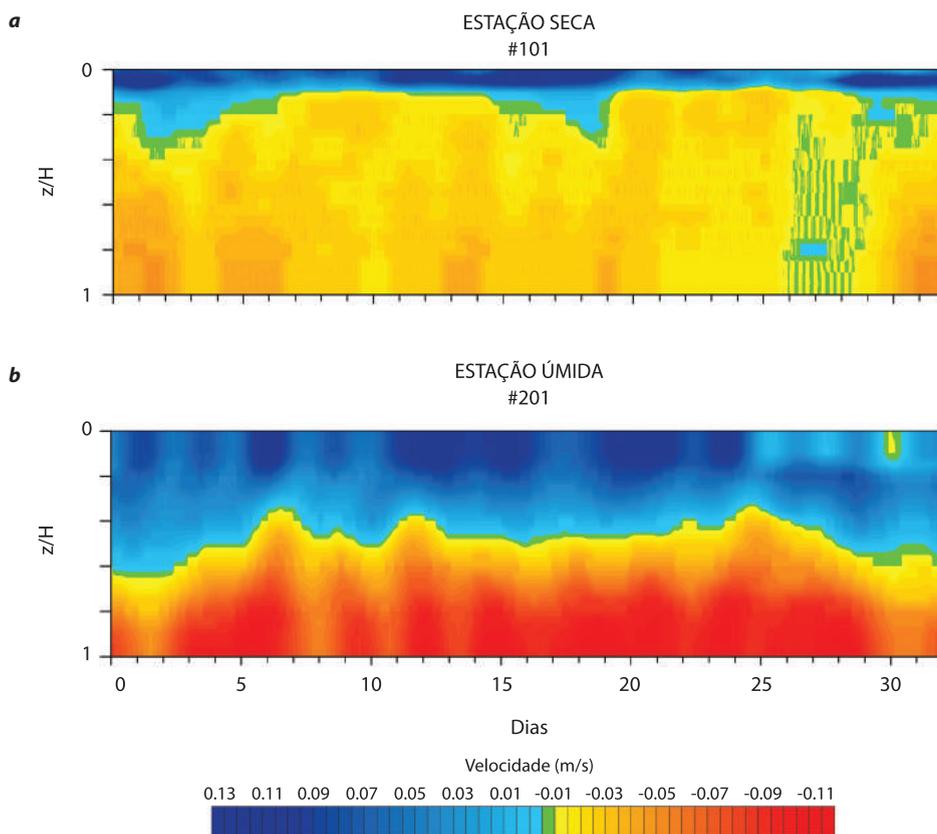


Figura 32.

Varição espaço temporal das correntes submareais na (a) estação #101, no período seco, e (b) na estação #201, no período úmido. Z é a profundidade local, enquanto H é a maior profundidade da estação (~23 m) (modificado de Pereira e Lessa, 2009).



vazante. No segundo caso, que parece prevalecer no canal de Cotegipe, o transporte resultante de material dependerá de suas concentrações ao longo da coluna d'água. Se estas concentrações forem verticalmente homogêneas, a importação ocorrerá pelo fundo e, a exportação, pela superfície, sendo o balanço final dependente das descargas nos dois níveis. Poggio *et al.* (2005) calcularam o transporte de sedimentos em suspensão no talvegue do canal de Cotegipe, em um ciclo de maré de sizígia, com base no perfil vertical de turbidez obtido com ADCP. Os resultados indicam que a exportação de sedimentos ocorreu próximo à superfície, até uma profundidade correspondente a 40% da coluna d'água. Abaixo deste nível, a importação de sedimentos foi estabelecida. O balanço final, estimado por Poggio *et al.* (2005) para o transporte de sedimentos, foi de uma importação da ordem de $10^{-4} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Conclusões e Considerações Finais

Existe no litoral brasileiro, entre o Estado do Maranhão e o Rio Grande do Sul, 24 baías costeiras com mais de 50 km² de área. Dentre elas, a BTS é a segunda maior, a única a apresentar a penetração da Água Tropical em seu interior e a única a possuir uma expressiva extensão de recifes de coral. Estas características advêm do grande volume da baía e de uma descarga de água doce relativamente pequena. Apesar de receber a contribuição da segunda maior bacia hidrográfica do Estado (bacia do rio Paraguaçu), o volume de descarga é pequeno, devido à ocorrência de um clima semiárido já próximo às cabeceiras da baía. Se a BTS fosse completamente esvaziada, a descarga média de água doce (meteórica e fluvial) levaria 746 dias para encher a baía novamente. O mesmo cálculo, feito para as Baías de Camamu (BA), Guanabara (RJ), Paranaguá (PR) e Vitória (ES), fornece os seguintes valores: 235 dias, 216 dias, 180 dias e 52 dias², respectivamente.

A menor influência fluvial na BTS, quando comparada às demais baías, é responsável por uma coluna d'água melhor misturada e com menores gradientes verticais de densidade. Esta particularidade foi inicialmente interpretada como um sinal de que os fluxos barotrópicos fossem o motor da circulação, em frequências de maré e submare. Como relacionado acima, trabalhos recentes mostram que os gradientes longitudinais de densidade e a ação dos ventos contribuem sobremaneira para o escoamento de frequências submareais, que, no entanto, é o ator principal nos processos de troca entre os diferentes segmentos da BTS e entre esta e o oceano.

A BTS possui o que é talvez o mais consistente conjunto de dados oceanográficos de um ambiente estuarino, em todo o litoral brasileiro. Este conjunto de dados, obtido pelo Programa Bahia Azul, foi um marco para os estudos oceanográficos da BTS, e ainda hoje seu potencial de investigação não foi completamente esgotado. No entanto, devido à curta duração das campanhas, não foram obtidas séries de dados longas o suficiente para propiciar a caracterização dos fluxos submareais e a investigação de suas forçantes. A necessidade de monitoramentos oceanográficos de longo prazo não advêm somente da curiosidade científica de compreender os processos da circulação no domínio da baía. Questões importantes associadas, por exemplo, ao declínio de estoques pesqueiros e à ocorrência de *blooms* algais requerem um sólido conhecimento da circulação para o estabelecimento de relações de causalidade e compreensão do problema. Neste sentido, existe ainda muito a ser feito para que os mecanismos primários da circulação sejam adequadamente compreendidos.

² Os cálculos foram baseados nas publicações dos seguintes autores: Amorim (2005), para a Baía de Camamu; Noemberg *et al.* (2006) e Marone *et al.* (2005), para a Baía de Paranaguá; e Rigo (2004), para Baía de Vitória.

Referências

- Amorim, F. N. (2005) **Caracterização oceanográfica da Baía de Camamu e adjacências e mapeamento das áreas de risco à derrames de óleo.** Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Brasil, 191 p.
- Bonfim, Cid S.; Carvalho, R. C.; Lessa, G. C. 2003. **Distribuição dos manguezais na Baía de Todos os Santos e seu impacto no balanço hídrico.** In: Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa, 9. Recife/PE.
- Cirano, M.; Lessa, G. C. (2007) Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 363-387.
- CEPLAB. (1979) **Bacias Hidrográficas do Estado da Bahia, Centro de Planejamento da Bahia.** Séries Recursos Naturais, Salvador, Bahia, 215p.
- Chaves R. R.; Nobre, P. (2004) Interactions between the sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. L03204, doi:10.1029/2003GL018647.
- CRA. (2000) **Saneamento ambiental da Baía de Todos os Santos. Modelamento e avaliação ambiental.** Desenvolvimento de modelos computacionais de circulação hidrodinâmica, de transporte de contaminantes e de qualidade de água da BTS, e elaboração do seu diagnóstico. Relatório dos estudos básicos. Technical Report RT- 257-03-GR-002-RF, 248 p., Centro de Recursos Ambientais, Salvador, Bahia, Brazil.
- CRA. (2001) **Saneamento ambiental da Baía de Todos os Santos. Modelamento e avaliação ambiental.** Desenvolvimento de modelos computacionais de circulação hidrodinâmica, de transporte de contaminantes e de qualidade da água da BTS. Prognóstico dos efeitos do Programa Bahia Azul com relação à balneabilidade das praias. Technical Report RT-257-05-MA-003-RF, 262 p., Centro de Recursos Ambientais, Salvador, Bahia, Brazil.
- Elliot, A. J. (1976) **A study of the effect of meteorological forcing on the circulation of the Potomac estuary.** Chesapeake Bay Institute, Special Report 56, 32 p.
- Gan, M. A. e Kousky, V. E. (1986) Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28.
- Genz, F.; Lessa, G. C.; Cirano, M. (2008) Vazão mínima para estuários: um estudo de caso no rio Paraguaçu (BA). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, p. 73-82.
- Genz, F.; Lessa, G. C.; Cirano, M.; Lima, G. M. P. (2003) As tendências de longo prazo das vazões fluviais no litoral do Estado da Bahia. In: Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa, 9, Recife. **Anais.** CD.

Genz, F. (2006) **Avaliação dos efeitos da Barragem de Pedra do Cavalo sobre a circulação estuarina do Rio Paraguaçu e Baía de Iguape**. Tese de doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, Brasil, 266 p.

Gonçalves, N. M. S. (1992) **Impactos pluviais e desorganização do espaço urbano em Salvador/BA**. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de São Paulo, 128 p.

INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). (1992) **Normais Climatológicas – 1961 a 1990**. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 155 p.

Kjerfve B. (1994) Coastal lagoon processes. In: B. Kjerfve (Ed.). **Coastal Lagoon Processes**. Elsevier Oceanographic Series, p. 1-7.

Kodama, Y. M. (1993) Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and SACZ). Part II: conditions of circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581-610.

Kousky, V. E. (1980) Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498.

Lessa, G. C.; Dominguez J. M. L.; Bittencourt A. C. S. P.; Brichta, A. (2001) The tides and tidal circulation of Todos os Santos Bay, northeast Brazil: a general characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 2, p. 245–261.

Lima, G. M. P. e Lessa, G. C. (2002) The freshwater discharge in Todos os Santos Bay and its significance to the general water circulation. **Revista Pesquisas**. Porto Alegre (RS), v. 28, p. 85-98.

Marone, E.; Machado E. C.; Lopes R.M.; Silva E. T. (2005) Land-ocean fluxes in the Paranaguá Bay estuarine system, Southern Brazil. **Brazilian journal of Oceanography**, v. 53, n. 3/4, p.169-181.

Marques, W. C. e Moller, O. O. (2008) Variabilidade temporal em longo período da descarga fluvial e níveis de água da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, p. 155-164.

Mélice, J. L. e Servain, J. (2003) The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 447-464.

Molion, L. C. B. (2003) Águas do Tocantins para o São Francisco. **Ciência Hoje**, v. 33, p. 58-61.

Molion, L. C. B. e Bernardo, S. O. (2002) Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, p. 1-10.

Montenegro Neto, E. 1998. **Estudo da circulação forçada por ventos e marés na baía de Todos os Santos e plataforma continental adjacente. Simulações**

com o modelo numérico da Universidade de Princeton (POM). Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, Brasil, 128 p.

Noemberg M. A.; Lautert L. F. C.; Araújo, A. D.; Marone, E.; Angelotti, R.; Netto Jr., J. P. B.; Krug, L. A. (2006) Remote Sensing and GIS Integration for Modelling the Paranaguá Estuarine Complex –Brazil. **Journal of Coastal Research SI**, v. 39, p.1627-1631.

Nogués-Paegle, J. e Mo, K. C. (1997) Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 279-291.

Pekárova P.; Miklánek, P.; Pekár, J. (2003) Spatial and Temporal Runoff Oscillation Analysis of the Main Rivers of the World During the 19th–20th Centuries. **Journal of Hydrology**, v. 274, p. 62-79.

Pereira, M. G. e Lessa, G. C. (2009) Varying patterns of water circulation in Canal de Cotegipe, Baía de Todos os Santos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27 (no prelo).

PETROBRAS/FUNDESPA. (2003) **Diagnóstico ambiental marinho da área de influência da Refinaria Landulpho Alves Mataripe (DAMARLAM).** Relatório Final. São Paulo, FUNDESPA.

PETROBRAS/FUSP. (2005) **Programa de monitoramento ambiental do ecossistema estuarino na área de influência da Refinaria Landulpho Alves (PROMARLAM).** Relatório Final. São Paulo, FUSP.

Poggio C. A.; Cardia R. R.; Lessa, G. C. (2005) Caracterização da circulação estuarina durante um ciclo de maré em uma seção da Baía de Aratu (Bahia) In: **Congresso Brasileiro de Oceanografia.** Anais. Vitória: CBO, 2005, 3p. (digital mídia).

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

Rao, V. B. e Bonatti, J. P. (1987) On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic ocean and adjoining Brasil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16.

Rao, V. B.; Lima, M. C.; Franchito, S. H. (1993) Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1754-1763.

Rigo, D. (2004) **Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na Baía de Vitória, ES.** Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Engenharias, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil, 156 p.

Robertson, A. W. e Mechoso, C. R. (1998) Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v.11, p. 2570-2581.

- SEI – Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. (1999) **Balço Hídrico do Estado da Bahia**. Série Estudos e Pesquisas, v.45, 246 p.
- Servain J.; Stricherz, J. N.; Legler, D. M. (1996) **TOGA pseudo-stress atlas 1985-1994**. Volume 1: Tropical Atlantic. Centre ORSTOM, Plouzane, France, 158 p.
- Souza Filho, F. A. e Lall, U. (2004) Modelo de previsão de vazões sazonais e interanuais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 9, p. 61-74.
- Xavier, A. G. (2002) **Análise hidrodinâmica da Baía de Todos os Santos**. Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 222 p.
- Wolgemuth, K.; Burnett, W.; Moura, P. L. (1981) Oceanography and suspended materials in Todos os Santos Bay. **Revista Brasileira de Geociências**, v.11, p.172-178.
- Yamazaki, Y. e Rao, V. B. (1977) Tropical cloudiness over South Atlantic ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 205-207.