

AÇÃO ANTROPOGÊNICA E ALTERAÇÕES NA MORFODINÂMICA ESTUARINA DE CANANEIA, SÃO PAULO

Sandro Francisco Detoni¹

INTRODUÇÃO

Os ambientes costeiros sedimentares, em relação à dinâmica geomorfológica, são altamente instáveis, característica amplificada quando se trata de áreas estuarinas, visto que as variações de maré determinam um ciclo temporal de certa intensidade nos processos morfológicos. Por outro lado, as alterações antropogênicas nesses espaços podem potencializar os efeitos relativos à erosão e a deposição sedimentar e impor impactos ambientais negativos de diferentes magnitudes e abrangências. O complexo lagunar-estuarino de Cananeia-Iguape, no litoral sul de São Paulo, satisfaz essa condição potencial de instabilidade geomorfológica que se efetivou por meio da alteração morfodinâmica a partir de determinadas modificações antropogênicas, as quais se destacam a construção de dois canais fluviais - o Valo Grande, em Iguape, e o Varadouro, em Cananeia, que resultaram no aumento das taxas erosivas e deposicionais em áreas específicas do sistema lagunar. Assim, o objetivo deste trabalho é desenvolver os pressupostos que embasam a hipótese de que o Canal do Varadouro alterou a velocidade dos processos morfodinâmicos no Canal de Arapira, fato que contribuiu para o deslocamento de sua desembocadura.

A planície costeira regional é composta por terraços pleistocênicos e restingas formadas desde o Holoceno. Estas últimas resultam dos episódios que se iniciaram durante a transgressão marinha, ocorrida após o *Optimum climático* entre 6.000 e 5.000 AP e a consequente elevação do nível do mar em torno de 3,5 metros acima do nível atual, consequentemente, a linha de costa atingiu o sopé da Serra do Mar. Dessa forma, os atuais morros e maciços costeiros, naquele momento, ficaram ilhados, ou seja, as atuais formações residuais são consideradas paleoilhas. Segundo Ab'Sáber (2005), os remanescentes dos processos geológicos e fisiográficos propiciaram a formação de restingas entres os esporões costeiros que possuem dois ou três cordões de areia facilmente identificáveis em cartas topográficas. O autor descreve três gerações de restingas intercaladas por longas lagunas interligadas: Mar de Fora, Mar de Dentro e Mar de Itapitangui. Já as planícies de marés com manguezais se relacionam às baías

¹ Professor de Ensino Superior da Faculdade de Tecnologia de Barueri, sandrogeousp@yahoo.com.br

de ingressão marinha, cuja tropicalidade permitiram a atual constituição vegetacional, também relacionadas ao movimento de regressão após 5.500 AP. Suguio et al. (1985) identificaram os seguintes paleoníveis marinhos na região: o mais alto de 120.000 AP, datados como do Pleistoceno, descritos como oriundos da Transgressão Cananeia. Além desse nível, relatam-se dois níveis de depósitos sedimentares - um inferior que corresponde à fase transgressiva e outro superior à fase regressiva. O primeiro nível, correspondente a Transgressão Santos, apresenta alinhamentos de cristas de praias e depósitos menos extensos, datados em 5.100 AP. Já a fase atual é responsável pelas cristas de praias regressivas holocênicas, conforme descrito. Segundo o autor, as oscilações após 5.100 AP foram suficientemente grandes para serem atribuídas à glacioeustasia. Nesse sentido, podem ser explicadas pelo levantamento regional de toda superfície geoidal antes de 5.100 AP.

O contato estuário-oceano regional ocorre, originalmente, por três barras que aqui são elencadas de sudoeste para nordeste: Ararapira, Cananeia e Icapara (Figura 1). Destaca-se que tais aberturas permitem que as águas oceânicas adentrem ao ambiente continental por meio do ciclo de maré. A dinâmica geomorfológica da planície de maré determinará, entre outros fatores, a vegetação de mangue, em razão do fluxo periódico de águas salinas no sistema lagunar, com importante papel exercido pela Baía do Trapandé, localizada entre a Ilha Comprida e a Ilha da Cardoso.

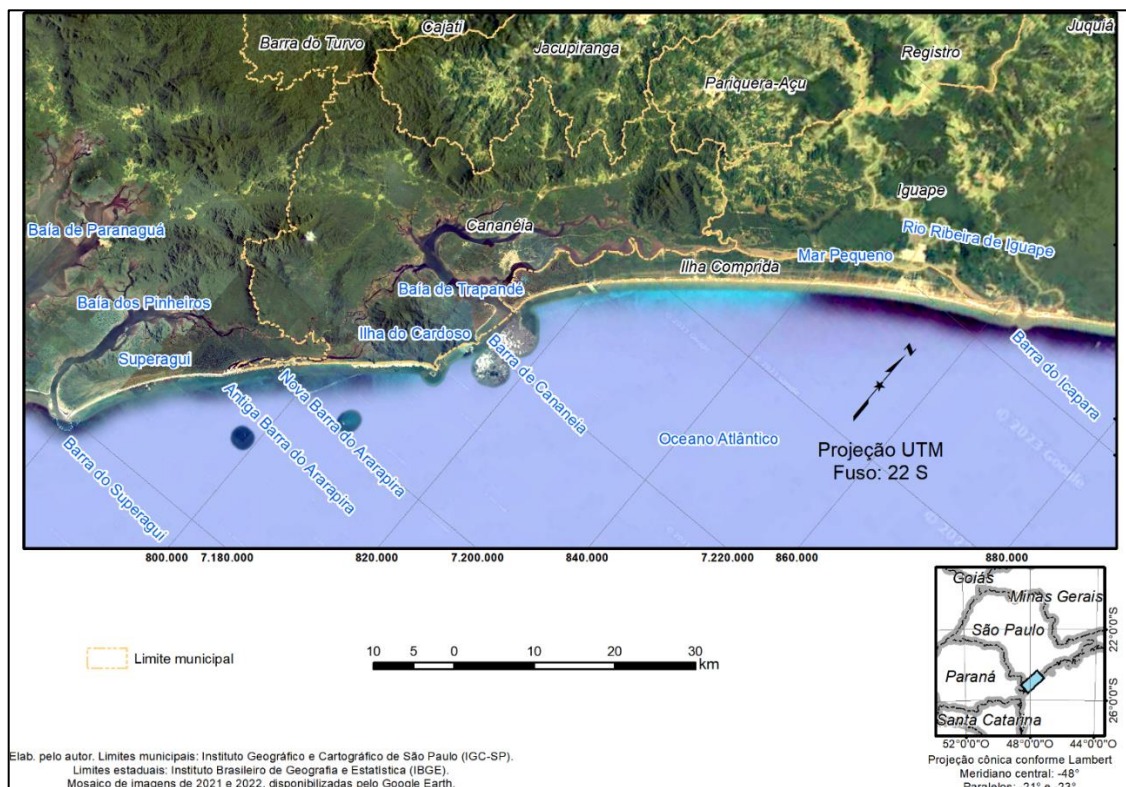


Figura 1. Mapa de localização do complexo lagunar-estuarino de Cananeia-Iguape.

Por fim, destaca-se que o deslocamento da desembocadura do Ararapira decorre da morfodinâmica regional que resultou no desenvolvimento de um pontal arenoso formado por cordões dunares que se ancoraram no setor sudoeste do maciço granítico da Ilha do Cardoso.

MATERIAIS E MÉTODOS

Descreveu-se as características que determinaram a formação paisagística estuarina, sobretudo, nos aspectos relativos à morfocronologia geomorfológica e geológica. Buscou-se compreender a dinâmica dos fluxos de maré e analisar a ação da corrente de deriva litorânea na foz do Canal de Ararapira para apresentar os modelos teóricos relativos aos processos erosivos e deposicionais no contexto dessas variáveis. Por fim, obtiveram-se informações junto aos habitantes do bairro do Ariri acerca das alterações percebidas nos processos morfodinâmicos a partir do estabelecimento do Canal do Varadouro.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O fluxo de maré de enchente e de vazante é um dos principais fatores que modelam as morfologias dos canais do ambiente estuarino. Para Miyao e Harari (1989), as correntes de maré são responsáveis pelos processos de trocas e misturas das águas continentais e oceânicas, além de se constituírem num agente efetivo no processo de transporte de sedimentos. Os autores atribuem ao efeito de atrito que provoca, principalmente, a mudança de fase e um decaimento das componentes. A assimetria na duração nas marés de vazante e enchente, essa última com maior duração, ocasiona influência na tendência de deposição sedimentar.

No Canal de Ararapira, as águas oceânicas adentravam ao estuário pela barra homônima e pela Barra de Cananeia. Almeida (1961) descreve que a localização aproximada que se encontravam os fluxos de marés advindos dessas barras era a Ilha da Tumba, corruptela de Tombo, referente ao tombo das águas, que os moradores costumam chamar *tambalasaguas*. Segundo depoimento dos moradores do Bairro do Ariri que trabalham com o transporte hidroviário na região, o ponto atual do encontro entre as marés está, por volta, de 4 km da antiga marcação, no sentido da Baía de Trapandé, nas imediações da curva da Laranjeira e do Sambaqui Branco.

Deve-se considerar que o estabelecimento do Canal do Varadouro determinou a modificação dos fluxos morfodinâmicos no estuário. O local era uma passagem terrestre oficial

entre a região de Cananeia e a de Paranaguá. Segundo Rodrigues (1959), as obras do canal se iniciaram em 1952 e foram finalizadas em 1959. A ação hídrica, gradualmente, erodiu uma feição côncava no setor meândrico, à nordeste, do Canal de Ararapira, processo que faz parte da dinâmica natural estuarina. O aumento ou a diminuição da intensidade energética opuseram um rearranjo erosivo e deposicional naquele setor do canal, cujo um dos fatores desencadeadores foi a alteração da dinâmica das correntes de marés vazantes, a partir da abertura do Canal do Varadouro, na década de 1950.

O papel fundamental dos processos morfodinâmicos se dá nas correntes de marés, por consequência, as conexões entre o oceano e o estuário, que permitem a entrada desses fluxos hídricos no sistema, possibilitam o entendimento dos mecanismos que definem o equilíbrio ambiental regional. Oertel (1975) descreve que a interação entre as correntes costeiras e as de maré dinamiza diferentes forças energéticas que resultam na formação de bancos de areia na foz estuarina. Para Suguio et al. (1985), os mecanismos atuantes na desembocadura fluvial em zona litorânea são definidos em função dos movimentos de alta e de baixa descarga fluvial. Nos períodos de alto fluxo fluvial, o jato de água na desembocadura atuará como uma barreira que bloqueia o transporte das areias durante o movimento de deriva litorânea, da mesma forma que um mole artificial. Ao bloquear o transporte das areias, haverá deposição sedimentar na frente da corrente (barlamar) e erosão a sotamar, em que o déficit de sedimentos pode ser compensado pela própria corrente fluvial. Interessa-nos aqui relacionar o processo de fechamento da antiga desembocadura da Barra do Ararapira à hipótese da diminuição da descarga fluvial que, segundo Suguio et al. (1985), fará, praticamente, desaparecer o obstáculo representado pelo jato fluvial de modo que a "meia-cúspide", construída a barlamar, na fase precedente, poderá sofrer acelerado processo de erosão. A deposição e a retirada de sedimentos desenvolviam, originalmente, na antiga Barra do Ararapira, duas morfologias de delta de maré, conforme relata Angulo (1993): uma vazante, a qual decorria do efeito e da distribuição sedimentar, resultado do fluxo hídrico advindo do canal; e outra de enchente, relacionada à deposição dos sedimento da deriva litorânea predominante.

A distribuição e redistribuição sedimentar por meio do processo de deriva litorânea e a consequente ação de ondas são dinamizados pelos seguintes sistemas atmosféricos: a Massa Tropical Atlântica (mTa) - ondas de leste-nordeste - e o Massa Polar Atlântica (mPa) - ondas de sul-sudeste. Na antiga desembocadura do Ararapira, os trens de ondas de sul-sudeste distribuem os sedimentos na margem do Superagui. Contudo, o fluxo hídrico do Canal de Ararapira, principalmente, em razão da variação de maré, determina uma espécie de mole na desembocadura, o qual é destruído nas marés meteorológicas. Já a deriva litorânea de leste-

nordeste, é responsável pelo aumento do setor arenoso da Ilha do Cardoso, ou seja, determina o transporte de sedimentos no sentido sudoeste que provocava o aumento da língua arenosa.

Tessler (1988), ao descrever os mecanismos que afetam a Barra de Ararapira, sobressalta o estabelecimento da excentricidade no transporte sedimentar litorâneo local, cujo rumo do crescimento do cordão arenoso da Ilha do Cardoso é de sudeste e não de nordeste. A progradação, próxima à desembocadura, no sentido sudoeste, é explicada em razão da erosão das marés de vazante sobre os antigos depósitos arenosos de direção geral sudoeste-nordeste. Os padrões de alinhamento dos cordões litorâneos são semelhantes aos da Ilha Comprida. No entanto, a margem erosiva se associa à continuidade lateral como uma feição do tipo esporão arenoso enraizado na porção externa dessa margem côncava de desenvolvimento oposto a progradação do canal.

Esse padrão, semelhante ao apresentado por um rio meandrante, é condicionado pelos fluxos alternados de marés com o crescimento das feições deposicionais no mesmo sentido da corrente de maré predominante. O crescimento do cordão da Ilha do Cardoso, ou seja, a face interna da praia decorre da deposição dos sedimentos arenosos erodidos na margem oposta do canal, localizada na Ilha do Superagui. As correntes de deriva litorânea no sentido nordeste promovem a tendência de fechamento da desembocadura do canal. Por outro lado, o fluxo de maré vazante impõe a formação de um esporão de margem côncava. Destaca-se também o abandono dos sedimentos arenosos carregados pelas águas provenientes do canal na região marinha próxima à desembocadura lagunar. Tal mecanismo é mais eficiente quanto maior a intensidade do fluxo que flui para fora através da desembocadura lagunar, condição que ocorre, predominantemente, durante a passagem de frentes frias, quando os ventos predominantes sul-sudeste causam o aprisionamento das águas nos sistemas lagunares. Isso faz com que o volume de água retido seja superior ao período dos ciclos normais de maré. Ao cessar o evento atmosférico, a maior intensidade do fluxo de maré vazante acelera o processo erosivo das margens côncavas, o que promove a alimentação das margens de deposição e ilhas lagunares por sedimentos arenosos. Durante esses eventos, com o transporte litorâneo mais intenso, a construção do esporão arenoso da desembocadura é acelerada que, juntamente com os bancos arenosos submersos, tentam obstruir a foz. A tendência de obstrução é rompida quando a vazão é intensificada. Nos intervalos de atuação dos sistemas frontais, a deriva litorânea remobiliza esses sedimentos e os incorpora à Praia do Ararapira, em especial nas áreas localizadas mais a sudoeste. Há, assim, uma incorporação associada ao processo erosivo pelas correntes de maré de vazante, responsável pelo deslocamento da desembocadura rumo a sul (TESSLER, 1988).

A deposição sedimentar na antiga desembocadura do Canal de Ararapira decorre do processo gradual de diminuição da ação energética do fluxo hídrico no local. Se por um lado há o gradativo assoreamento da barra, por outro, houve também a intensificação erosiva de um dos setores côncavos do Mar de Ararapira que culminou com a abertura de uma nova comunicação entre o estuário e o oceano. A abertura do Canal do Varadouro influenciou a intensidade da ação erosiva e deposicional, devido ao rearranjo do fluxo hídrico de enchente e de vazante, pois se passou a ter mais um ponto de comunicação entre o ambiente lagunar e o oceano. Destaca-se também que a abertura do canal estabeleceu um encontro das correntes de maré de enchente no setor intermediário entre as barras do Ararapira e do Superagui. Essa junção, per se, não explicaria o incremento de águas na região do Ararapira, visto que o encontro entre as marés passou a ocorrer no próprio canal². Cabe analisar o papel de certas condições atmosféricas peculiares, as quais podem aumentar o fluxo hídrico proveniente do canal artificial em direção ao sistema lagunar regional. Torna-se oportuno recorrer à contribuição de Angulo (1993) que, ao analisar a morfologia das dunas frontais no litoral do Paraná, descreveu o comportamento eólico ao sul da foz do Ararapira, com base nos dados da Empresa de Portos do Brasil (Portobrás). O autor ressalta a predominância, no quadrante sudeste e sul-sudeste, dos ventos de maiores intensidades. O fluxo eólico de 8 m/s compõe mais da metade dos ventos dessas velocidades, ao comparar com os demais quadrantes. Já as velocidades de 10 m/s e as de 10 a 14 m/s concentram, respectivamente, 81,2% e 74,5% dos ventos para o quadrante descrito³. Apesar de o Canal do Varadouro possuir direção predominante de nordeste-sudoeste, a ação energética desses ventos tende a formar um corredor que seria capaz de deslocar massas significativas de águas para a região jusante da foz do rio Varadouro⁴, acrescenta-se o bloqueio do fluxo na direção da Baía dos Pinheiros. Esse condicionante ocasiona o aumento da quantidade de água no Canal do Ararapira, o que, por conseguinte, intensifica a atividade erosiva, principalmente, nos setores côncavos do canal. É frutífero ponderar que, em certas ocasiões, parte das águas da fase de enchente podem drenar, na fase vazante, pelo Canal do Varadouro em direção a Baía dos Pinheiros, no Paraná, o que também determinou o desequilíbrio morfodinâmico regional.

A gradativa influência sobre a diminuição das velocidades e, por consequência, da energia cinética na foz do Ararapira, em razão da abertura do Canal do Varadouro, favoreceu a

² Comunicação obtida junto aos barqueiros do Ariri.

³ Destaca-se também a contribuição do quadrante sul-sudoeste para as velocidades de 8, 10 m/s e o intervalo entre 10 e 14 m/s, que contribuem, respectivamente, com 10,5%, 8,6% e 15,7%.

⁴ A foz do rio Varadouro está por volta de 20 km da antiga Barra do Ararapira.

deposição de sedimentos na margem da Ilha do Superagui. O fluxo hídrico passou a não contar com a ação energética suficiente para provocar o efetivo efeito mole e o extravasamento de suas águas para o oceano foi dificultado cada vez mais. De outra parte, a deposição de sedimentos, resultado da deriva nordeste, permitiu em certo momento, além da diminuição de profundidade, o fechamento do canal. O novo canal foi aberto, na parte côncava do perfil meandrante, onde os processos erosivos estabelecidos foram favorecidos pelo gradual de fechamento da antiga barra.

O fator essencial no rompimento do bloqueio arenoso na foz do Canal do Ararapira são os fluxos mais incisivos das correntes de maré vazantes, resultados da passagem de sistemas frontais e do aprisionamento de água no sistema lagunar. Dessa forma, no momento que a passagem dessas massas atmosféricas causa o aumento da precipitação, ganha importância também o fluxo fluvial. A interferência nos sistemas de escoamento fluvial pode interferir na concentração e na intensidade desse fluxo no Ararapira.

Deve-se considerar a diferença entre o horário da preamar e da sotamar na Barra do Ararapira, em comparação à Barra do Superagui, visto que esse aspecto pode favorecer o fluxo unidirecional advindo do canal artificial no ciclo de vazante. Os dados das tábuas de marés apontam que em Cananeia a preamar ocorre, anteriormente, que em Paranaguá. Por outro lado, a sotamar de Paranaguá precede a de Cananeia. Assim, pode-se estimar o mesmo ciclo para as barras de Superagui e de Ararapira.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Observa-se que as correntes de maré possuem intensidades energéticas distintas. A ação erosiva das vazantes é de maior intensidade. Essa corrente também possui a função de carregar sedimentos para fora do estuário. No entanto, qualquer alteração na sua intensidade pode ocasionar o gradativo processo de acreção sedimentar no Canal de Ararapira, principalmente, no setor entre a foz do rio do Varadouro e a sua desembocadura. Nesse sentido, deve-se considerar que o canal artificial intensificou os ciclos de erosão e deposição no Ararapira, o que contribuiu para um novo equilíbrio ambiental na morfologia estuarina. Descreve-se a influência na velocidade dos fluxos de maré de vazante, visto que o volume de água passa a contar com três “vertedouros”, Ararapira, Trapandé e Varadouro, os quais passaram a subdividir o escoamento hídrico para o oceano. O tempo da maré vazante passou a ser menor, além de ocorrer a provável diminuição da ação energética das águas na foz do Ararapira, que resultou no aumento gradual da deposição sedimentar no local. Em condições atmosféricas específicas,

a força energética eólica é capaz de transportar as águas da Baía dos Pinheiros para jusante da bacia do Varadouro. Há, assim, o aumento do volume das águas no estuário advinda do canal artificial. O sistema flúvio-lagunar tende a buscar um novo equilíbrio em razão da abertura de uma nova comunicação com o oceano, em uma das regiões côncavas mais suscetíveis aos processos erosivos, notadamente, a região da Enseada da Baleia. A nova comunicação entre o estuário e o oceano no Canal do Ararapira se estabeleceu entre os dias 27 e 28 de agosto de 2018, durante maré de sizígia, potencializada pelo deslocamento de uma massa de ar polar.

Palavras-chave: Geomorfologia costeira; Estuário; Canal de Ararapira; Canal do Varadouro.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. **Litoral do Brasil/Brasilian coast**. São Paulo: Metalivros, 2005, 281p., tradução Charles Holmquist.
- ALMEIDA, A. P. de. Memória histórica sobre Cananéia. **Revista de História**, [S. l.], v. 22, n. 45, p. 191-237, 1961. DOI: [10.11606/issn.2316-9141.rh.1961.120200](https://doi.org/10.11606/issn.2316-9141.rh.1961.120200).
- ANGULO, R. J. Morfologia e gênese das dunas frontais do litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23, n. 1, p. 68-80, 1993. DOI: [10.25249/0375-7536.19932316880](https://doi.org/10.25249/0375-7536.19932316880).
- MIYAO, S. Y.; HARARI, J. Estudo preliminar da maré e das correntes de maré da região estuarina de Cananéia (25°S - 48°W). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 37, n. 2, p. 107-123, 1989. DOI: [10.1590/S0373-55241989000200003](https://doi.org/10.1590/S0373-55241989000200003).
- OERTEL, G. F. Ebb-tidal deltas of Estuaries. In: CRONIN, L. E. **Estuarine research. Volume II: Geology and engineering**. New York: Academic press, 1975, p. 267-276. DOI: 10.1016/b978-0-12-197502-9.50021-6.
- RODRIGUES, M. R. da C. O canal do Varadouro. **Revista de História**, [S. l.], v. 19, n. 40, p. 473-508, 1959. DOI: [10.11606/issn.2316-9141.rh.1959.119807](https://doi.org/10.11606/issn.2316-9141.rh.1959.119807).
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J., AZEVEDO, A. E. G. de. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-86, 1985. DOI: [10.25249/0375-7536.1985273286](https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985273286).
- TESSLER, M. G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista**. Tese de doutoramento em Paleontologia e Estratigrafia. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 1988, 296 pp.