

ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUA DOCE NO SISTEMA ESTUARINO-LAGUNAR DE CANANÉIA-IGUAPE

Jarbas Bonetti Filho¹ & Luiz Bruner de Miranda²

¹Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências - CFH
(Campus Universitário, Trindade, Florianópolis, SC - 88040-900 - e-mail: bonetti@cfh.ufsc.br)

²Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
(Caixa Postal 66149, 05315-970 São Paulo, SP, Brasil)

Introdução

Um estuário é um corpo de água costeiro semi-fechado com interligação livre com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela de água doce originada da drenagem continental (Cameron & Pritchard, 1963; Pritchard, 1967). Dessa definição, pode-se inferir a grande importância da água doce nesse ambiente costeiro que, ao diluir a água do mar, fica armazenada no seu interior gerando a componente baroclínica da força de gradiente de pressão. Conseqüentemente, alterações naturais da descarga de água doce de origem climatológica, ou aquelas produzidas pelo próprio homem, podem influenciar a hidrodinâmica do sistema e os processos advectivo, dispersivo e de difusão turbulenta, que misturam a água doce com a do mar e transportam concentrações de propriedades.

O sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape apresenta, do ponto de vista hidrodinâmico, as características gerais de um estuário e constitui um dos ambientes costeiros mais bem investigados de todo o litoral brasileiro. Desde a implantação da base de pesquisas do Instituto Oceanográfico - USP, na década de 1950 (situada a 25°01,0'S - 47°55,5'W), dezenas de trabalhos foram desenvolvidos na região, cobrindo diversos ramos da oceanografia e ciências correlatas.

Apesar da intensa investigação desse trecho da zona costeira, que possui grande importância ecológica dado o seu alto grau de preservação ambiental, ainda persistem lacunas de conhecimento sobre algumas de suas características básicas. Uma dessas deficiências, que se estende por todo o litoral do Estado de São Paulo, diz respeito à ausência de informações sobre a vazão dos rios que desaguam no sistema. A rede de postos fluviométricos do Departa-

tamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE, órgão ligado ao governo estadual) é muito reduzida, privilegiando os rios com potencial hidroelétrico que drenam os trechos de planalto (Fig. 1).

Nesta nota é apresentada uma estimativa da contribuição de uma pequena bacia de drenagem, situada nas proximidades da Ilha de Cananéia, que durante muitos anos constituiu a principal fonte de água doce para o sistema. Essa estimativa foi obtida com base no conhecimento da área dessa bacia e de séries temporais de parâmetros meteorológicos. Espera-se que os resultados possam contribuir para o aperfeiçoamento das pesquisas conduzidas no período em que o Valo Grande encontrava-se fechado, entre 1978 e 1985, como por exemplo: Miyao *et al.* (1986); Miyao & Harari (1989); Miranda *et al.* (1995); Bonetti Filho, 1995; Bonetti Filho *et al.*, 1996 e Miranda & Castro, 1996. Além disso, objetiva-se, com a divulgação do método, que este seja mais amplamente aplicado em pesquisas estuarinas que necessitem utilizar dados de vazão fluvial.

Histórico sobre a variabilidade do aporte fluvial no sistema

Desde 1841, quando foi concluído o Valo Grande (que é um canal artificial que liga o Rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno), o Rio Ribeira de Iguape passou a contribuir com o maior aporte de água doce que atinge o sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. Este rio, incluindo o trecho paranaense, possui uma bacia de drenagem com 23.350 km² de área (Mishima *et al.*, 1985). Sua vazão média, na altura da cidade de Registro, foi estimada em 435 m³ s⁻¹ para o período de observação entre 1953 e 1970 (DAEE, 1973). No trecho do Valo Grande, segundo estimativas da GEOBRÁS (1966), a maior descarga média diária, para um período de observação de 12 anos, foi de 1.601 m³ s⁻¹ e a menor média diária de 84 m³ s⁻¹.

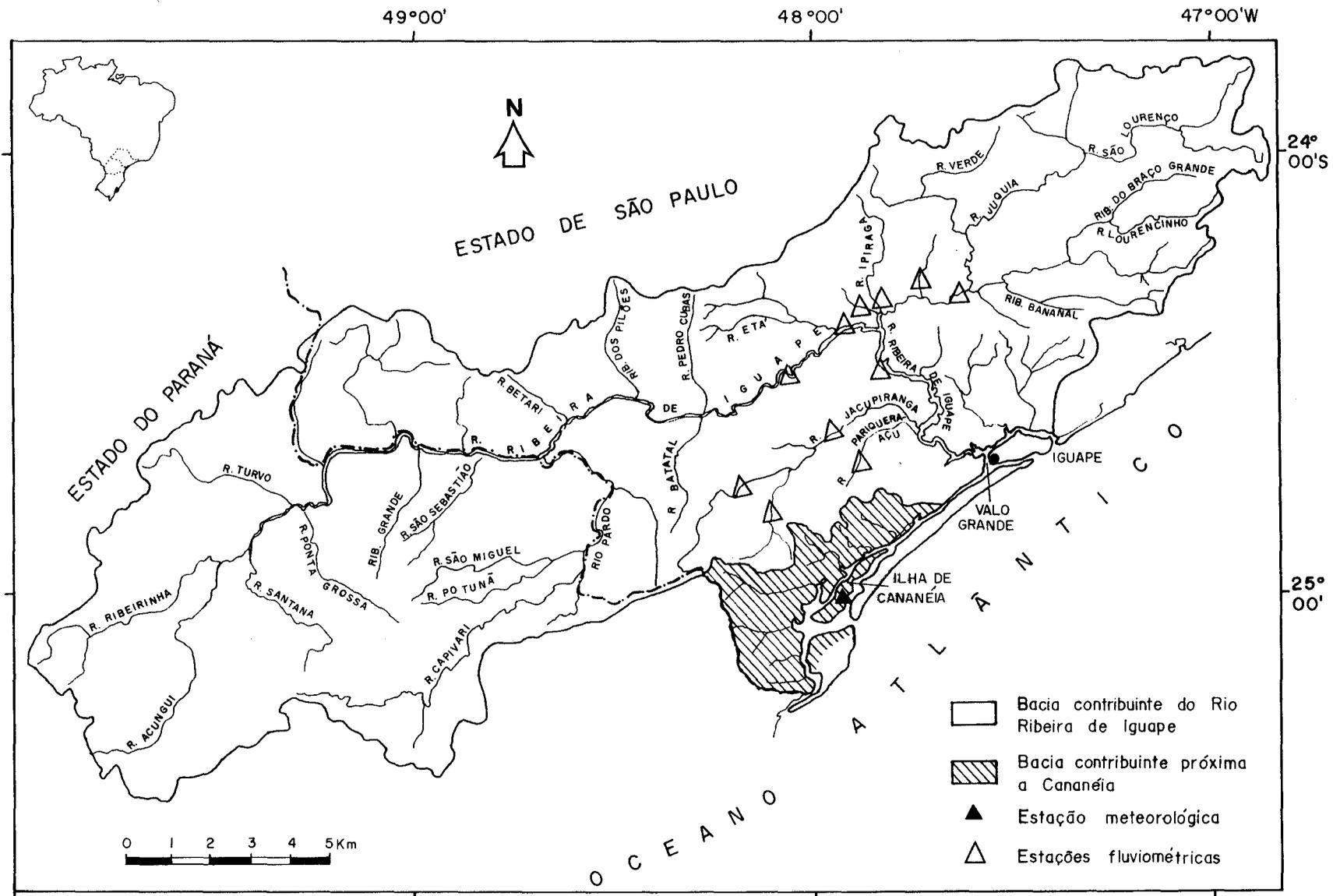


Fig. 1. Bacia de drenagem do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e do Rio Ribeira da Iguape. Está também indicada a localização geográfica das estações fluviométricas e meteorológica.

Após o fechamento do Valo Grande, em agosto de 1978, uma pequena bacia próxima à cidade de Cananéia (Fig. 1), com 1.339 km² (Mishima *et al.*, 1985), que tem como principais cursos d'água os rios Taquari, Mandira, das Minas e Itapitangui, ficou responsável pela introdução da maior parte da água doce, com $9,2 \times 10^7$ m³/ano, quase $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, (DAEE, 1987; *apud* Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990). Estimativas bem maiores haviam sido efetuadas por GEOBRÁS (1966) para esta mesma bacia, que calculou uma contribuição média de $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A discrepância verificada entre as duas estimativas demonstra a dificuldade de análise que decorre da ausência de dados diretos de vazão fluvial e a necessidade de aferição desses dados.

Em fevereiro de 1995, intensas chuvas ocorridas no Vale do Ribeira culminaram com o rompimento da barragem do Valo Grande, permitindo novamente o aporte das águas do Rio Ribeira de Iguape no sistema estuarino-lagunar, modificando, mais uma vez, as características hidrológicas da área. Deve-se ter em conta, entretanto, que a seção transversal atual do Valo Grande, no ponto onde se verifica o contato entre as massa de água de origem marinha e continental, é bem inferior à original. Desta forma, as medidas de vazão anteriormente efetuadas por GEOBRÁS (*op. cit.*) não devem expressar as condições atualmente existentes no local.

Cálculo do valor da vazão fluvial (Q_f)

A descarga de água doce ou vazão fluvial (Q_f) representa fisicamente o transporte de volume de água doce em um estuário. O valor dessa propriedade deve ser determinado a partir do monitoramento *in situ* de pontos específicos do rio localizado estuário acima, em geral longe da influência da maré, por meio de medidas limimétricas da altura do nível fluvial, com ábacos devidamente calibrados com base em medidas de velocidade, e do conhecimento da geometria da seção transversal do rio na posição da estação fluviométrica.

Todavia, estações fluviométricas são relativamente escassas no Brasil, sendo normalmente necessário o uso de métodos alternativos e indiretos para a obtenção do valor médio da descarga de água doce de um determinado rio. Um dos métodos para o cálculo indireto dessa quantidade física baseia-se em equações semi-empíricas que estimam o escoamento superficial.

Por definição, o escoamento superficial (Δf) é a parcela da precipitação (P) que, através do escoamento na área da bacia de drenagem, irá finalmente alimentar o sistema estuarino. A parcela

restante da precipitação é evaporada diretamente para a atmosfera, infiltra-se no solo (e, eventualmente, volta à superfície onde é evaporada) ou ainda participa do metabolismo das plantas e é evaporada através de suas folhas, em um processo denominado transpiração. A evaporação e a transpiração são frequentemente combinadas num único processo denominado evapo-transpiração.

A razão de escoamento superficial ($\Delta f/P$) de uma bacia de drenagem depende da própria precipitação e da evaporação. Por sua vez, a evaporação depende da intensidade da radiação solar e, em consequência, da temperatura do ar. A forma mais simples para essa razão foi introduzida pelo hidrologista P. Schreiber em 1904 (Holland, 1978),

$$\frac{\Delta f}{P} = e^{-\frac{\alpha}{P}} = e^{-\frac{E_0}{P}}, \quad (1)$$

onde $\alpha = E_0$ é a quantidade máxima de água que pode ser evaporada anualmente de uma superfície completamente saturada. Essa equação indica, portanto, que a razão de escoamento superficial depende da máxima taxa de evaporação e da precipitação anuais. Verifica-se, também, que essa quantidade adimensional decresce exponencialmente entre os valores extremos 1 e 0, quando $E_0 \rightarrow 0$ ou $E_0 \gg P$, respectivamente.

A equação de Schreiber (equação 1) depende de E_0 , que por sua vez decresce rapidamente com o decréscimo da temperatura em altas latitudes. A dependência da razão de escoamento superficial com a latitude geográfica foi obtida experimentalmente com dados de bacias de drenagem da Europa, Ásia, África, América do Norte e do Sul (incluindo as bacias dos rios Amazonas e São Francisco) e Austrália. Embora essa dependência indicasse um maior espalhamento em baixas latitudes, foi possível confirmar a base física da equação de Schreiber e estabelecer, com o ajuste de uma curva média, a seguinte equação de E_0 em função da média anual da temperatura do ar na superfície, T (Holland, *op. cit.*):

$$E_0 = 1,2 \times 10^9 \cdot e^{-\frac{4,62 \times 10^3}{T}}, \quad (2)$$

com T em K (graus Kelvin). A quantidade E_0 é dada em cm/ano, reproduzindo resultados satisfatórios do Equador até cerca de 70° de latitude. O coeficiente da exponencial dessa equação é muito próximo à razão $\Delta H/R$, onde ΔH é o calor de vaporização da água em cal mol⁻¹ e R é a constante do gás ideal em cal mol⁻¹ °C⁻¹. O valor de E_0 calculado por essa equação somente é significativo quando são utilizados dados médios de longos períodos de tempo (Kjerfve, 1990).

Uma vez calculada a razão de escoamento superficial $\Delta f/P$, a descarga de água doce (Q_f) pode ser obtida com o conhecimento da área total da bacia de drenagem (A_T) e do intervalo de tempo (Δt), representativo para o cálculo dos valores médios de E_o e P , por meio da seguinte equação:

$$Q_f = \frac{\Delta f}{\Delta t} \cdot A_T \quad (3)$$

No Sistema Internacional de Unidades (SI), Δf e A_T devem ser calculados respectivamente em m e m^2 , e Δt em s , para que a descarga fluvial Q_f seja dada em $m^3 s^{-1}$.

Natureza dos dados e resultados obtidos

Conforme assinalado, para o cálculo de E_o é necessário o conhecimento dos valores médios anuais de temperatura da região. Nesta pesquisa, dada a inexistência de medidas meteorológicas na própria bacia hidrográfica em estudo, foi utilizada uma série temporal de 25 anos de observações realizadas na estação da base de pesquisa do Instituto Ocenográfico - USP (Silva, 1984), cuja localização é próxima àquela bacia (Fig. 1). A temperatura média anual do ar é $T = 21,2$ °C (equivalente a $T = 294,36$ K). Resolvendo-se a equação (2), com base nesse valor, E_o foi estimada em 183 cm/ano (1,83 m/ano).

Dados de precipitação na mesma estação meteorológica e para o mesmo intervalo de tempo permitiram a determinação do valor médio anual da precipitação $P = 227$ cm/ano (2,27 m/ano). Substituindo-se os valores de E_o e P na equação (1), segue-se que a razão $\Delta f/P = 0,45$, ou seja, 45% da precipitação é escoada superficialmente e a parcela restante utilizada nos processos de evapotranspiração.

Resolvendo-se a equação (1) para Δf , temos $\Delta f = 102$ cm/ano (1,02 m/ano). A área da bacia de drenagem de interesse, segundo Mishima *et al.* (1985), é $A_T = 1.339$ km² ($1,34 \times 10^9$ m²) e, como E_o e P são valores médios anuais, o intervalo de tempo $\Delta t = 1$ ano ($31,536 \times 10^6$ s). Embora na presente pesquisa o valor de Δt tenha sido adotado para um ano, o cálculo desse intervalo pode ser estabelecido para períodos menores. Medeiros & Kjerfve (1993), por exemplo, adotaram o intervalo de um mês em sua pesquisa sobre a hidrodinâmica do sistema estuarino de Itamaracá, Pernambuco.

Fazendo-se as substituições na equação (3), obtém-se um valor de $Q_f = 43$ m³ s⁻¹.

Esse método foi utilizado por Schettini (1994) para um exame qualitativo dos processos e fatores

responsáveis pela manutenção das condições hipersalinas na Lagoa de Araruama. A pequena intensidade do valor médio da descarga fluvial, estimada em 1,3 m³ s⁻¹, foi atribuída à reduzida bacia de drenagem e um clima hidrológico deficitário.

Um resultado menos preciso pode ser obtido com a equação (4), pois o método para medida da evaporação não representa efetivamente a evapotranspiração,

$$Q_f = \frac{(P - E) \cdot A_T}{\Delta t} \quad (4)$$

Nessa equação, a parcela (P-E) do numerador é a diferença entre a taxa média anual da precipitação (P) e o correspondente valor da evaporação (E). Como dados de evaporação são escassos é de se esperar que o resultado obtido com essa equação forneça um valor muito pouco representativo para a descarga fluvial Q_f .

Na mesma estação meteorológica anteriormente assinalada obteve-se uma média anual de $E = 12,74$ cm/ano (0,1274 m/ano) para o período em questão. Assim, com essa aproximação, obtemos $Q_f \approx 91,0$ m³ s⁻¹, valor esse que é cerca de duas vezes maior do que ao calculado com a estimativa do escoamento superficial (equação 3).

Discussão e conclusões

Os resultados obtidos são muito maiores do que o valor 3 m³ s⁻¹ indicado anteriormente por DAEE (1987; *apud* Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990). Assim, o resultado com base no escoamento superficial (43 m³ s⁻¹) apresenta maior consistência com as estimativas de GEOBRÁS (1966), que indicou uma descarga igual a 50 m³ s⁻¹ para essa mesma bacia hidrográfica.

Essa afirmação é corroborada indiretamente pelo modelo analítico estacionário e bidimensional aplicado por Miranda (1990), para o cálculo de perfil médio de velocidade e de salinidade. Os resultados da aplicação desse modelo foram obtidos com dados experimentais obtidos no Mar de Cananéia, tendo sido simulados diferentes valores de descarga de água doce e de tensão de cisalhamento do vento. O melhor ajuste da teoria x dados experimentais foi obtido para condições de descarga de água doce igual a 50 m³ s⁻¹ e ausência de vento.

Uma outra maneira de verificar, em primeira aproximação, o resultado do método, é estimar a descarga de água doce por meio do produto da velocidade residual, u , pela área (A) da seção transversal normal ao movimento médio ($Q_f = u.A$).

Resultados obtidos no Mar de Cananéia, durante maré de quadratura (no verão de 1991) e com precipitação mensal menor do que a média histórica anual, indicaram para a velocidade residual um valor igual a $0,028 \text{ m s}^{-1}$ (Miranda *et al.*, 1995) e sentido concordante com o da velocidade gerada pela descarga de água doce. Como a área da seção transversal é cerca de 3.000 m^2 , segue-se que a descarga de água doce pode ser estimada em $84 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esse valor é quase duas vezes maior do que o obtido pelo cálculo do escoamento superficial ($43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), entretanto, ele não é uma média anual, mas um valor representativo para um período de dois ciclos completos de maré (25 h) amostrado no verão, quando a precipitação é sensivelmente maior.

Assim, para uma melhor comparação, teria sido preferível a utilização de dados experimentais médios correspondentes a intervalos próximos ao calculado pelo método aqui discutido (médias anuais), assim como sob uma condição de Valo Grande aberto. Todavia, nos trabalhos disponíveis as propriedades físicas foram amostradas discretamente na forma de perfis, sendo representativas apenas para curtos intervalos de tempo.

A vazão fluvial é claramente uma propriedade não estacionária, apresentando variações no tempo conforme exemplificado por GEOBRÁS (1966) para o trecho do Valo Grande. Dessa forma, o valor médio obtido com base em séries meteorológicas extensas pode não prestar-se a estudos associados a curtos períodos de medição de propriedades hidrográficas, como por exemplo, alguns poucos ciclos completos de maré.

O método utilizado apresentou resultados consistentes, validando sua utilização como uma alternativa para estudos em estuários cujo aporte de água doce é desconhecido. Entretanto, algumas restrições devem ser observadas em seu emprego. Uma delas é na elaboração do Diagrama Estratificação-Circulação (Hansen & Rattray, 1966), que possibilita a classificação quantitativa de um estuário. Um dos parâmetros fundamentais desse diagrama é o parâmetro circulação, expresso pela razão entre a velocidade média na superfície pela velocidade gerada pela descarga de água doce (u_s/u_f). Sendo assim, a quantidade u_f depende diretamente da vazão fluvial (Q_f) e inversamente da área da seção transversal (A) do estuário ($u_f = Q_f/A$). Portanto, a princípio, conhecendo-se o valor de Q_f estimado pelo escoamento superficial é possível calcular u_f . Todavia, a velocidade média durante poucos ciclos de maré, que simulam as condições de estacionaridade do método, encontra-se intrinsecamente associada às condições daquele período e não a uma média decenal. Portanto, na elaboração desse diagrama é necessário utilizar-se um valor alternativo para u_f que

pode ser, de acordo com Dyer (1973), o valor da velocidade residual, ou seja, a média da componente longitudinal da velocidade no tempo e na seção transversal.

Outra restrição no uso das estimativas apresentadas decorre das próprias características fisiográficas do sistema estudado, uma vez que o aporte de água doce não é proveniente de uma fonte única situada na cabeceira, como seria de se esperar no caso de um estuário clássico. Nesse sistema, o aporte de água doce resulta da contribuição de vários rios de pequeno porte que têm suas nascentes nas encostas da Serra de Paranapiacaba e nas ilhas Comprida e de Cananéia. Dessa forma, uma estação fixa localizada no Mar de Cananéia receberá apenas uma parcela da vazão total calculada, o que certamente deverá ser levado em conta nos estudos da hidrodinâmica local.

Não obstante as restrições mencionadas, a estimativa da vazão fluvial com base no escoamento superficial pode ser usada para determinar a velocidade gerada pela descarga de água, u_f , e esta, por sua vez, pode ser utilizada para estimativas de valores médios do fluxo e do transporte advectivo de salinidade e da concentração de outras propriedades conservativas.

Naturalmente, como a barragem do Valo Grande está rompida, deve-se somar à estimativa de Q_f com base na razão de escoamento superficial, a parcela média da descarga de água doce que passa do Rio Ribeira de Iguape para o Valo Grande, para se obter a descarga média que atualmente chega ao sistema.

Referências bibliográficas

- Bonetti Filho, J. 1995. Transporte de sedimentos por suspensão nas proximidades da Barra de Cananéia. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 2 v.
- Bonetti Filho, J.; Conti, L. A. & Furtado V. V. 1996. Suspended sediment concentration variability and its relation to tidal currents in a microtidal estuarine system. An. Acad. bras. Ci., 68(3):485-494.
- Cameron, W. N. & Pritchard, D. W. 1963. Estuaries. In: Goldberg, E. D.; McCave, I. N.; O'Brien, J. J. & Steele, J.H. eds. The Sea. New York, John Wiley & Sons. p. 306-324.

- DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica. 1973. Dados fluviométricos coligidos até 1970 na quinta zona hidrográfica (bacia do Ribeira de Iguape e bacias litorâneas). Boletim Fluviométrico, 2:1-390.
- Dyer, K. R. 1973. Estuaries, a physical introduction. London, John Wiley & Sons. 140 p.
- GEOBRÁS - GEOBRÁS S/A - Engenharia e Fundações. 1966. Complexo Valo Grande - Mar Pequeno - Rio Ribeira de Iguape. Relatório para o serviço do Vale do Ribeira. São Paulo, DAEE. 2 v.
- Hansen, D. V. & Rattray, M. 1966. New dimensions in estuarine classification. *Limnol. Oceanogr.*, (11):319-326.
- Holland, H. D. 1978. The chemistry of the atmosphere and oceans. New York, Wiley-Interscience. 351 p.
- Kjerfve, B. 1990. Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. New Dehli, UNESCO/UNDP. 79 p.
- Medeiros, C & Kjerfve, B. 1993. Hydrology of the estuarine system: Itamaracá, Brazil. *Estuar. coast. Shelf Sci.*, 36:495-515.
- Miranda, L. B. 1990. Sistemas estuarinos de planície costeira: estrutura dinâmica, processos de mistura e aplicações. In: II SIMPÓSIO DE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: ESTRUTURA, FUNÇÃO E MANEJO. 2. Águas de Lindóia, 1987. São Paulo, ACIESP, 71(2):1-46.
- Miranda, L. B. de; Mesquita; A. R. de & França, C. A. S. 1995. Estudo da circulação e dos processos de mistura no extremo sul do Mar de Cananéia: condições de dezembro de 1991. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 43(2):153-164.
- Miranda, L. B. de & Castro, B. M. de 1996. On the salt transport in the Mar de Cananéia during a spring tide experiment. *Rev. bras. oceanogr.*, 44(2):123-133.
- Mishima, M.; Yamanaka, N.; Pereira, O. M.; Soares, F. C.; Sinque, C.; Akaboshi, S. & Jacobsen, O. 1985. Hidrografia do complexo estuarino-lagunar de Cananéia (25°S, 048°W). São Paulo, Brasil. I Salinidade e temperatura (1973 a 1980). *Bolm Inst. Pesca*, 12(3):109-121.
- Miyao, S. Y.; Nishihara, L. & Sarti, C. C. 1986. Características físicas e químicas do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 34(único):23-36.
- Miyao, S. Y. & Harari, J. 1989. Estudo preliminar da maré na região estuarina de Cananéia (25S-048W). *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 37(2):107-123.
- Pritchard, D. W. 1967. What is an estuary: physical point of view. In: Lauff, G. H. ed. *Am. Ass. Advnt. Sci.*, (83):3-5.
- Schaeffer-Novelli, Y.; Mesquita, H. S. L. & Cintrón-Molero, G. 1990. The Cananéia Lagoon estuarine system, São Paulo, Brazil. *Estuaries*, 13(2):193-203.
- Schettini, C. A F. 1994. Determinantes hidrológicos na manutenção da condição hipersalina da Lagoa de Araruama. Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense. 75 p.
- Silva, J. F. 1984. Dados climatológicos de Cananéia e Ubatuba (Estado de São Paulo). *Bolm. climatol. Inst. oceanogr.*, S Paulo, (5):1-18.

(Manuscrito recebido 03 abril 1997; revisado 24 novembro 1997; aceito 08 dezembro 1997)