

## 3.1.2 MEIO FÍSICO MARINHO

### 3.1.2.1 CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA, GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA MARINHAS

#### 3.1.2.1.1 Caracterização Geológica e Geomorfológica Marinha

##### ■ Características da linha de costa

A geomorfologia da linha de costa do Estado de São Paulo e da plataforma continental adjacente é resultante de eventos que ocorreram em dois momentos distintos do tempo geológico (TESSLER *et al.*, 2006). No final do Cretáceo, as reativações tectônicas promoveram o soerguimento da Serra do Mar e subsidência da Bacia de Santos (ALMEIDA, 1976). No Quaternário, variações do nível do mar promoveram a formação das bacias sedimentares quaternárias; Suguio & Martin (1978) reportaram a ocorrência de dois eventos transgressivos-regressivos com idades relativas ao máximo transgressivo de 120.000 e 5.100 AP (antes do presente).

A sucessão desses eventos resultou na formação de dois setores geomorfologicamente distintos do litoral paulista, onde a Ilha de São Sebastião representa o principal marcador geomorfológico tanto da linha de costa como da plataforma continental interna. Deffontaines (1935) reconheceu duas regiões bem definidas: a costa oeste, com características de costa retilínea, e a costa leste, com característica de costa recortada e com maior ocorrência de ilhas. Fúlfaro & Coimbra (1972) propuseram a compartimentalização do litoral em setor norte, situado entre a divisa com o Estado do Rio de Janeiro e a Ponta da Boracéia (Bertioga), e setor sul, da Ponta da Boracéia até a divisa com o Paraná.

Ao sul da Ilha de São Sebastião, a linha de costa apresenta direção predominantemente NE-SW, com rara presença de ilhas, compreendendo planícies costeiras mais amplas, exibindo um grande sistema estuarino-lagunar associado à maior bacia hidrográfica do litoral (Rio Ribeira de Iguape) e praias mais contínuas, separadas por pequenos pontões do embasamento cristalino.

O setor norte é caracterizado por uma linha de costa recortada (devido à proximidade da Serra do Mar), orientada na direção E-W, com amplitudes topográficas maiores e planícies costeiras estreitas, com a presença de diversas baías, enseadas, sacos, pontas rochosas que avançam em direção ao mar (SOUZA, 2012).

Na parte continental adjacente à porção sul do litoral paulista está localizado o Complexo Estuarino-lagunar de Cananéia - Iguape - Paranaguá (Lagamar): uma das mais importantes áreas úmidas da costa brasileira em termos de biodiversidade e produtividade natural. Este é reconhecido nacional e internacionalmente como terceiro ecossistema mais produtivo do Atlântico Sul, devido às suas características ambientais estarem muito bem preservadas, sendo considerado como Reserva da Biosfera da Mata Atlântica em 1993 (UNESCO, 2005), bem como Sítio do Patrimônio Mundial Natural, do conhecimento científico e da preservação de valores humanos e do saber tradicional com vistas a modelos de desenvolvimento sustentado (UNESCO, 1999).

No Lagamar está inserido o território da Área de Relevante Interesse Ecológico do Guará (ARIEG), que faz parte de um mosaico de Unidades de Conservação (UC), voltadas à conservação da biodiversidade e ao uso sustentável dos recursos naturais, em especial, da preservação dos numerosos manguezais da região.

### Evolução da Ilha Comprida

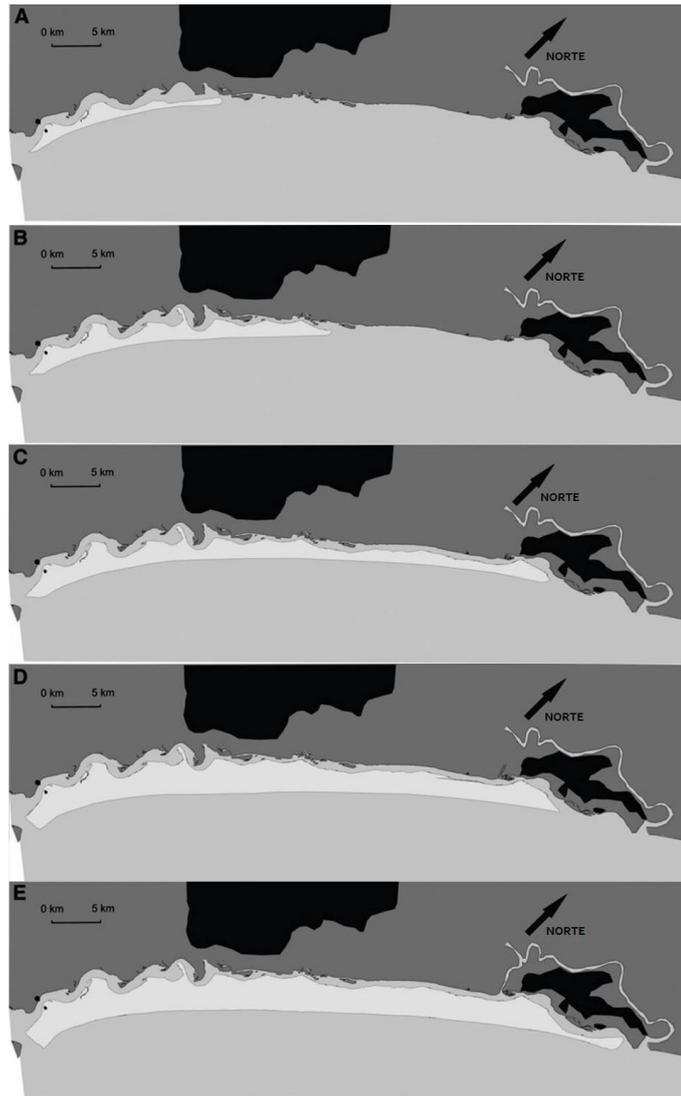
A Ilha Comprida é uma importante feição fisiográfica do Litoral Sul de São Paulo; uma ilha barreira quaternária, onde o Morrete com 40 m de altitude é o único destaque na paisagem essencialmente arenosa e cuja evolução impacta diretamente a configuração da linha de costa e a própria estrutura do Lagamar.

A Ilha Comprida tem aproximadamente 70 km de extensão, possui largura entre 3 e 5 km, e tem como limite sul a Ilha do Cardoso e ao norte a Ilha de Iguape, separada do continente por uma laguna denominada Mar Pequeno. Sua ocupação data desde a pré-história, com a presença de sambaquis, passando pela tentativa de formação de núcleo urbano na fase colonial, com a chegada de Martin Afonso de Souza e a colocação de um marco de pedra com as armas de Portugal na região de Cananeia.

Suguio & Martin (1978) apresentaram um modelo para evolução geológica da Ilha Comprida durante o Holoceno. Após o primeiro estágio de nível do mar (5500 AP), período o qual apenas a região do Morrete estava emersa, a ilha cresceu em direção a NE. Tal crescimento é percebido através de cristas praias ao longo da porção mais interna da ilha atual. Durante um pequeno evento transgressivo (3500 AP), as cristas foram parcialmente erodidas, seguidas da construção das cristas praias externas atuais.

Guedes *et al.* (2011) propuseram outro modelo de evolução para a Ilha Comprida, baseados em cinco fases distintas de evolução (Figura 3.1.2.1.1-1).

Os autores apontam que a ilha começou como uma barreira transgressiva do Holoceno há 6000 anos antes do último máximo do nível relativo do mar. Após essa fase inicial, houve uma progradação até 5000 A.P., com rápido crescimento tanto longitudinal quanto transversal, pela adição de cordões litorâneos. Entre 5000 e 1900 A.P., a evolução se deu de maneira branda, com baixa engorda transversal e longitudinal (5,2 a 6,9 metros/ano). A partir de 1900 A.P. até aproximadamente 500 A.P., um processo de engorda transversal de toda a ilha se estabelece, devido ao bloqueio longitudinal da ilha na porção NE, devido à presença dos morros próximos a Iguape. Depois de um relativo período de estabilidade entre 500 e 200 A.P., devido provavelmente às variações no regime de ventos e ondas, a ilha vence o obstáculo natural e volta a apresentar um crescimento longitudinal acelerado para NE, sendo tal situação presente até os dias atuais. Os autores ainda sugerem a intensificação deste processo após a abertura do canal artificial do Valo Grande e o aumento da capacidade de retenção de sedimentos devido ao efeito de molhe hidráulico.



**Figura 3.1.2.1.1-1 - Modelo evolutivo para a ilha proposto por Guedes *et al.* (2011), com cinco estágios de crescimento relacionados com variações do nível do mar relativo ao quaternário. A: Primeira fase (6000 AP); B: Segunda fase (5000AP); C: Terceira fase (1900 AP), D: Quarta fase (200 AP); E: Quinta fase (Presente).**

A extremidade norte da Ilha Comprida, no lado lagunar onde se localiza a ARIEG, é formada por areias ricas em ácido húmico que parecem ter estado submersas durante o máximo da transgressão Santos há 5.100 AP, possivelmente pertencentes à Formação Cananéia. Após este nível máximo, a ilha sofreu processos de progradação rumo ao norte, processo associado à adição de cristas praias paralelas à linha de costa atual, que podem ter sido parcialmente erodidas durante uma transgressão menor que ocorreu antes do segundo máximo (3.500 AP) (SUGUIO & TESSLER, 1992). Os canais lagunares do Lagamar ocupam uma área de 115 km<sup>2</sup> de superfície e desembocaduras nas duas extremidades da Ilha Comprida: Barra de Cananéia ao sul e Barra de Icapara ao norte (MIYAO *et al.*, 1986).

A Figura 3.1.2.1.1-2 mostra as fisionomias costeiras no interior e entorno da ARIEG. Devido à sua natureza geomorfológica e à forte influência das águas de aporte fluvial, a linha de costa da ARIEG, bem como da margem oposta do Mar Pequeno nessa região, apresenta características de margens de rio, com banhados e manguezais. O limite norte da ARIEG é dado por uma lagoa formada

durante o processo de progradação da Ilha Comprida, com as mesmas características nas bordas. No interior da ARIEG ocorrem alguns trechos de costa arenosa. A ponta da praia é formada por planícies de maré resultantes da ação dos processos de deriva litorânea e progradação da Ilha Comprida rumo a Iguape.

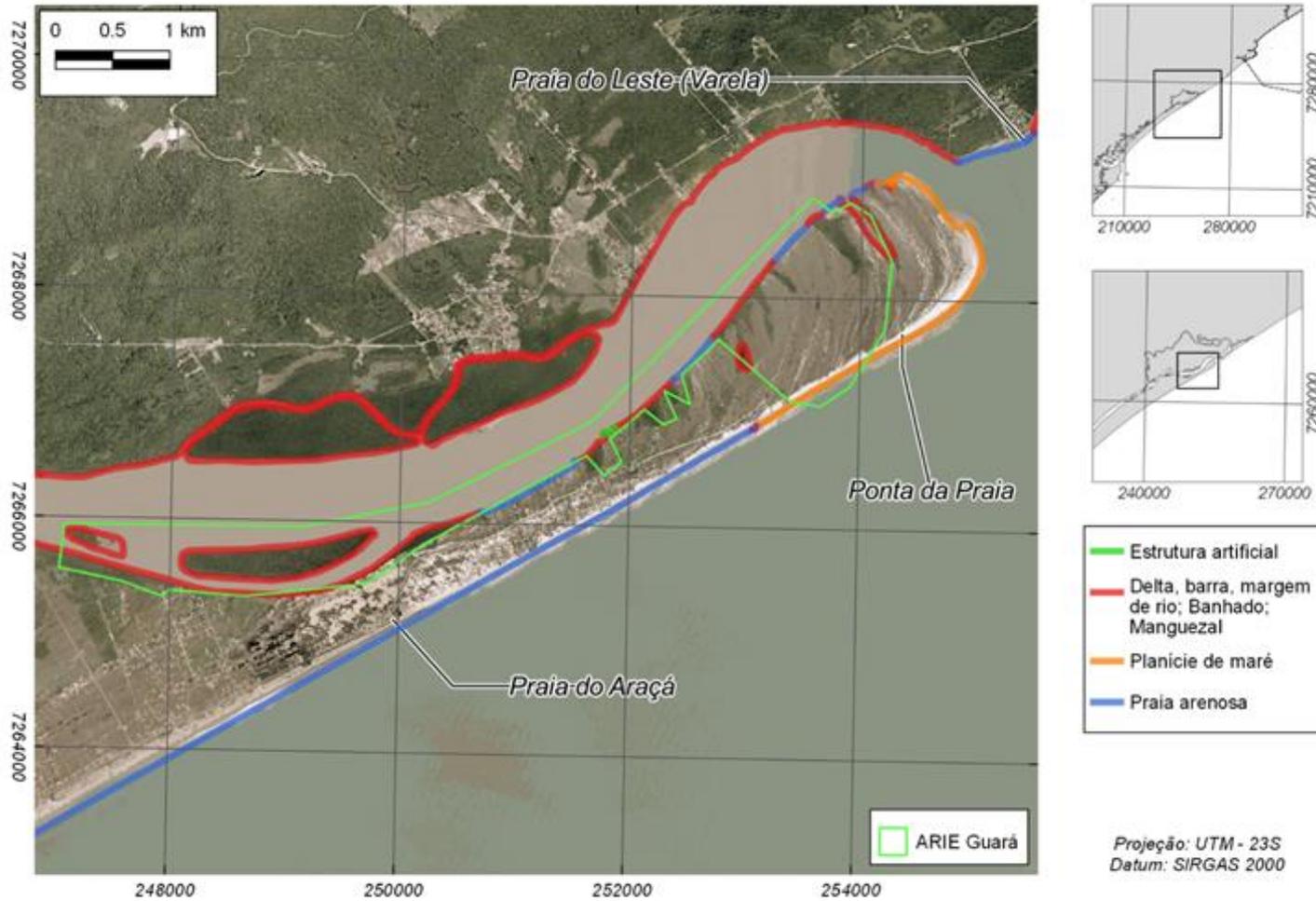


Figura 3.1.2.1.1-2 – Fisiografias costeiras no interior e entorno da ARIEG.

### ■ Características do fundo marinho: batimetria e composição

Tessler (1982) cita que, na parte norte do sistema lagunar, onde se encontra a ARIEG, existe um único canal de separação entre o continente e a Ilha Comprida, denominado Mar Pequeno. Este autor nomeia esta região norte do Mar Pequeno, onde se encontra a ARIEG, de Mar de Iguape, sendo que a largura deste canal varia de 1 a 3 km, e profundidades máximas de 12 m, com média em torno de 6 a 7 m. Fato importante destacado por este autor é que na região do Mar Pequeno em direção à Barra de Icapara (Mar de Iguape) não existe um canal submerso contínuo mais profundo de circulação, como observado na porção mais ao sul do Mar Pequeno

Com relação da composição do fundo marinho, Tessler (1982) verificou predomínio de sedimentos arenosos em, praticamente, toda a extensão do Lagamar (76,3%), destacando-se as areias, que representam 56% do total de amostras analisadas. A distribuição espacial, com base na classificação do Diagrama Triangular de Shepard, evidencia o predomínio de sedimentos arenosos ao longo do canal do Mar de Cananéia. Essa mesma tendência é observada ao longo do Mar de Cubatão (95%), Mar Pequeno (87%) e na Baía do Trapandé (90%) - Figura 3.1.2.1.1-3.

Em direção a Iguape, os sedimentos tornam-se progressivamente mais finos. Próximo à cidade de Iguape, os sedimentos são geralmente arenosos, contudo quando se aproximam do Valo Grande, tornam-se silticos ou argilosos. Depósitos de pelitos localizam-se, principalmente, entre a Pedra do Tombo e o Valo Grande, e secundariamente, nas margens convexas dos canais meandantes e em zonas onde ocorrem quebras de energia associadas aos fluxos fluviais e às marés.

De um modo geral, há uma predominância de sedimentos arenosos deriva do retrabalhamento atual dos sedimentos arenosos pleistocênicos ressuspensos pela ação das correntes geradas pelas marés, principalmente nas ocasiões de sizígia (TESSLER, 1982; BONETTI FILHO *et al.*, 1996).

Atualmente, o aporte de material da fração grossa (areia) para o sistema fica restrito às porções estuarinas e desembocaduras dos pequenos rios da região, que deságuam na área lagunar. De acordo com Bonetti Filho (1995) e Bonetti Filho *et al.* (1996), ocorre, no entanto, um aporte atual significativo de material pelítico em suspensão para o sistema através dos rios que drenam as serras localizadas ao S e SW da região, e principalmente, através do Valo Grande, a maior fonte de sedimentos para a área.

Toda a região sofre atualmente um forte processo de assoreamento, evidenciada pelo crescimento de feições sedimentares e deposição de finos, corroboradas pelas altas taxas de sedimentação observadas por Saito (2002).

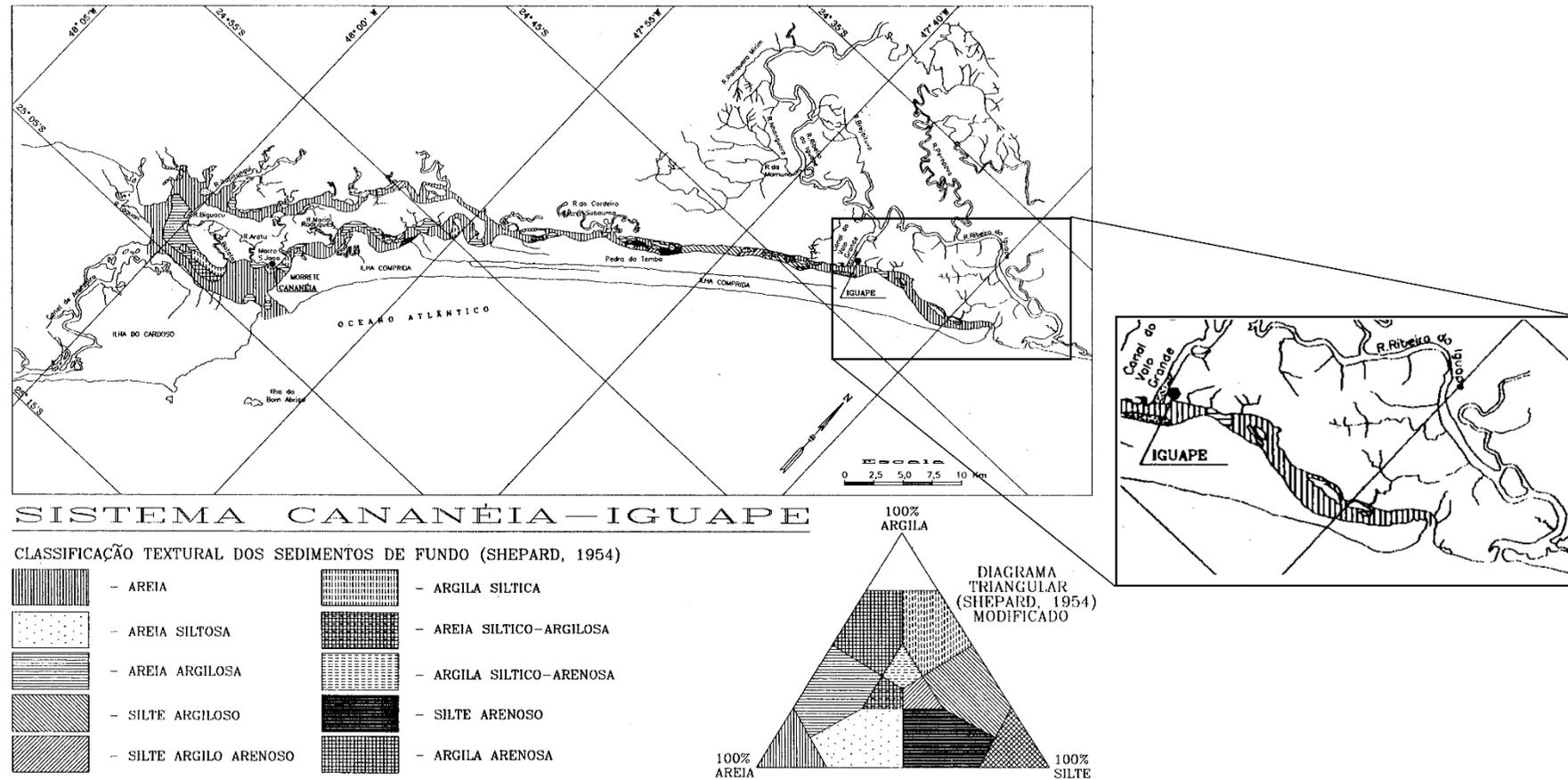


Figura 3.1.2.1.1-3 – Mapa de distribuição de sedimentos no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape com enfoque na área da ARIEG. Fonte: adaptado de Tessler & Souza (1998).

### Impactos do Valo Grande

Nas proximidades de Iguape o traçado natural do Rio Ribeira de Iguape se distancia 3 km do mar para continuar seu percurso por mais 30 km antes de desembocar no oceano. Entre 1827 e 1852 foi construído um canal artificial denominado Valo Grande, para promover a ligação entre o Porto do Ribeira e o Porto de Iguape no Mar Pequeno, e facilitar o escoamento da produção de arroz do Vale do Ribeira. Este canal foi originalmente aberto com 4,4 m de largura por 1,5 m de profundidade e, atualmente, apresenta 250 m de largura e 5 m de profundidade (GEOBRÁS, 1966).

Segundo Teles (1997), anteriormente à abertura deste canal, as profundidades médias não ultrapassavam 10 m, sendo forte a influência marinha através das correntes de maré. Durante os primeiros anos, as condições oceanográficas no Mar Pequeno praticamente não sofreram influências das cheias do Rio Ribeira de Iguape, que poderiam gerar processos erosivos no Valo Grande. Os sedimentos introduzidos no Mar Pequeno eram originários de desbarrancamentos nas margens do Valo Grande, e eram transportados pelas correntes de maré que avançavam pelo canal.

Entretanto, de 1860 a 1911, o Valo Grande despejou cerca de 4.200.000 m<sup>3</sup> de areia erodida de suas margens no Mar Pequeno (GEOBRÁS, 1966), principalmente durante as cheias do Rio Ribeira de Iguape. Estes sedimentos formaram depósitos submersos ou barras no Mar Pequeno, diante da desembocadura do Valo Grande, que, gradativamente, formaram ilhas no sentido da corrente predominante.

O carreamento do material arenoso do leito e das margens do Valo Grande foi a causa principal do seu alargamento, aliado as causas secundárias locais, como as variações do nível de água pelo efeito das marés, as infiltrações de água pluvial e as ondas provocadas por ventos locais e pela passagem de embarcações. Como consequência, houve o assoreamento do Porto de Iguape e o avanço deste, rumo às desembocaduras lagunares (GEOBRÁS, 1966).

A partir de 1978, o Valo Grande foi fechado por uma barragem, visando a proteção das margens do Valo Grande, evitando erosões provocadas pelas correntes e o aporte de água doce no sistema estuarino (GEOBRÁS, 1966). O sistema estuarino pararia de receber uma grande quantidade de sedimentos finos e o Mar Pequeno provavelmente não teria as mesmas condições ecológicas que apresentava antes da abertura do Valo Grande. Neste intervalo de tempo, entretanto, ocorreram transposições de água doce por sobre a barragem e o rompimento desta, permitindo a descarga fluvial e de sedimentos em suspensão.

Atualmente, o Valo Grande encontra-se aberto, permitindo a descarga de água doce e sedimento em suspensão no sistema. Desse modo, as águas do Mar Pequeno apresentam, em diversos pontos, características físico-químicas mais próximas àquelas encontradas em águas interiores (como salinidade muito baixa) do que às características de águas marinhas ou salobras.

#### ■ Progradação e erosão costeira

Diante da relevância do tema associado às mudanças climáticas para a gestão da ARIEG, foi dada atenção especial ao mesmo neste Diagnóstico, ponto abordado também como relevante no Diagnóstico Participativo (FUNDAÇÃO FLORESTAL, 2014). Este tema está conectado com os

temas detalhando as fragilidades geotécnicas e áreas de risco do presente Diagnóstico do meio físico.

Um agente dinâmico muito importante na determinação das características morfológicas de uma praia é a incidência de ondas na linha de costa, que gera um sistema de circulação ou correntes costeiras, classificadas em quatro tipos: transporte de massa de água costa-adentro (*onshore transport*); correntes de deriva litorânea (*longshore currents*); fluxos de retorno costa-afora, que incluem as correntes de retorno e o transporte de massa de água costa afora (*offshore transport*); e o movimento ao longo da costa das cabeças das correntes de retorno (USACE, 2003).

O ângulo de incidência das ondas na praia determinará o tipo de circulação costeira. A componente paralela à praia, denominada corrente de deriva litorânea ou longitudinal, é a mais importante dentre as correntes costeiras. Ela é o principal agente de movimentação, retrabalhamento e distribuição dos sedimentos ao longo da costa. A deriva litorânea é produto de duas componentes vetoriais, a deriva costeira, que atua na zona de surfe e tem sentido paralelo à praia, e a deriva praial, que atua na faixa entre marés e face da praia, definindo um padrão de transporte com padrão serrilhado, mas com mesmo sentido resultante da deriva costeira (TAGGART & SCHWARTZ, 1988; KOMAR, 1991).

A deriva litorânea resultante tem o sentido no qual a maioria dos sedimentos se move durante um longo período de tempo, independente de variações eventuais.

Cada setor de costa com um determinado sentido de deriva litorânea resultante forma uma “célula de circulação costeira” (NODA, 1971; JACOBSEN & SCHAWARTZ, 1981; TAGGART & SCHWARTZ, 1988). Cada célula consiste de três zonas: (a) zona de erosão, onde se origina a corrente (barlamar) e há maior energia de ondas; (b) zona de transporte, através da qual os sedimentos são transferidos ao longo da costa; e (c) zona de deposição ou acumulação, onde a corrente termina (sotamar), havendo diminuição de energia das ondas. Uma célula de circulação costeira pode começar e terminar ao longo de um pequeno trecho, de poucas dezenas de metros, ou pode se prolongar por quilômetros de distância (TAGGART & SCHWARTZ, 1988).

A deriva litorânea resultante corresponde à somatória das células obtidas em cada arco ou segmento praial. Quando duas células estão presentes, lado a lado, duas situações podem ocorrer: (i) convergência de correntes (zona de sotamar de duas células), onde haverá intensa acumulação de sedimentos; (ii) divergência de correntes (zona de barlamar de duas células), onde o processo erosivo será acentuado.

Quando duas células de deriva litorânea se encontram ou a terminação da célula se dá na extremidade da praia, há a geração de outra componente, transversal à linha de costa, a corrente de retorno. Esta é responsável pelo transporte de sedimentos para fora da praia e também é uma das principais causas de afogamentos nas praias. De um modo geral, as correntes de deriva litorânea no litoral norte de São Paulo fluem para NE com retroflexões pontuais (SOUZA, 1997).

A Figura 3.1.2.1.1-4 apresenta a variação sazonal da distribuição da deriva potencial calculada por Silva (2014) na região de Ilha Comprida. Ainda que exista uma predominância na deriva litorânea para NE, observam-se importantes inversões sazonais para SW, que desempenham papel fundamental no balanço sedimentado de toda a região, em especial na Ponta da Praia da Ilha Comprida, que vem sofrendo um processo de progradação desde, pelo menos, o final do século XIX (TESSLER & MAHIQUES, 1993).

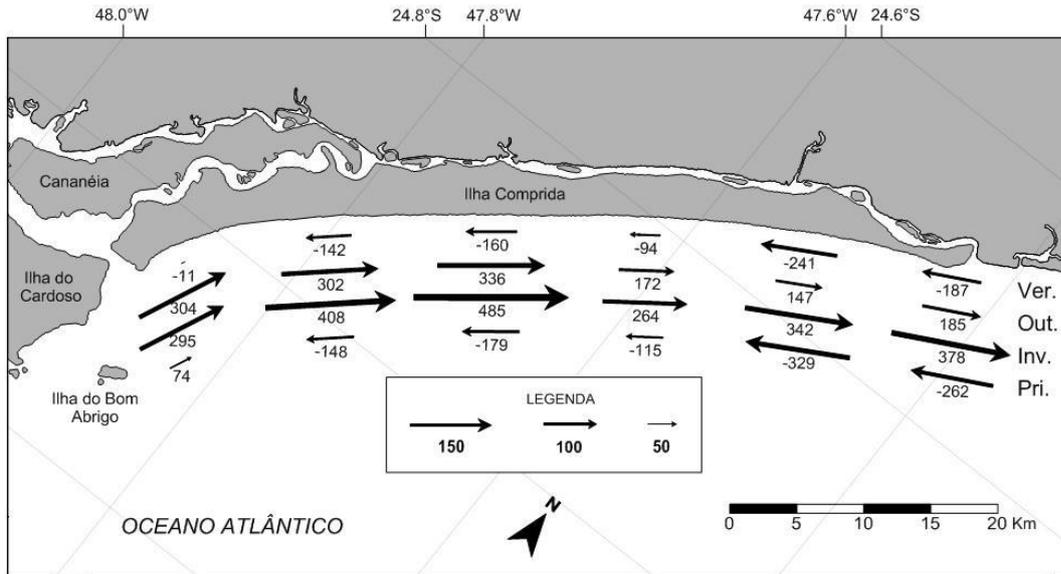


Figura 3.1.2.1.1-4 - Mapa com a direção preferencial sazonal das correntes de deriva litorânea potencial no Litoral Sul – valores adimensionais. Fonte: Silva (2014).

Os processos sedimentares (erosão, deposição e transporte) que ocorrem em uma praia são produto de condicionantes geológicos-geomorfológicos meteorológicos/climáticos, oceanográficos/hidrológicos e antrópicos (SOUZA, 1997, 2009).

O resultado do conjunto de processos sedimentares que atuam na praia pode ser medido por meio do seu balanço sedimentar que é, em outras palavras, a relação entre as perdas/saídas e os ganhos/entradas de sedimentos nessa praia. Quando o balanço sedimentar da praia for negativo, ou seja, quando a saída/perda de sedimentos for maior do que a entrada/ganho de sedimentos, haverá um déficit sedimentar, predominando assim o processo erosivo. Isto acarretará diminuição paulatina de sua largura e a retração da linha de costa. Se o saldo for positivo, a praia tenderá a crescer em largura, pela deposição predominante de sedimentos, e ocorre a progradação da linha de costa. No balanço sedimentar nulo (igual à zero) haverá o equilíbrio do sistema praial.

A erosão em uma praia se tornará problemática quando for um processo severo, acelerado e permanente ao longo de toda essa praia ou em partes dela, ameaçando assim áreas de interesse ecológico e/ou socioeconômico (SOUZA *et al.*, 2005). Nessas condições o fenômeno passa a ser denominado de erosão praial, quando se refere somente às praias, ou erosão costeira, quando atinge também promontórios, costões rochosos e falésias.

Embora a erosão costeira seja essencialmente produto de balanço sedimentar negativo no sistema praial, essa situação é decorrente de diversos mecanismos e fenômenos que podem ser atribuídos a processos naturais e fatores antrópicos (SOUZA & SUGUIO, 1996; SOUZA, 1997).

No caso da Ilha Comprida, os processos de erosão e progradação, fundamentais para o desenvolvimento da fisiografia atual da ilha, continuam atuando e promovendo a alteração da linha de costa. A Figura 3.1.2.1.1-5 mostra a evolução da Ponta da Praia desde 1962, quando a taxa de agradação dessa porção da Ilha Comprida estava acentuada. Apesar de a ARIEG ter sido criada

somente em 2008, o contorno da UC é apresentado na figura para auxiliar a visualização da evolução temporal da região.



**Figura 3.1.2.1.1-5 – Evolução da desembocadura do Mar Pequeno e da Ponta da Praia da Ilha Comprida. O contorno da ARIEG é mostrado na figura para facilitar a visualização do processo de crescimento da Ilha Comprida. Fonte de dados (2001 a 2013): DigitalGlobe via Google Earth Pro. Fonte da imagem de 1962: Nascimento Jr. (2006).**

No início da década de 1960 a desembocadura do Mar Pequeno ocupava uma posição a SW da sua posição atual, com leito mais estreito e um meandramento mais acentuado. A Barra de Icapara apresentava maior extensão zonal e se projetava mais para sul, em direção ao oceano. Em 2001, anteriormente à criação da ARIEG, a morfologia da região já se apresentava bem alterada. A Ponta da Praia crescera no sentido NE, o leito do Mar Pequeno estava mais largo e com meandramento mais suave e a Barra de Icapara se transformara num pontão, mas ainda separava a Ilha Comprida da Ilha de Iguape, ambas apresentando um crescimento convergente.

Em 2010, após a criação da ARIEG, o cenário continuava se alterando. A Ilha Comprida avançou mais em direção a Ilha de Iguape. A lagoa que delimita a porção norte da ARIEG já podia ser observada, bem estabelecida sobre a porção interna da Ponta da Praia. A face oceânica da Ponta da Praia sofreu um processo de erosão, deixando a linha de costa mais retilínea. Um processo de erosão muito importante pode ser observado na Barra de Icapara, que se apresenta muito recuada em comparação a 1962.

A imagem do painel superior mostra que, em 2013, os processos de erosão e progradação mantiveram a mesma tendência. As ilhas Comprida e Iguape se aproximaram mais, devido aos processos de agradiação dos cordões arenosos de ambas as ilhas, enquanto a linha de costa da Barra de Icapara recuou devido aos processos de erosão. A face oceânica da porção norte da Ilha Comprida continuou sendo erodida, de modo que o limite sudeste da ARIEG nessa região agora se projeta sobre o oceano. A lagoa no interior na ARIEG manteve-se estável nesse período.

Tessler *et al.* (2006) realizam um longo estudo por todo o litoral da costa paulista e concluíram que, ao contrário de muitos estados brasileiros, não possui grandes extensões praias submetidas a processos de erosão e/ou assoreamento. Estes autores identificaram 19 pontos de instabilidade ao longo da costa do Estado de São Paulo. De um modo geral, estes desequilíbrios estão ligados ou a obstáculos naturais que barram a deriva costeira de sedimentos ou então (mais comumente) a obras realizadas nas praias ou nos rios maiores que deságuam nas mesmas. Dois pontos de instabilidade merecem atenção por se localizarem próximo à ARIEG.

- **Desembocadura da Barra de Icapara**

A Barra de Icapara divide a ilha Comprida e Iguape. A Ilha Comprida é caracterizada neste local por um pontal arenoso em processo de agradiação, pelo menos desde o final do século XIX. Este crescimento se mantém no rumo geral da ilha exceto pela extremidade que apresenta uma rotação para norte. Em contrapartida, a Ilha de Iguape apresenta um processo erosivo acentuado. Ambos os processos ocorrem em situação muito semelhante àquela que existe na barra de Arapirã (TESSLER & MAHIQUES, 1993). Segundo estes autores, o que diferencia ambos os canais é justamente a direção do fluxo de maré vazante que, nesta barra, predomina para o rumo NE (concordando com a direção de crescimento da Ilha Comprida). Geobrás (1966) apontou crescimento na Ilha Comprida da ordem de 35m/ano e um recuo na Ilha de Iguape de aproximadamente 32 m/ano. A dinâmica local na desembocadura associada a progradação da Ilha Comprida e erosão da Ilha de Iguape resultou na erosão da antiga praia do Leste, hoje restrita a uma pequena faixa de areia. Em preamar, antigas casas são alcançadas pelo mar.

A ação conjunta do deságue da desembocadura da Barra de Icapara (um molhe hidráulico reforçado pela criação do Valo Grande) e de ondas incidentes no local barram a tendência regional de transporte sedimentar para NE e criam bancos arenosos submersos defronte à Ilha Comprida e, também, paralelos à mesma (TESSLER & MAHIQUES, 1993).

Próximo à cidade de Iguape (SP), situa-se o canal artificial do Valo Grande, que liga a calha original do rio Ribeira de Iguape à região do Mar Pequeno, no litoral sul paulista. Este canal foi escavado em 1852 com a finalidade de facilitar o transporte da carga e escoamento dos produtos do Vale do Ribeira entre o porto do Ribeira e o porto de Iguape. Sua largura inicial era de 4,40 metros sendo que após 130 anos, esta largura atingia 235 metros e profundidade máxima de 7 metros. O Rio Ribeira de Iguape adotou o valo como seu leito principal, escavando e carreando grandes volumes de material em suspensão e sedimentos para o Mar Pequeno, destruindo, por erosão de suas margens, parte da cidade de Iguape e assoreando seu porto. Com o Valo Grande aberto, a barra do Ribeira de Iguape evoluía de maneira não regular, parecendo avançar e retroceder ciclicamente em torno de uma posição média. O Mar Pequeno encontrava-se bastante assoreado, principalmente em frente à Iguape, embora este assoreamento fosse mais lento na década de 60 do que no passado, quando se formaram os bancos arenosos.

O Valo Grande foi fechado em agosto de 1978 e as águas do rio foram desviadas para a calha original. Esta situação perdurou até 1983 quando as enchentes do Ribeira destruíram as obras de fechamento do Valo Grande. A partir desta data, o rio Ribeira de Iguape voltou a desaguar diretamente no Mar Pequeno, impactando a circulação costeira, deriva litorânea e os processos sedimentares associados.

- **Desembocadura do Rio Ribeira de Iguape**

A foz do rio Ribeira de Iguape se separa da Barra de Icapara por um pequeno trecho de cordões arenosos e impacta diretamente a circulação local das correntes costeiras. A deriva litorânea na Ilha Comprida tem sentido preferencial rumo NE até a Barra de Icapara. Na foz do Ribeira de Iguape, mas a interação da desembocadura fluvial com o mar causa a inversão local da deriva litorânea para SW na região adjacente à foz e também na Praia da Juréia, que se localiza a norte da desembocadura do Ribeira de Iguape (Ponçano, 1976). Tessler & Mahiques (1993) apontaram a existência de um esporão arenoso, que obstrui parcialmente a desembocadura do rio, e o cíclico rompimento do mesmo. O rompimento estaria relacionado à ação de marés de sizígia excepcionalmente fortes junto a grandes descargas fluviais. O sentido de crescimento deste esporão teria rumo SW, acompanhando a resultante das correntes costeiras neste ponto do litoral (GEOBRAS, 1966). Contudo, há controvérsias em relação ao sentido de crescimento deste esporão arenoso. IPT (1994) acredita não haver um sentido predominante de crescimento para toda a região adjacente à desembocadura do rio.

Yoshikawa (2001) apontou a tendência de fechamento em forma de golfo, formato este explicado pelo represamento de água causado pela passagem de frentes frias e pela deposição nas margens do rio em condições de pós-frontal.

Souza (1997) sugere que esta região pode ser considerada como passagem de sedimentos entre a praia da Juréia e a Ilha Comprida, estando sujeita à ação das desembocaduras do rio Ribeira de Iguape e da Barra de Icapara. A movimentação de sedimentos, segundo a autora, obedece a pequenas células de deriva para NE no verão e SW no inverno.

Ponçano *et al.* (1995) afirma que a erosão na porção sudoeste da Praia da Juréia foi resultante da retirada de um campo de dunas que representava uma barreira natural. Este estudo mostra, na barra do Ribeira de Iguape e adjacências, áreas preferenciais de erosão e deposição (Figura 3.1.2.1.1-6).

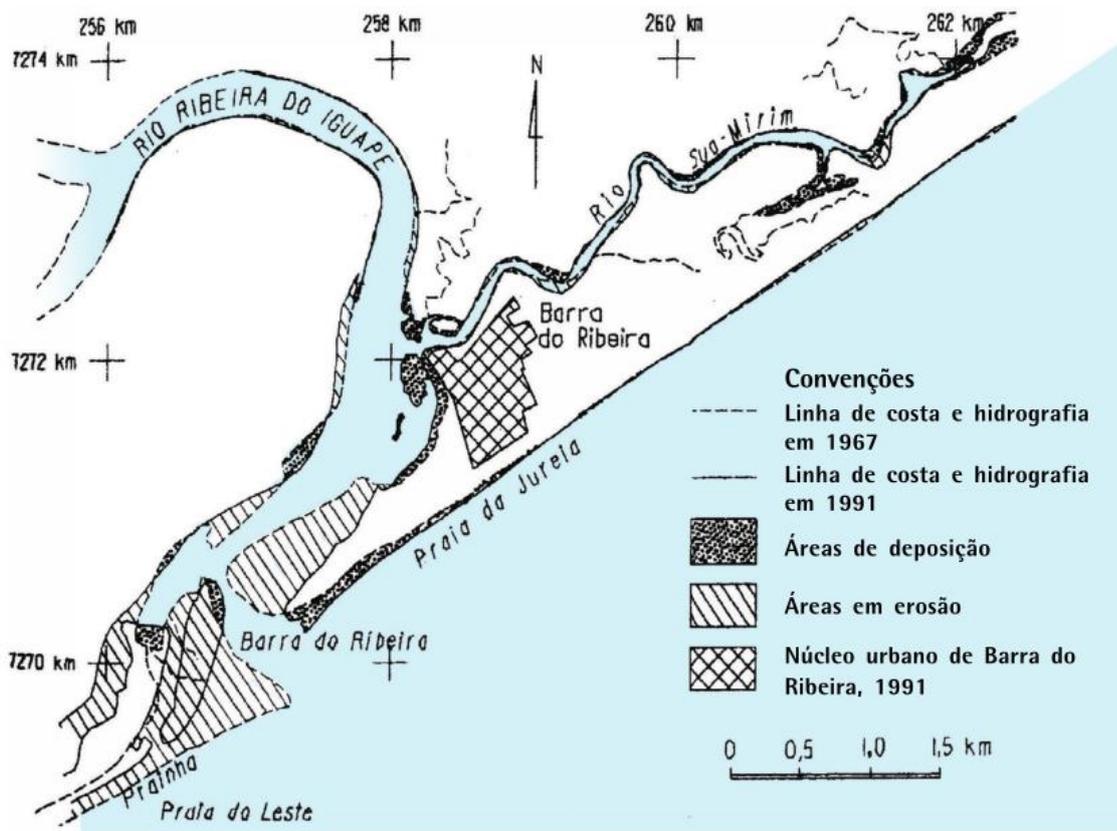


Figura 3.1.2.1.1-6 - Áreas preferenciais de sedimentação na barra do Rio Ribeira de Iguape. Fonte: Ponçano *et al.* (1995).

A Figura 3.1.2.1.1-7 mostra a evolução da linha de costa na região da ARIEG entre 2001 e 2013, onde se observam os processos de erosão e agradação descrito acima. Através desses dados foi possível calcular a taxa de crescimento da Ilha Comprida nos intervalos descritos. Entre 2001 e 2010 a taxa de crescimento da ilha foi de aproximadamente 7,76 ha/ano. Considerando o período total, 2001 – 2013, essa taxa cai para cerca de 6,67 ha/ano, o que sugere uma desintensificação desse processo no final do registro. Corroborando esse cômputo, a taxa de agradação da Ilha Comprida entre 2010 e 2013 foi de aproximadamente 3,47 ha/ano.

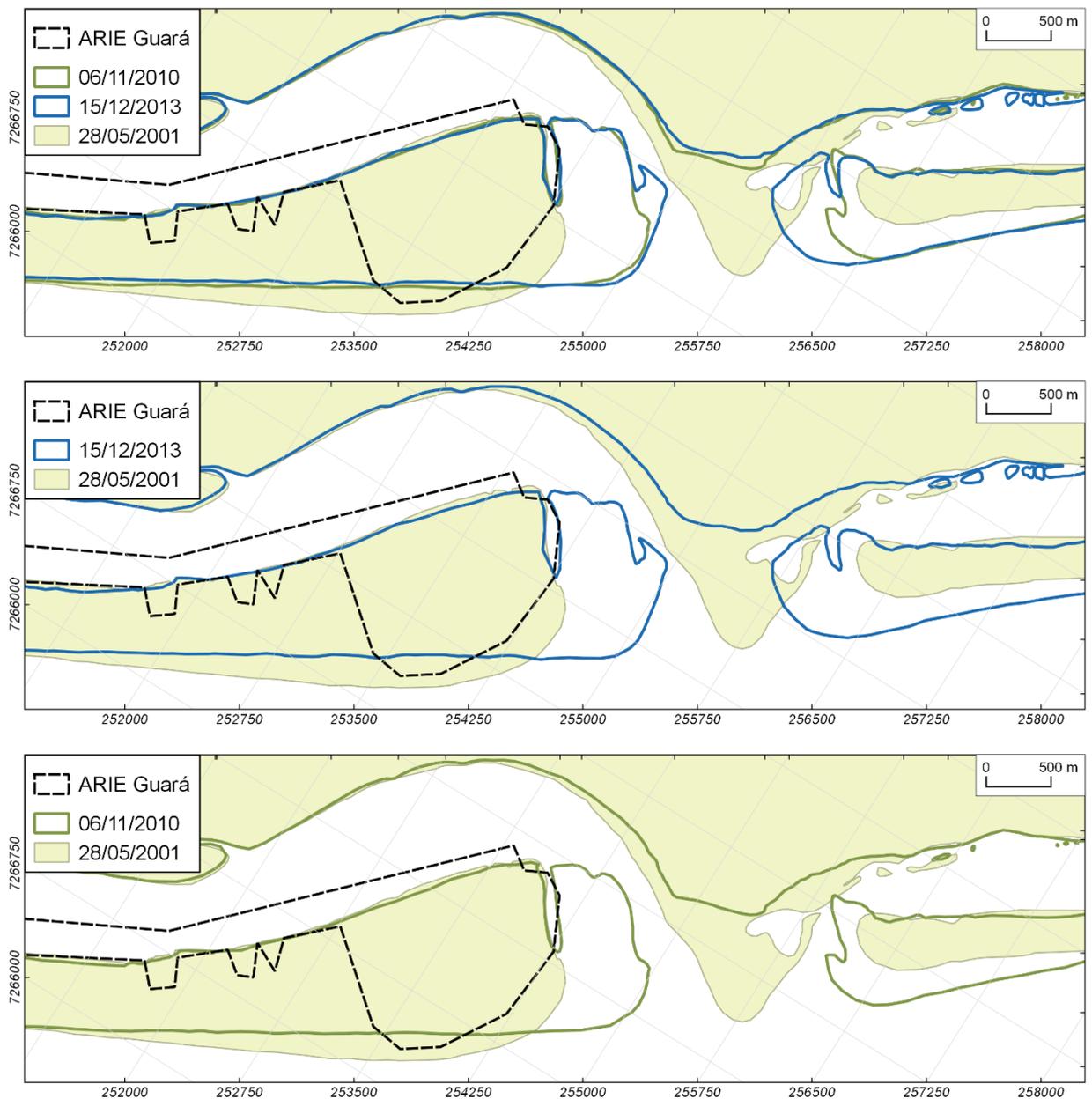


Figura 3.1.2.1.1-7 – Evolução da linha de costa na porção norte da ARIEG. Fonte de dados: digitalização de imagens de DigitalGlobe via Google Earth Pro.

### 3.1.2.1.2 Caracterização Oceanográfica

Neste item são descritas as características da oceanografia física para a do Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape, considerando as variações de correntes, temperatura, salinidade, nível do mar e ondas.

## ■ Correntes, temperatura e salinidade no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape

Para o entendimento da circulação no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape é importante ressaltar as características morfológicas deste sistema, que é separado do oceano pela Ilha Comprida: na porção sul se localiza a Ilha de Cananéia, separada do continente por um canal denominado Mar de Cubatão e da Ilha Comprida por um outro canal - Mar de Cananéia (TESSLER & SOUZA, 1998). Já na porção norte, existe um único canal de separação entre o continente e a Ilha Comprida, denominado de Mar Pequeno (TESSLER & SOUZA, 1998). Nos extremos sul e norte da Ilha Comprida existem duas desembocaduras lagunares: de Cananéia, ao sul, e de Icapara, ao norte, nas proximidades da ARIEG - Figura 3.1.2.1.2-1.

Segundo a definição clássica de Cameron & Pritchard (1963), estuários são corpos d'água litorâneos, semi-fechados, que possuem uma livre conexão com o oceano, onde a água do mar é diluída pela água doce proveniente da drenagem continental. Pritchard (1952) propôs classificar os estuários de acordo com a sua morfologia. A Figura 3.1.2.1.2-2 mostra as classificações possíveis. O complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape é classificado como sendo construído por barra. Além deste critério morfológico, os estuários podem ser classificados de acordo com a sua hidrodinâmica e, Miyao (1977), Miyao *et al.* (1986) e diversos outros autores, estudaram a distribuição de propriedades físicas e da circulação durante vários ciclos de maré no Mar de Cananéia, classificando a região como do tipo parcialmente misturada, de acordo com o critério de estratificação da salinidade.

Para esta região é importante contextualizar o histórico da alteração do aporte fluvial. Até o ano de 1841, a água do mar que entrava no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape era diluída pela precipitação total e, principalmente, pela água doce drenada para o seu interior pelos rios Taquari, Mandina, das Minas, Itapitangui e pequenos canais de maré (BONETTI FILHO & MIRANDA, 1977). Entretanto, nesse ano, foi concluída a construção de um canal artificial relativamente estreito para interligar o Rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno, nas proximidades da cidade de Iguape. Esse canal, que facilitou o transporte de mercadorias do interior para o litoral na época colonial, passou a representar no início uma pequena fonte adicional de água doce para esse sistema estuarino. Como esse canal foi construído em solo pouco resistente à erosão, a sua largura foi aumentando gradativamente ao longo dos anos (BÉRGAMO, 2000). Depois de algumas décadas, no fim do século XIX, esse canal passou a ser denominado Valo Grande – localização na Figura 3.1.2.1.2-3. Nessa época o canal atingiu larguras maiores do que 100 m e profundidade acima de 10 m, continuando sempre os desbarrancamentos das margens com a destruição das primeiras casas da cidade (GEOBRÁS, 1966). Logo, a descarga de água doce no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, além da variação sazonal dos processos de precipitação e evapo-transpiração naturais, foi aumentando gradativamente com o aporte de água do Rio Ribeira de Iguape através desse canal (BÉRGAMO, 2001). Essa situação persistiu até o fechamento do Valo Grande com uma barragem, cuja construção foi concluída em agosto de 1978. Em consequência, houve novamente uma alteração da descarga de água doce no sistema estuarino, com a diminuição drástica do fluxo do Valo Grande, voltando à que existia antes desta intervenção. Sob essa nova condição, uma bacia hidrográfica com cerca de 1.339 km<sup>2</sup> (MISHIMA *et al.*, 1985), voltou a ser responsável pela descarga da maior parte da água doce no sistema.

Em fevereiro de 1995, intensas chuvas ocorridas no Vale do Ribeira ocasionaram o rompimento da barragem do valo Grande, permitindo novamente o aporte de águas do Rio Ribeira de Iguape para o Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape, modificando mais uma vez o fluxo de água doce nesse sistema estuarino (BÉRGAMO, 2001).

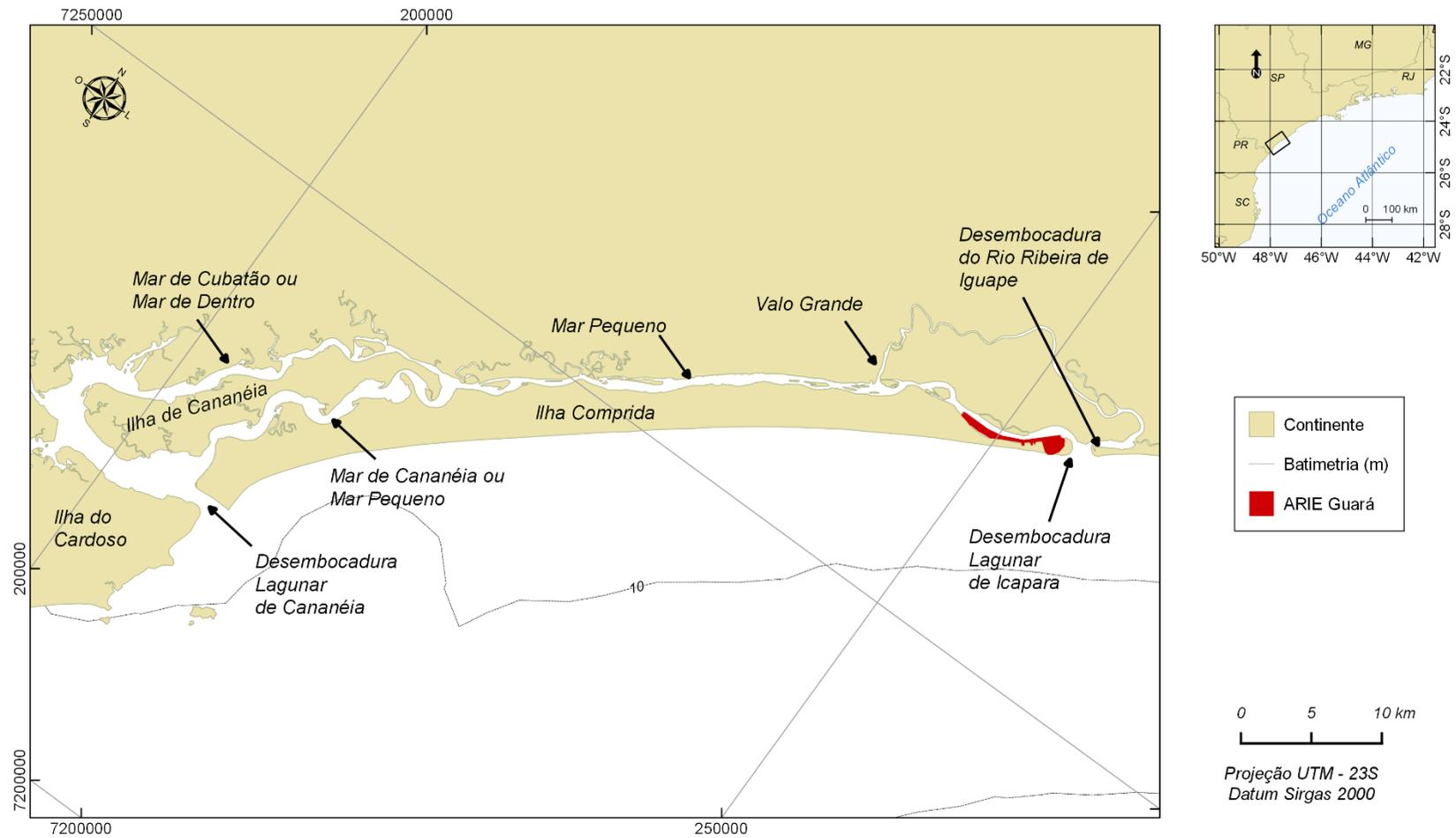


Figura 3.1.2.1.2-1 – Sistema estuarino- lagunar de Cananéia-Iguape. A ARIEG está localizada na porção norte da Ilha Comprida (direita da figura – área em vermelho), nas proximidades da desembocadura lagunar de Icapara. Fonte: baseado em Tessler & Souza (1998).

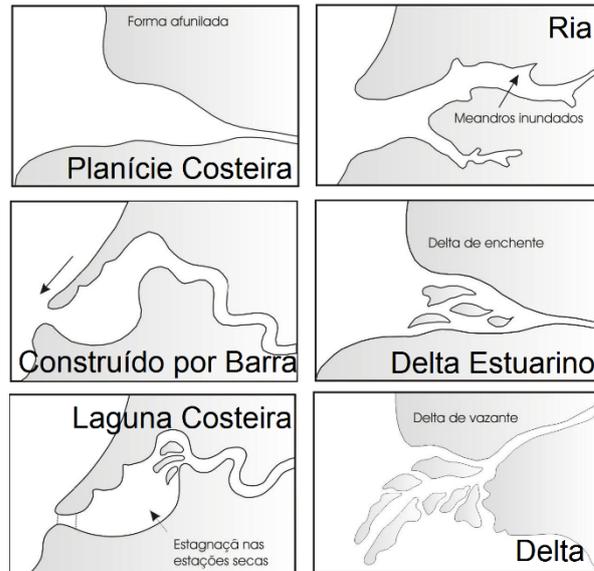


Figura 3.1.2.1.2-2 – Classificação morfológica para os estuários. Fonte: adaptado de Miranda *et al.* (2002).

Desde 2010 a CETESB realiza o monitoramento das águas e sedimento do litoral paulista no âmbito do programa Rede Costeira, constituído de 62 pontos fixos de monitoramento permanente ao longo da costa do Estado de São Paulo - semestralmente, sendo que três destes pontos estão dispostos no Mar Pequeno, nas proximidades da ARIEG. O Ponto 1 localiza-se ao norte do Valo Grande, em direção à ARIEG, e o ponto 2 na desembocadura do Valo Grande no Mar Pequeno. Mais informações sobre a localização destes pontos podem ser obtidas no item **2. Metodologia**.

Dentre as coletas realizadas nestes pontos, a CETESB realiza medições de temperatura e salinidade da água. A Figura 3.1.2.1.2-3 e a Figura 3.1.2.1.2-4 mostram a variação vertical de temperatura e salinidade, respectivamente, para os anos de 2013 a 2015, semestralmente, no Ponto 1 e Ponto 2 descritos anteriormente.

Estes valores de temperatura mostram que na região da ARIEG a temperatura da água é praticamente homogênea ao longo da coluna d'água, com menores valores durante os meses frios e maiores valores nos meses quentes. Além disso, mostra pouca variação horizontal da temperatura, pois as temperaturas registradas no Ponto 1 (próximo à ARIEG) e as registradas na desembocadura do Valo Grande (Ponto 2), são praticamente as mesmas.

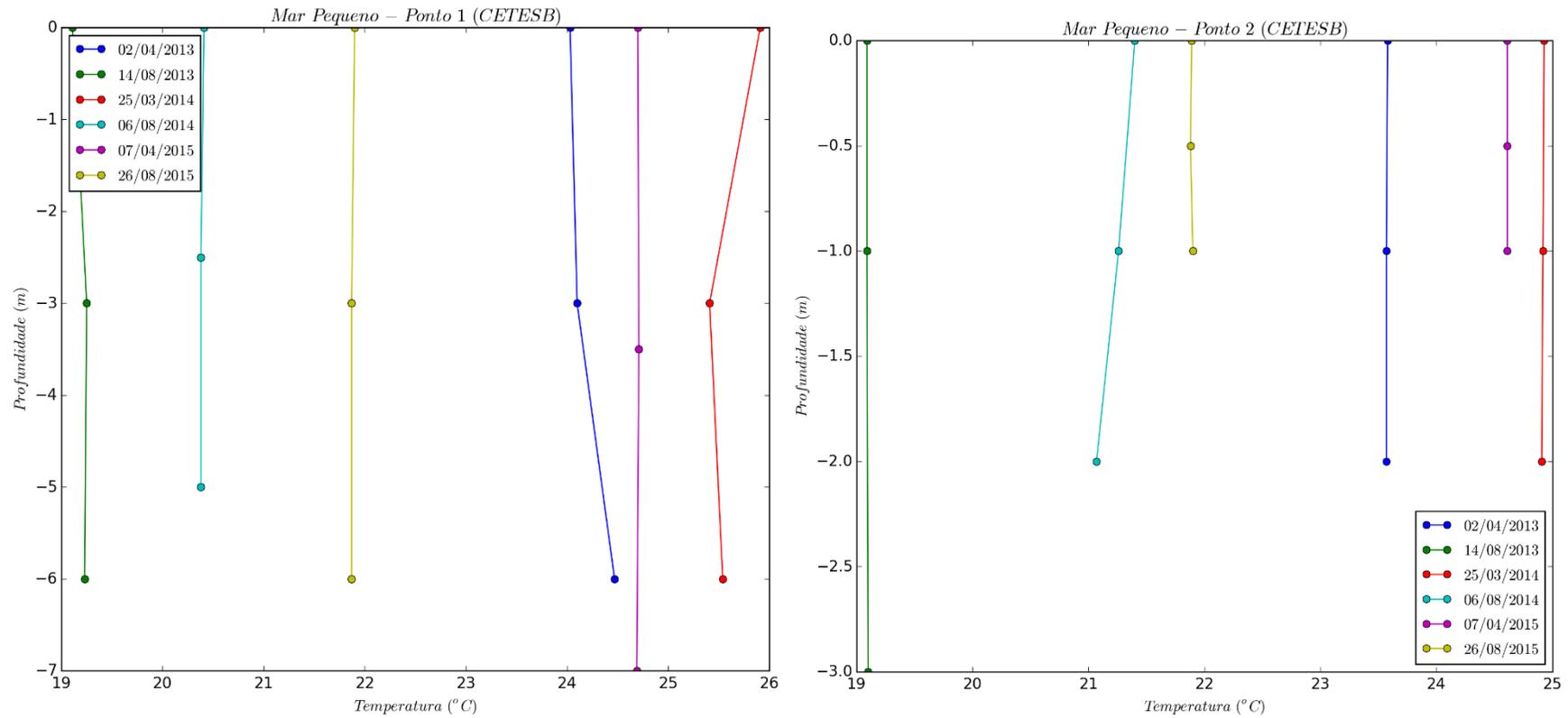


Figura 3.1.2.1.2-3 – Variação vertical e temporal da temperatura da água do Mar Pequeno na desembocadura do Valo Grande (painel da direita) e em ponto entre a desembocadura do Valo Grande e a ARIEG. Fonte: Cetesb (2014, 2015, 2016).

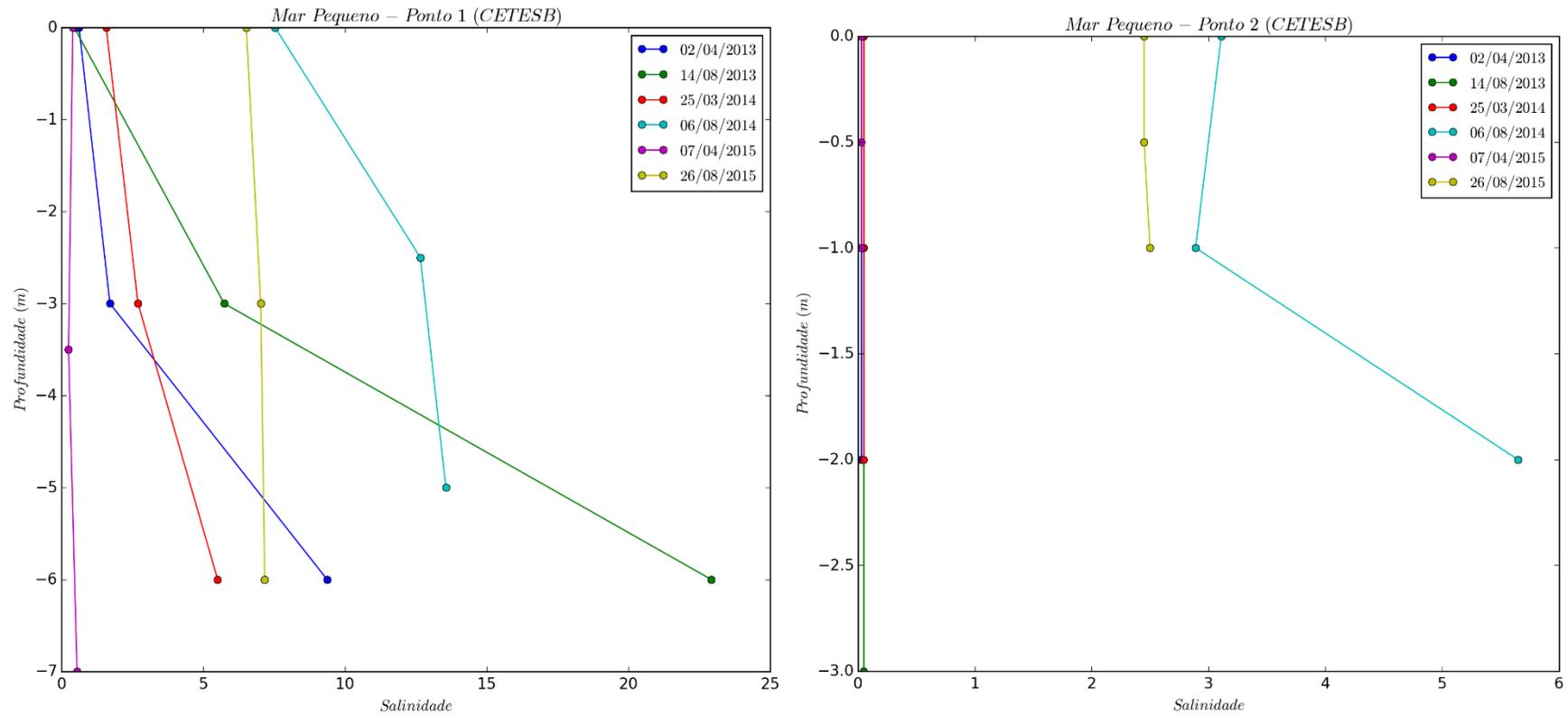


Figura 3.1.2.1.2-4 – Variação vertical e temporal da salinidade da água do Mar Pequeno na desembocadura do Valo Grande (painel da direita) e em ponto entre a desembocadura do Valo Grande e a ARIEG. Fonte: Cetesb (2014, 2015, 2016).

Já para a salinidade, existe algum grau de estratificação horizontal e vertical. Analisando-se esse parâmetro ao longo da coluna d'água, nas proximidades da ARIEG (Ponto 1) são observados os maiores valores de salinidade próximo ao fundo, enquanto que, na superfície, os valores são muito baixos, menores que 10. Entretanto, mesmo esta estratificação vertical não é considerada muito significativa, visto que os valores de salinidade de fundo também são, com exceção da medição do dia 14/08/2015, inferiores a 15. Já para o ponto na desembocadura do Valo Grande, os valores de salinidade são praticamente zero em toda a coluna d'água, com exceção das medições dos dias 06/08/2014 e 26/08/2015. Jaworski & Eichler (2005) encontraram valores de salinidade da ordem de 18,5 em superfície e 25,9 na desembocadura lagunar de Icapara, mostrando que mesmo na conexão com o oceano a água doce proveniente do Rio Ribeira de Iguape continua exercendo grande importância na hidrodinâmica local. Esses resultados mostram a seguinte variação horizontal de salinidade: no fundo, valores na ordem de 25 a 0, desde a Barra de Icapara até a desembocadura do Valo Grande; na superfície, valores de 18 a 0, desde a Barra de Icapara até a desembocadura do Valo Grande.

Estes valores de temperatura e salinidade na região da ARIEG não são estáticos, pois a influência da maré nestes canais é marcante. Os dados apresentados de CETESB (2014, 2015, 2016) estão indexados com datas, mas não com horários, o que dificulta a análise com relação ao instante da maré em que ocorreram as coletas. Em momentos de maré enchente, Tessler (1981) mostrou que a água salgada, mais densa, adentra no sistema estuarino através dos canais lagunares pelas camadas próximas ao fundo – o que ocasiona uma diminuição na intensidade das correntes devido à “competição” entre a corrente gerada pela maré em direção ao rio e a corrente gerada pela descarga fluvial, em direção ao oceano. Já em instante de maré vazante ocorre o oposto, um aumento da intensidade das correntes, pois a corrente de maré flui em direção ao oceano, mesma direção do fluxo fluvial. Nestes instantes a água doce proveniente dos rios é dominante na região, deixando o sistema com valores ainda mais baixos de salinidade. Tessler (1981) apresentou esquematicamente os fluxos de entrada e saída de água do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, disponíveis na Figura 3.1.2.1.2-5 para momentos de enchente e Figura 3.1.2.1.2-6 para momentos de vazante. Para a região da ARIEG a corrente de enchente no fundo tem magnitude próxima a 0,6 m/s, enquanto que a corrente de vazante no fundo tem velocidade de 0,7 m/s. Para a superfície, este mesmo autor encontrou valores máximos de 0,7 e 0,8 m/s, para momentos de enchente e vazante, respectivamente.

Assim, destaca-se para a região que, com a abertura do Valo Grande, a região do Mar Pequeno, e consequentemente as imediações da ARIEG, tornaram-se praticamente uma extensão do Rio Ribeira de Iguape, com baixíssimos valores de salinidade. Em momentos de maré cheia são observados valores maiores de salinidade próximo ao fundo, mas ainda muito baixos se considerados os valores da região costeira adjacente.



Figura 3.1.2.1.2-5 – Esquema geral de propagação da onda de maré (preamar) na região laguna de Cananéia-Iguape. Direção e velocidade de corrente de maré enchente (fundo). Fonte: Tessler (1981).



Figura 3.1.2.1.2-6 – Esquema geral de propagação da onda de maré (baixamar) na região laguna de Cananéia-Iguape. Direção e velocidade de corrente de maré vazante (fundo). Fonte: Tessler (1981).

Além dessa ação da maré astronômica e descarga fluvial, a região costeira da área de estudo sofre com a ação de ressacas que, além de ondas, são acompanhadas pela maré meteorológica, que soergue o nível do mar. Estes eventos ocorrem frequentemente durante a passagem de frentes frias, que também são acompanhadas por eventos de intensas chuvas. Esta combinação de intensa chuva e ressaca na região costeira adjacente faz com que a região do estuário sofra uma pressão dupla: aumento da vazão do rio e aumento do nível do mar. Esta entrada de água por ambas as desembocaduras do estuário faz com que ocorra um alagamento de suas margens, conforme apresentado esquematicamente na Figura 3.1.2.1.2-7.

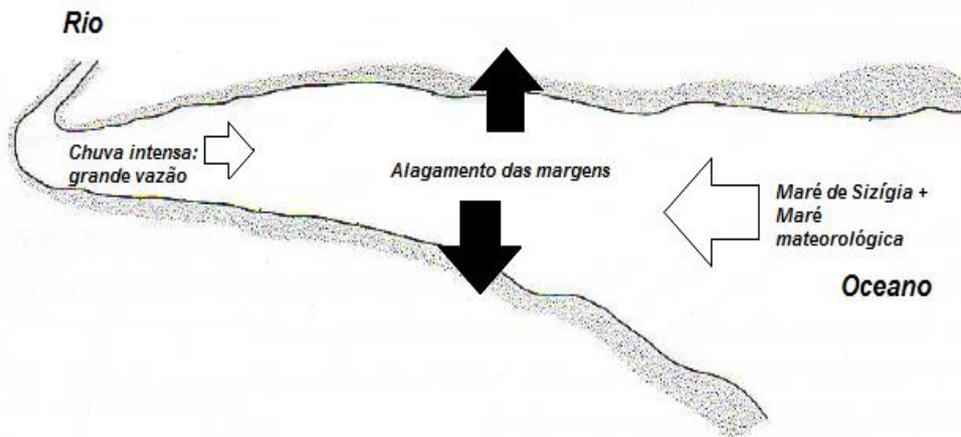


Figura 3.1.2.1.2-7 – Situação de passagem de frente fria, com aumento da pluviosidade e do nível do mar, ocasionando alagamento das margens do estuário.

#### ■ Variação do nível do mar e ressacas

As oscilações do nível do mar na costa do Brasil possuem duas componentes mais significativas: maré astronômica e variações no campo atmosférico.

Gregório (2014) analisou dados extensos coletados em Cananéia, nas proximidades da ARIEG, e em Ubatuba, litoral norte de São Paulo, e encontrou estas duas forçantes. Este autor mostrou que as marés nesta região são semidiurnas (duas marés cheias e duas marés baixas por dia), fortemente marcadas por períodos de sizígia e quadratura com amplitudes máximas de 1,2 m e 0,8 m, respectivamente. Para a forçante gravitacional, a **Figura 3.1.2.1.2-8** mostra as constantes harmônicas para a região da ARIEG, tendo como referência o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo em Cananéia.

Analisando somente esta forçante gravitacional, a partir de dados de altimetria de satélite e previsão harmônica para as marés, de acordo com a metodologia apresentada no Item 2. **Metodologia**, levando-se em consideração as componentes mais importantes (de acordo com a **Figura 3.1.2.1.2-8**—  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $MM$ ,  $M_4$ ), a **Figura 3.1.2.1.2-9** mostra a variação máxima de amplitude para a área de estudo. Este valor não se altera ao longo do ano. Para a região costeira adjacente à ARIEG as variações máximas são da ordem de 1,1 a 1,3 m - estado de acordo com as variações proposta pela **Figura 3.1.2.1.2-9**.

Já a porção subinercial<sup>1</sup> da variação do nível do mar, devido a fenômenos atmosféricos, Gregório (2014) observou grande diferença de amplitude entre os períodos de inverno e verão. Estas variações do nível do mar em escala subinercial estão fortemente associadas à passagem de frentes frias, que, como mostrado anteriormente, são mais frequentes no inverno. Em Ubatuba, região ao norte do litoral paulista, mas que sofre praticamente os mesmos fenômenos atmosféricos que a região sul, durante o verão, 14,7% da variância do nível do mar é devido a fenômenos atmosféricos, enquanto que no inverno, este valor é de 32,4%. Estas variações do nível do mar ocorrem principalmente no sentido positivo, ou seja, além da variação da maré devido a ação gravitacional, esta variação subinercial com a passagem de frentes frias faz com que ocorra uma elevação do nível do mar, muitas vezes superior à maré prevista. Este autor mostrou ainda a grande importância de fenômenos remotos para a variação do nível do mar subinercial na região norte do estado de São Paulo, podendo chegar a contribuir com até 40% da variância. Estes fenômenos remotos se propagam em forma de Ondas de Plataforma Continental e quando associados a ondulações intensas, são comumente chamados de ressacas.

O termo ressaca é utilizado de forma popular para o fenômeno oceanográfico maré meteorológica (ou *storm surge* do inglês). A definição de maré meteorológica é a diferença entre a maré observada e aquela prevista pela Tábua de Marés (PUGH, 1987). A maré meteorológica é um fenômeno que ocorre com certa frequência e possui grande importância devido à sua influência sobre a navegação, pesca e processos de erosão costeira, por exemplo. O efeito conhecido como ressaca geralmente está acompanhado de uma maré meteorológica intensa, e é caracterizado pelo avanço do mar em áreas normalmente não alcançadas, causando assim danos a propriedades e também provocando inundações. Embora as ondas de superfície possuam um alto poder destrutivo, as inundações associadas às marés meteorológicas podem se manter durante um intervalo de tempo muito maior, aumentando ainda mais os problemas relacionados a esse fenômeno, como por exemplo o represamento de águas de drenagem continental (GMO, 2016).

Conforme estudado por Gregório (2014), estas variações subinerciais de variação do nível do mar na costa sudeste do Brasil se propagam em forma de Ondas de Plataforma Continental, que são geradas na porção sul do Brasil, ou mais ao sul na costa da Argentina e Uruguai. Essas ondas se propagam de sul para o norte com grande comprimento de onda (aproximadamente 2000 km, segundo este autor), que faz com que em praticamente toda a costa de São Paulo as variações observadas sejam semelhantes, como mostrado na Figura 3.1.2.1.2-10 e na Figura 3.1.2.1.2-11.

---

<sup>1</sup> Subinercial: movimentos de baixa frequência. Na região de estudo são movimentos com frequência inferior a aproximadamente 40h – correntes que não são influenciadas pela maré, por exemplo.

FEMAR-FUNDAÇÃO DE ESTUDOS DO MAR *Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras*

<b>Nome da Estação :</b> CANANÉIA – SP					
<b>Localização :</b> No trapiche da estação de pesquisa da USP					
<b>Organ. Responsável :</b> Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - IOUSP					
<b>Latitude :</b> 25° 01,0' S	<b>Longitude :</b> 47° 55,5' W				
<b>Período Analisado :</b> 1978	<b>Nº de Componentes :</b> 176				
<b>Análise Harmônica :</b> Método Almirante Santos Franco					
<b>Classificação :</b> Maré de Desigualdades Diurnas					
<b>Estabelecimento do Porto:</b> (HWF&C)	III H 02 min	<b>Nível Médio</b> (Zo):	71 cm acima do NR		
<b>Média das Preamares Superiores (MHHW) :</b>	132 cm acima do NR.	<b>Média das Preamares Inferiores (MLHW) :</b>	130 cm acima do NR		
<b>Média das Baixa-mares Superiores (MHLW) :</b>	23 cm acima do NR.	<b>Média das Baixa-mares Inferiores (MLLW) :</b>	2 cm acima do NR.		
<b>CONSTANTES HARMÔNICAS SELECIONADAS</b>					
Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)	Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)
Sa	5,7	027	MU <sub>2</sub>	2,3	152
Ssa	5,3	097	N <sub>2</sub>	5,6	162
Mm	-	-	NU <sub>2</sub>	0,7	151
Mf	-	-	M <sub>2</sub>	36,6	092
MTM	4,7	153	L <sub>2</sub>	2,3	102
Msf	-	-	T <sub>2</sub>	0,5	103
Q <sub>1</sub>	3,1	061	S <sub>2</sub>	23,7	094
O <sub>1</sub>	11,0	082	K <sub>2</sub>	7,6	085
M <sub>1</sub>	0,8	317	MO <sub>3</sub>	5,3	022
P <sub>1</sub>	2,3	147	M <sub>3</sub>	8,1	234
K <sub>1</sub>	6,5	145	MK <sub>3</sub>	2,7	138
J <sub>1</sub>	-	-	MN <sub>4</sub>	3,4	157
OO <sub>1</sub>	-	-	M <sub>4</sub>	7,0	208
MNS <sub>2</sub>	-	-	SN <sub>4</sub>	-	-
2N <sub>2</sub>	1,9	155	MS <sub>4</sub>	3,5	314
<b>Referências de Nível:</b> Nas dependências da estação de pesquisa oceanográfica da IOUSP.					
<b>Obs:</b> 1- Existem dados no IOUSP para o período de 1954 a 1967 e análises de longo período de 1969 a 1974. 2- Valores extraídos de informações diretas e do relatório interno do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (II): 1-14, 1983 dos professores Afranio Mesquita e Joseph Harari. 3- Estação do Programa GLOSS					

Código BNDO: NC

Figura 3.1.2.1.2-8 – Constantes harmônicas para o Instituto oceanográfico da USP em Cananéia. Fonte: FEMAR (2002).

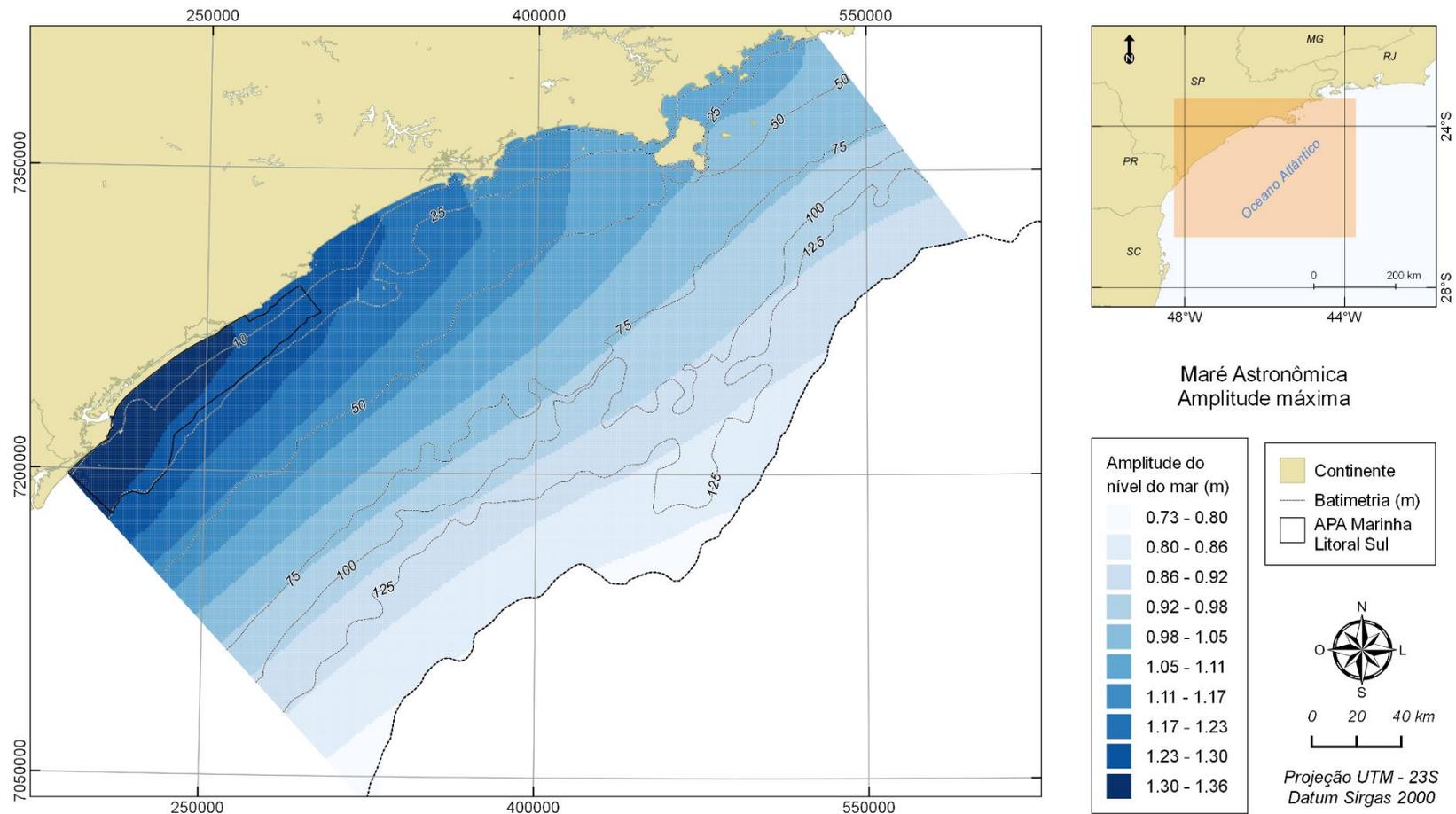
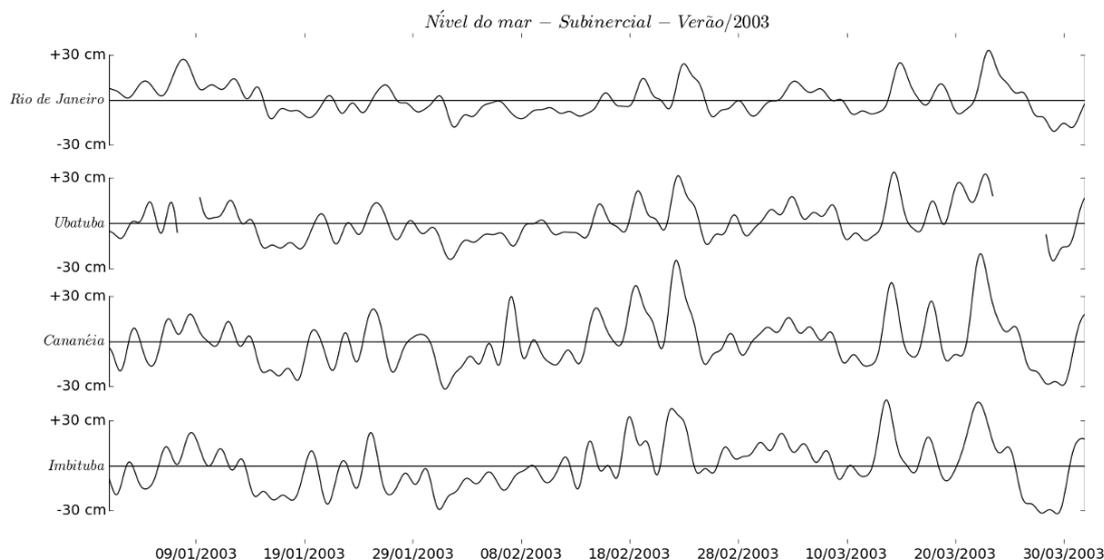
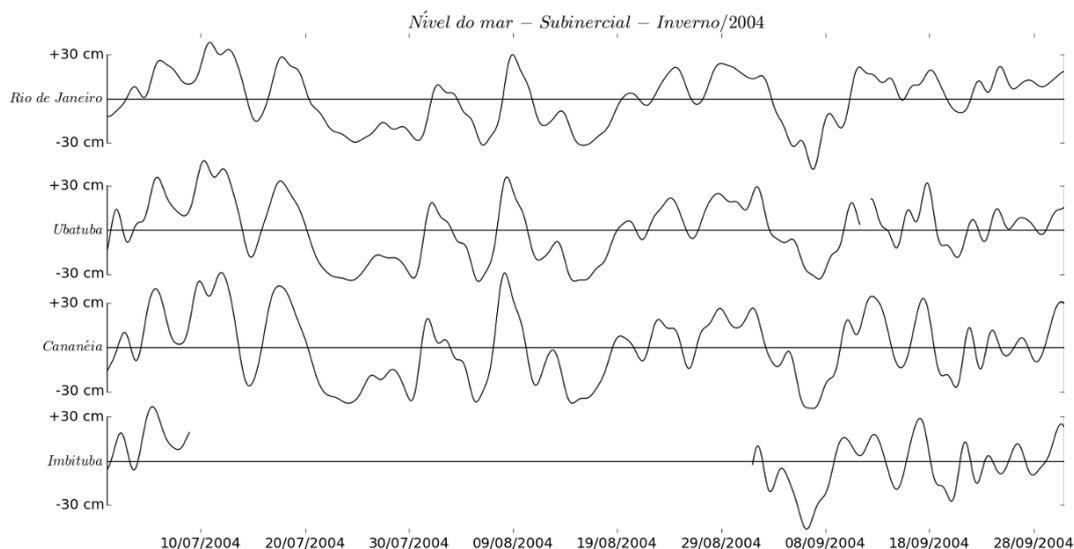


Figura 3.1.2.1.2-9 – Amplitude máxima do nível do mar devido as forças gravitacionais. Fonte de dados: Modelo global inverso TPXO 7.2.



**Figura 3.1.2.1.2-10 – Variação do nível do mar subinercial no verão de 2003, indicando que a variação do nível do mar é semelhante em toda a costa de São Paulo (Cananéia – sul do estado – segundo painel de baixo para cima; Ubatuba – norte do estado – terceiro painel de baixo para cima). Fonte: Gregório (2014)**



**Figura 3.1.2.1.2-11 – Variação do nível do mar subinercial no inverno de 2004, indicando que a variação do nível do mar é semelhante na costa de São Paulo (Cananéia – sul do estado – segundo painel de baixo para cima; Ubatuba – norte do estado – terceiro painel de baixo para cima). Fonte: Gregório (2014)**

Assim, para analisar as ressacas na região da ARIEG foram utilizados dados coletados em Cananéia, de acordo com o item 2. **Metodologia**. As séries totais e subinercial (filtradas) estão apresentadas da Figura 3.1.2.1.2-12 à Figura 3.1.2.1.2-15.

Dessa maneira, para identificar eventos extremos de maré meteorológica positiva e negativa foi utilizado o critério do valor médio do nível do mar subinercial, acrescido de três vezes o desvio padrão. Ou seja, os valores de nível do mar subinercial maiores que 0,63 m (valor médio do nível do mar de toda a série - 0,00 m - acrescido três vezes o desvio padrão de toda a série - 0,21 m) são classificados como sendo eventos extremos de maré subinercial positiva. Estes valores subinerciais podem ser entendidos como sendo o aumento (ou rebaixamento) do nível do mar com relação à previsão de maré. A **Tabela 3.1.2.1.2-1** mostra a quantidade média de eventos por ano, para cada mês, bem como a porcentagem do tempo que o nível do mar excedeu o limite extremo positivo estabelecido para o critério de eventos extremos.

**Tabela 3.1.2.1.2-1 – Quantidade média e % do tempo com eventos de maré meteorológica extrema positiva (ressacas) e negativas, para a costa de São Paulo entre 1954 e 2007. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.**

Mês	Nível médio do mar (m)	Nível máximo do mar (m)	Maré meteorológica extrema positiva	
			Quantidade média por ano	% de ocorrência de eventos extremos
Janeiro	-0,01	0,83	1	0,2
Fevereiro	0,03	0,79	3	0,4
Março	0,04	0,87	2	0,3
Abril	0,06	0,88	5	0,7
Mai	0,06	0,79	7	1,0
Junho	0,02	0,85	3	0,4
Julho	-0,02	0,92	3	0,4
Agosto	-0,03	0,80	2	0,3
Setembro	-0,04	0,72	2	0,3
Outubro	-0,04	0,70	1	0,1
Novembro	-0,03	0,83	2	0,3
Dezembro	-0,02	0,75	1	0,1

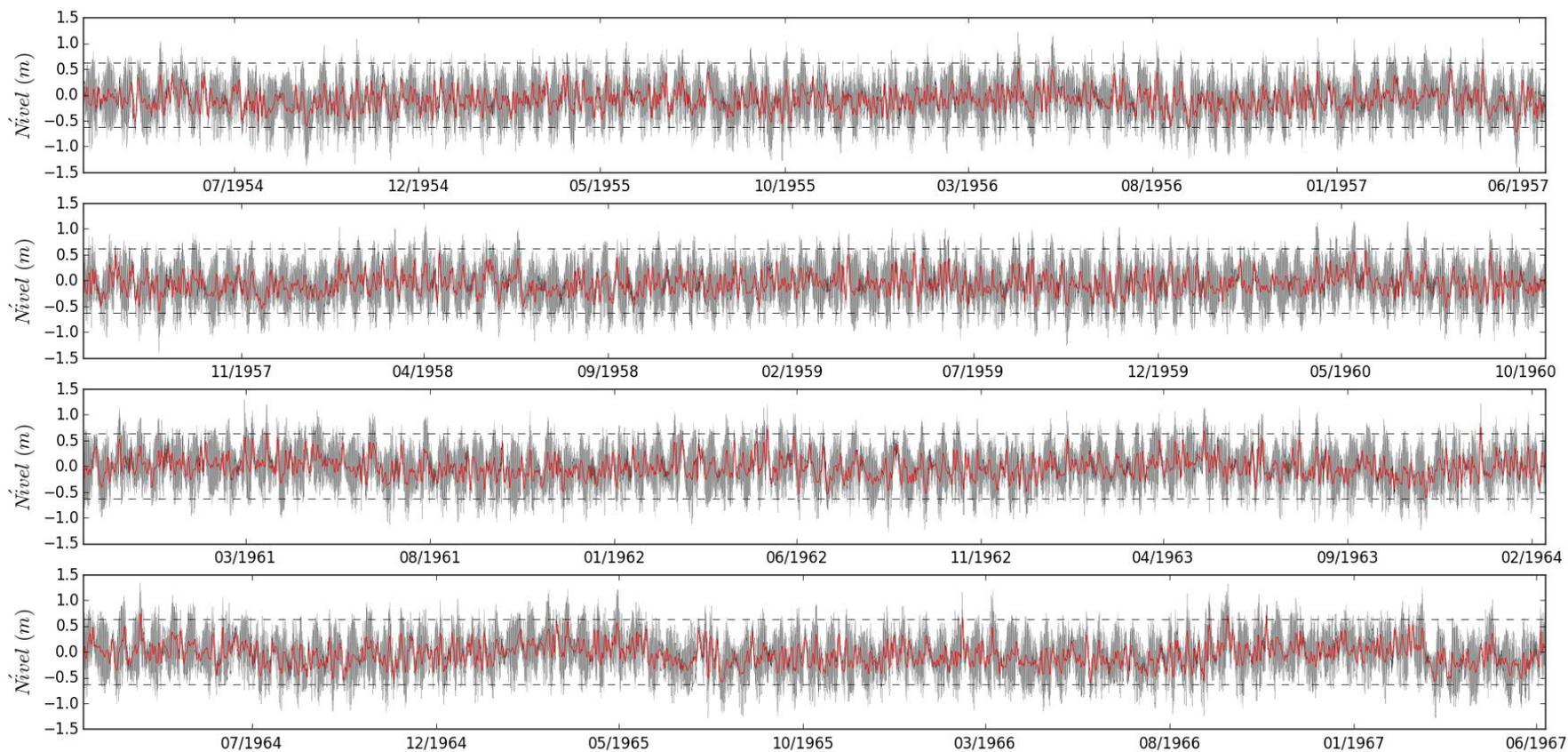


Figura 3.1.2.1.2-12 – Variação do nível do mar total (linhas cinzas) e subinercial (linhas vermelhas) para Cananéia entre 1954 (painel superior) e 1967 (painel inferior). As linhas tracejadas horizontais indicam os valores máximo e mínimo estabelecidos para se determinar eventos extremos. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

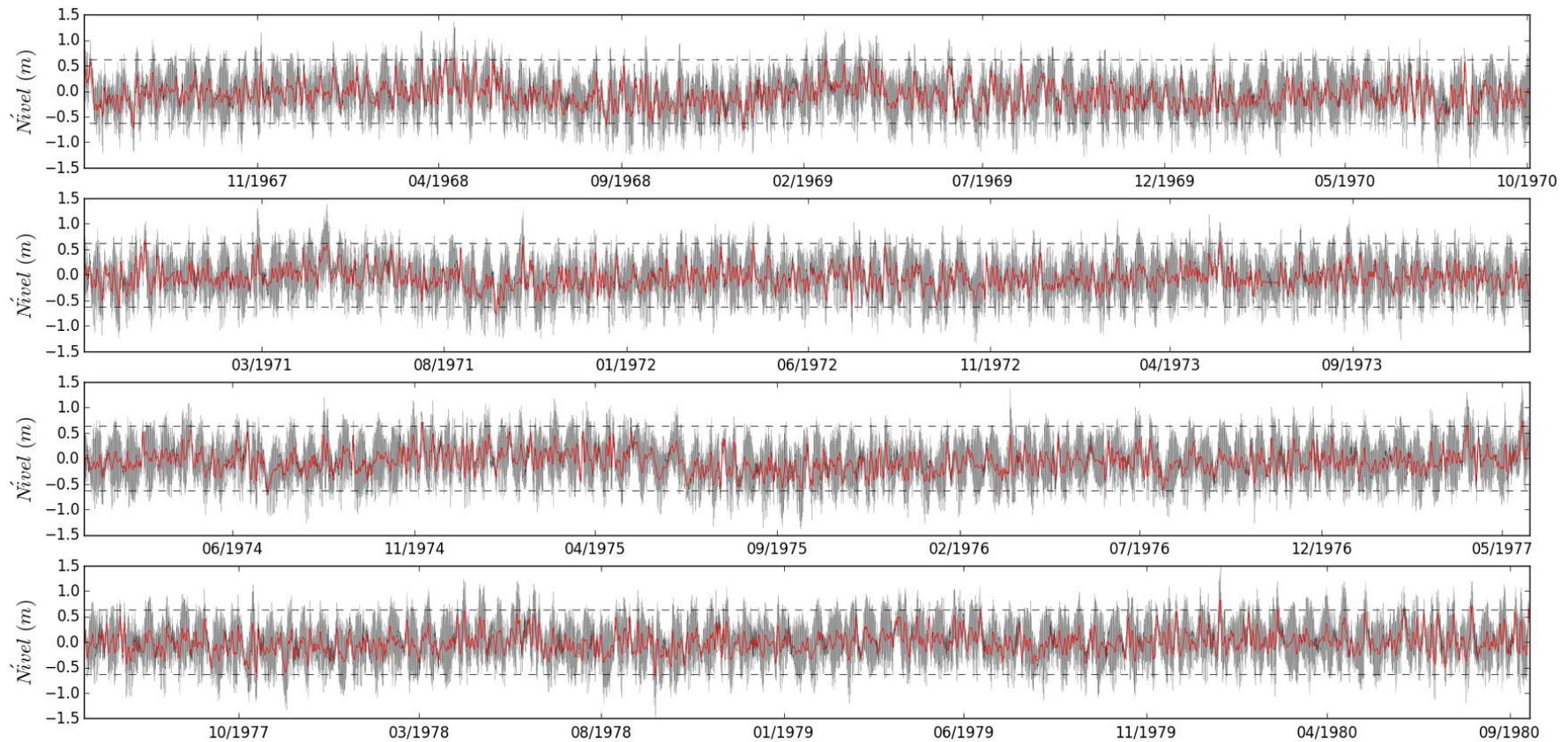


Figura 3.1.2.1.2-13 – Variação do nível do mar total (linhas cinzas) e subinercial (linhas vermelhas) para Cananéia entre 06/1967 (painel superior) e 09/1980 (painel inferior). As linhas tracejadas horizontais indicam os valores máximo e mínimo estabelecidos para se determinar eventos extremos. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

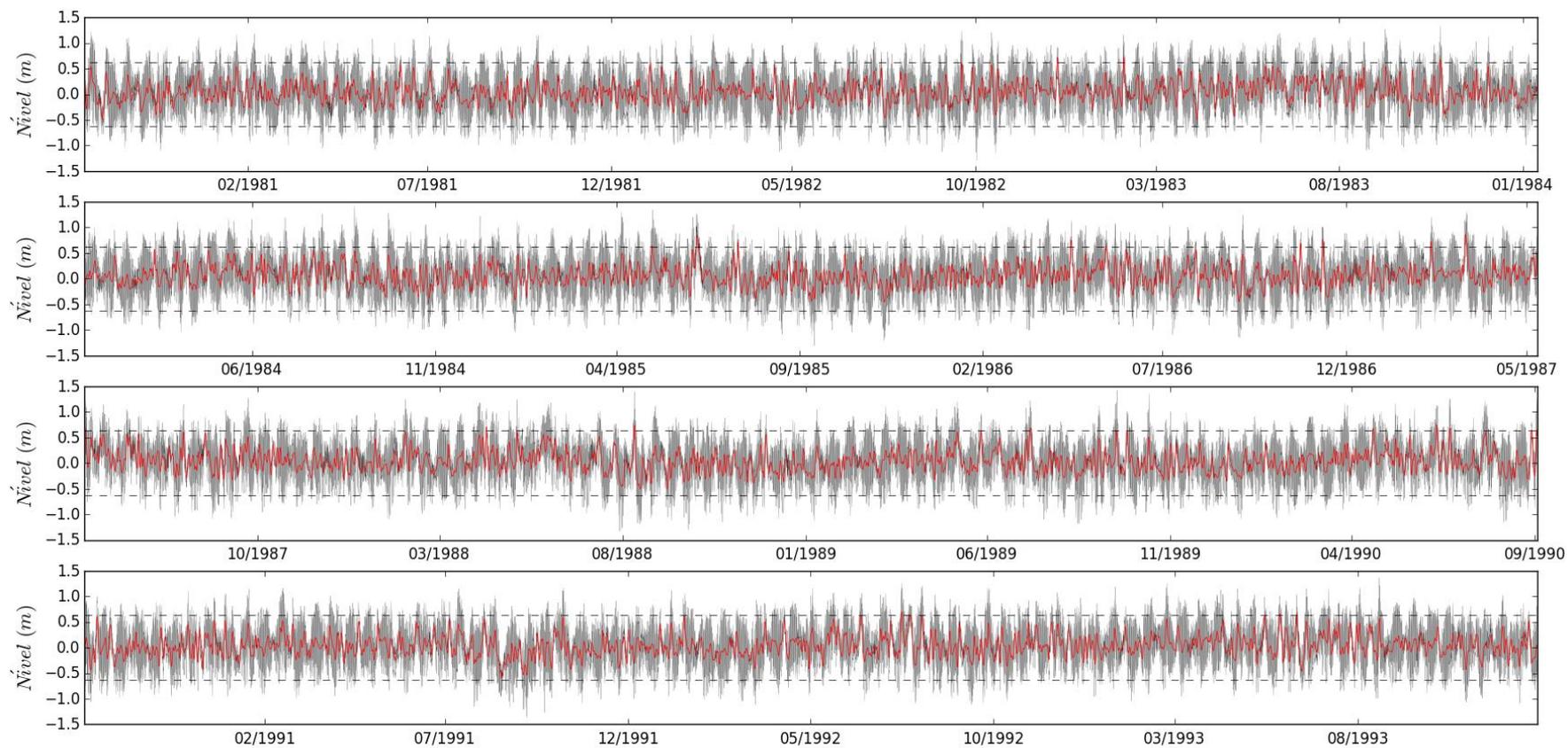


Figura 3.1.2.1.2-14 – Variação do nível do mar total (linhas cinzas) e subinercial (linhas vermelhas) para Cananéia entre 09/1980 (painel superior) e 12/1993 (painel inferior). As linhas tracejadas horizontais indicam os valores máximo e mínimo estabelecidos para se determinar eventos extremos. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

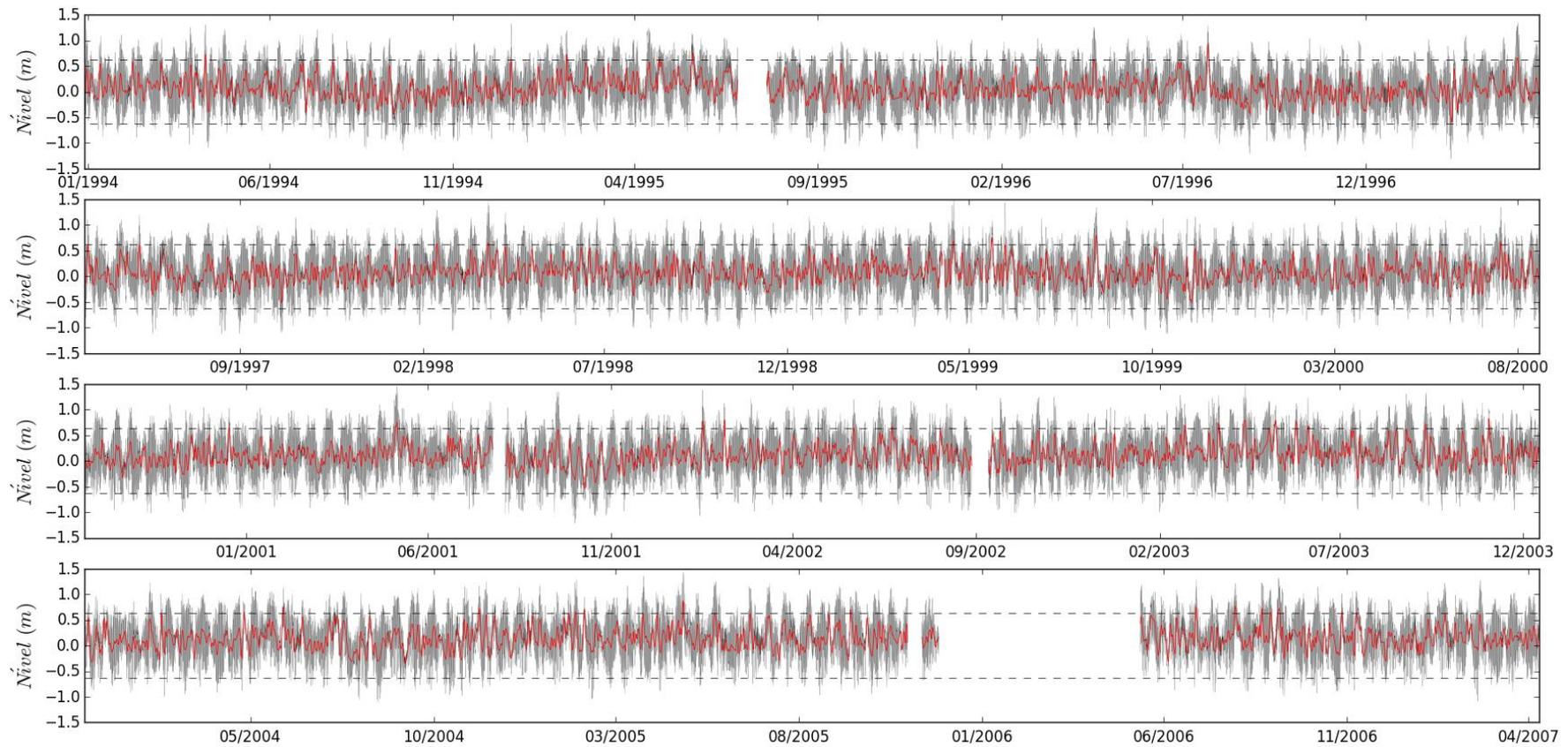


Figura 3.1.2.1.2-15 – Variação do nível do mar total (linhas cinzas) e subinercial (linhas vermelhas) para Cananéia entre 01/1994 (painel superior) e 04/2007 (painel inferior). As linhas tracejadas horizontais indicam os valores máximo e mínimo estabelecidos para se determinar eventos extremos. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Para avaliar a variação interanual destas ressacas, a Figura 3.1.2.1.2-16 mostra o nível médio anual do mar em Cananéia ao longo da série analisada, bem como o nível máximo do mar registrado anualmente e a ocorrência de eventos extremos de elevação do nível do mar – ressacas.

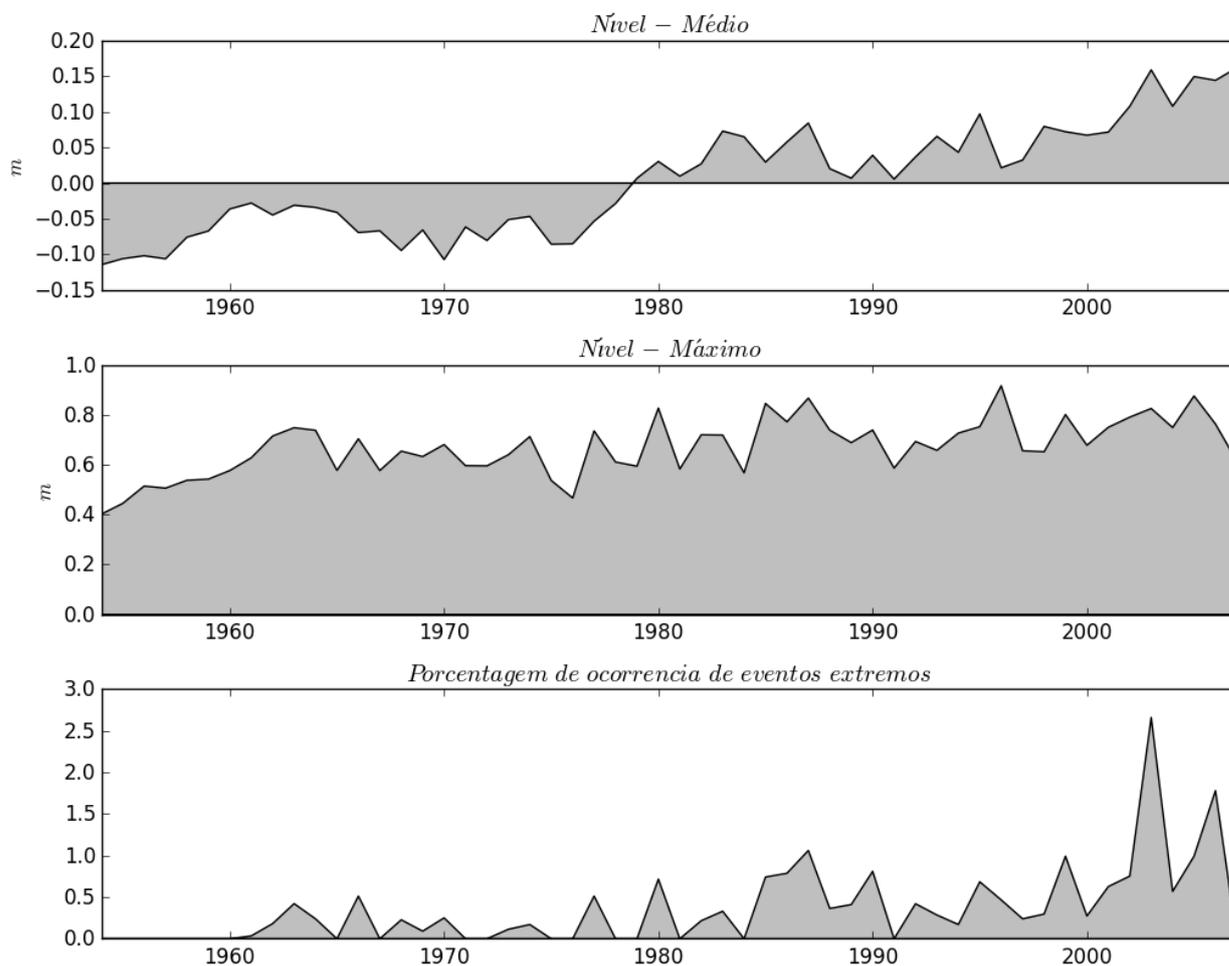


Figura 3.1.2.1.2-16 – Nível médio do mar (painel superior), nível máximo registrado (painel central) e porcentagem de ocorrência de eventos extremos de elevação do nível do mar na costa de São Paulo entre 1954 e 2007. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

A Figura 3.1.2.1.2-17 mostra que houve uma variação de aproximadamente 0,2 m no nível médio do mar em Cananéia entre os anos de 1954 e 2007 (uma média de 3 mm/ano), sendo que no ano de 1978 aproximadamente o nível do mar estava na média de toda a série analisada. Os dados mais atuais mostram nível do mar mais elevado que a média do período. A ausência de dados de longo período de marégrafos na costa brasileira dificulta a assertividade com relação ao aumento do nível médio do mar. França (1995) *apud* Mesquita (2000) indica valores médios para a costa brasileira de cerca de 4 mm por ano. Já o nível do mar máximo registrado ao longo dos anos também tem aumentado nos dados mais recentes, contudo, se descontado o aumento médio relatado, observa-se pouca variação na severidade. Com relação a porcentagem de ocorrência de eventos extremos, observa-se que a partir do ano de 1990 ouve um crescente, com valor máximo aproximadamente 2,5% de frequência de ocorrência de eventos extremos no ano de 2003, indicando também um aumento no número de ocorrência destes fenômenos.

Campos *et al.* (2010) estudaram também ressacas no litoral central de São Paulo com base de série de dados no Porto de Santos, entre 1950 e 1990, e encontraram relativamente similares aos apresentados aqui. Neste estudo o critério utilizado para identificação de eventos extremos foi no nível médio acrescido de duas vezes o desvio padrão, que seleciona mais eventos. Para eventos de sobre-elevação do nível do mar a ocorrência média é de 14,5 % na primavera, 13,4 % no verão, 40,2 % no outono e 30,8 % no inverno. Para o período entre 1951-1960 os autores encontraram 104 eventos, 1961-1970 119 eventos e para 1971-1980 e 1981-1990 os resultados foram 134 e 120 eventos, indicando que a década de 1971-1980 foi a que apresentou a maior ocorrência de eventos extremos.

## ■ Ondas

As ondas superficiais de gravidade são a principal e mais constante forma de transporte da energia no mar. As ondas presentes em um determinado local, próximo à costa ou em mar aberto, podem ser classificadas em vagas e marulho (CANDELLA, 1997). Vagas (em inglês *wind-sea*) são ondas localizadas na zona de geração, ou seja, estão em processo de formação, recebendo energia do vento. O marulho (em inglês *swell*) é composto por ondas que se propagaram para fora da zona de geração (CANDELLA, 1997). As maiores ondas que atingem a costa sul-sudeste brasileira são do tipo marulho com direções entre SW e SE, onde as principais zonas de geração estão nas tempestades ocorridas entre os paralelos 35°S e 55° S (FREIRE, 1960). Porém, é possível que ocorram algumas ondas de amplitudes significativas vindas do quadrante nordeste (SEIXAS, 1997).

Pinho (2003) propõe a classificação do estado de mar na Baía de Campos de acordo com os sistemas meteorológicos que dominam a circulação dos ventos em cada situação. Estes cenários podem ser estendidos para área de estudo, por estar sujeita aos mesmos padrões atmosféricos. São basicamente três situações:

- a) Situação de Bom Tempo: ondulações de N, NE e E (principalmente NE), com sistema de alta pressão da ASAS dominante;
- b) Situação de Mau Tempo de SW: ondulações de SW e S em que há a passagem de frente fria seguida de um ciclone extratropical;
- c) Situação de Mau Tempo de SE: após a passagem de uma frente fria um anticiclone polar domina a circulação na região.

Para a análise do regime de ondas que atinge a região de estudo foram utilizados dados do modelo *WaveWatch* III da NOAA, conforme apresentado no Item **2. Metodologia**. Devido a limitações do modelo e do campo batimétrico, estes dados são válidos somente para oceano profundo, podendo ser extrapolado até aproximadamente a profundidade de 50 m.

A Figura 3.1.2.1.2-17 e a Figura 3.1.2.1.2-18 mostram o campo médio de altura, direção e período de pico de onda que atingem a área de estudo, até a profundidade de 50 m. Já a **Tabela 3.1.2.1.2-2** mostra os valores médios sobre o ponto ARIEG, de acordo com o que foi apresentado no item **2. Metodologia**.

Tabela 3.1.2.1.2-2 – Estatística básica da altura e direção de ondas que incidem sobre o ponto ARIEG. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

	Altura				Período			
	Média	Mínimo	Máximo	Desvio	Média	Mínimo	Máximo	Desvio
Verão	1,10	0,00	3,56	0,41	7,60	0,00	17,77	1,78
Outono	1,20	0,33	3,60	0,46	8,71	2,56	16,94	2,27
Inverno	1,20	0,29	3,23	0,46	9,09	3,31	19,05	2,34
Primavera	1,35	0,36	3,17	0,41	8,25	3,73	17,07	1,83

Os dados de altura mostram maiores valores para os períodos de primavera (1,35 m) e menores no verão (1,10 m), com valores intermediários para outono e inverno (1,20 m). Para a direção, a média de incidência em ambas as estações do ano é de SW, porém para o outono e inverno ocorre uma maior influência da direção S, enquanto que para o verão e primavera da direção W. Estas correlações entre estações do ano para a direção de incidência de ondas se observa também para os períodos das ondas incidentes. Os campos de invernos e outono são similares entre si, enquanto que os campos de verão e primavera também apresentam semelhanças. Os maiores períodos de incidência média são observados no inverno (aproximadamente 9,1 s) e os menores no verão (aproximadamente 7,6 s).

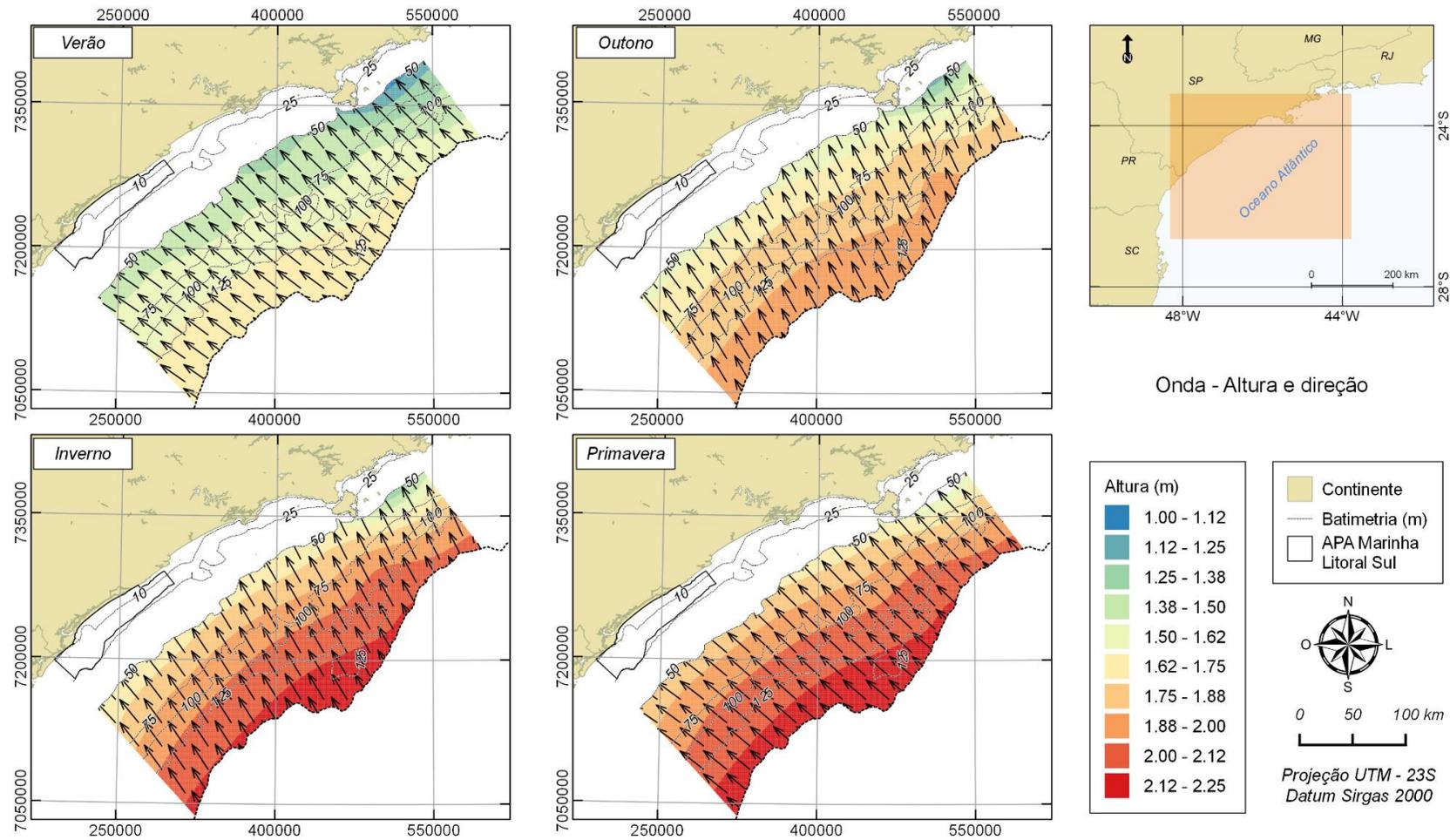


Figura 3.1.2.1.2-17 – Altura (cores) e direção (vetores) média das ondas que atingem a região de estudo. O painel superior esquerdo corresponde ao verão, superior direito ao outono, inferior esquerdo ao inverno e inferior direito à primavera. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Diagnóstico Técnico - Produto 2  
Meio Físico - ARIEG

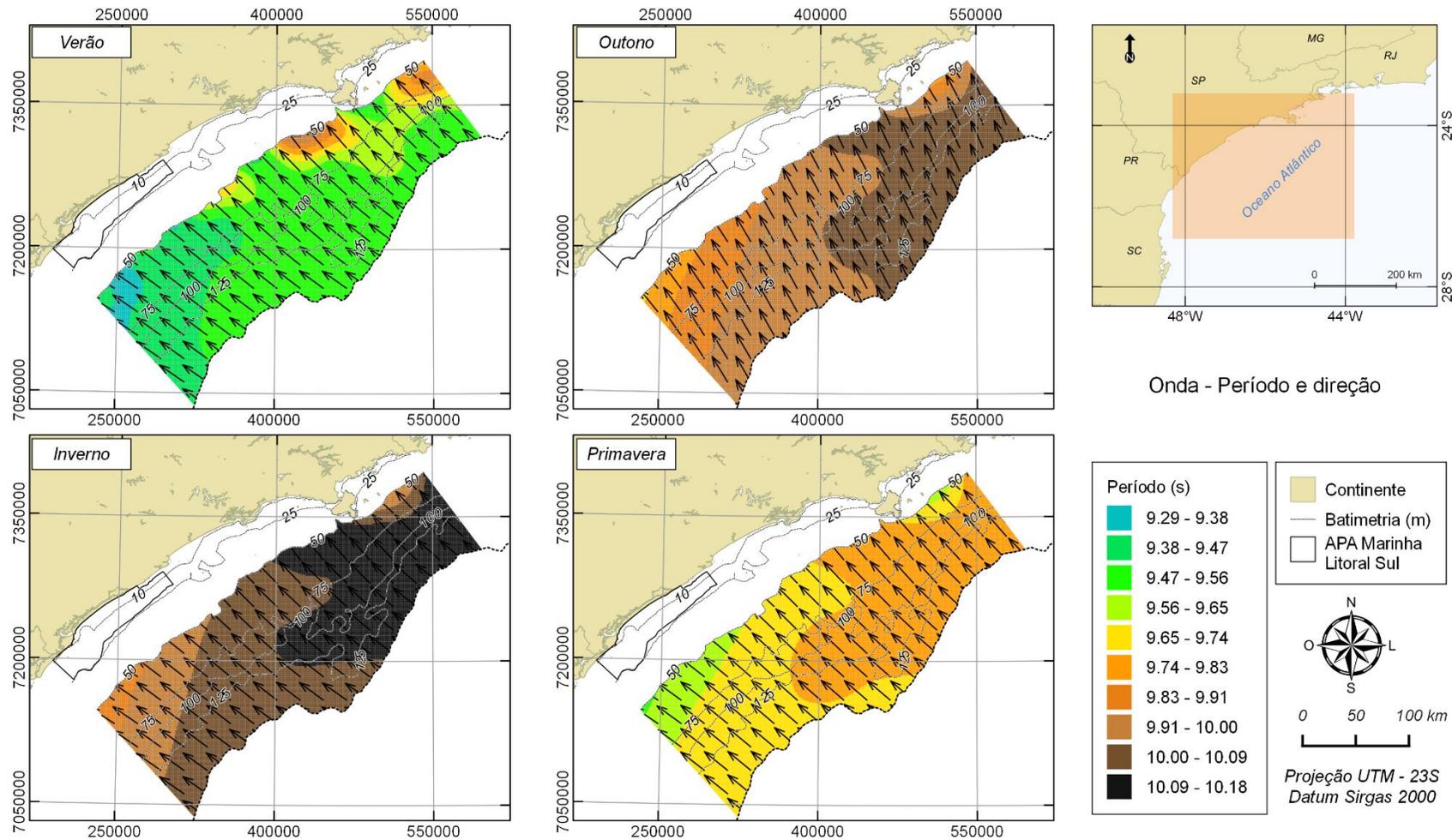


Figura 3.1.2.1.2-18 – Período (cores) e direção (vetores) média das ondas que atingem a região de estudo. O painel superior esquerdo corresponde ao verão, superior direito ao outono, inferior esquerdo ao inverno e inferior direito à primavera. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Analisando toda a série temporal, a Figura 3.1.2.1.2-19 e a Figura 3.1.2.1.2-20 mostram os diagramas direcionais para altura e período de onda, respectivamente, que atingem o ponto ARIEG. As tabelas de ocorrência conjunta destes dados estão disponíveis no **ANEXO 3.1-6** deste documento.

Os histogramas mostram que para o verão, outono, inverno e primavera, as direções de maior incidência de ondas são de NE (29,2 %), S (34,8%), S (28,7%) e NE (26,4%), respectivamente. Estas ondas possuem altura média de 1,78 m, 2,42 m, 2,66 m e 2,13 m, com período médio de 6,69 s, 10,14 s, 10,39 s e 6,99 s, para cada estação do ano, respectivamente - **Tabela 3.1.2.1.2-3**.

**Tabela 3.1.2.1.2-3 – Estatística básica da altura e períodos de ondas de direção mais frequente sobre o ponto ARIEG.**  
Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Direção mais frequente								
	Altura				Período			
	Direção	Altura	Desvio	Máxima	Direção	Período	Desvio	Máxima
Verão	NE	1,78	0,54	4,06	NE	6,69	0,92	9,53
Outono	S	2,42	0,85	8,16	S	10,1	1,88	15,96
Inverno	S	2,66	0,85	7,08	S	10,39	1,83	15,67
Primavera	NE	2,13	0,67	5,19	NE	6,96	0,91	9,82

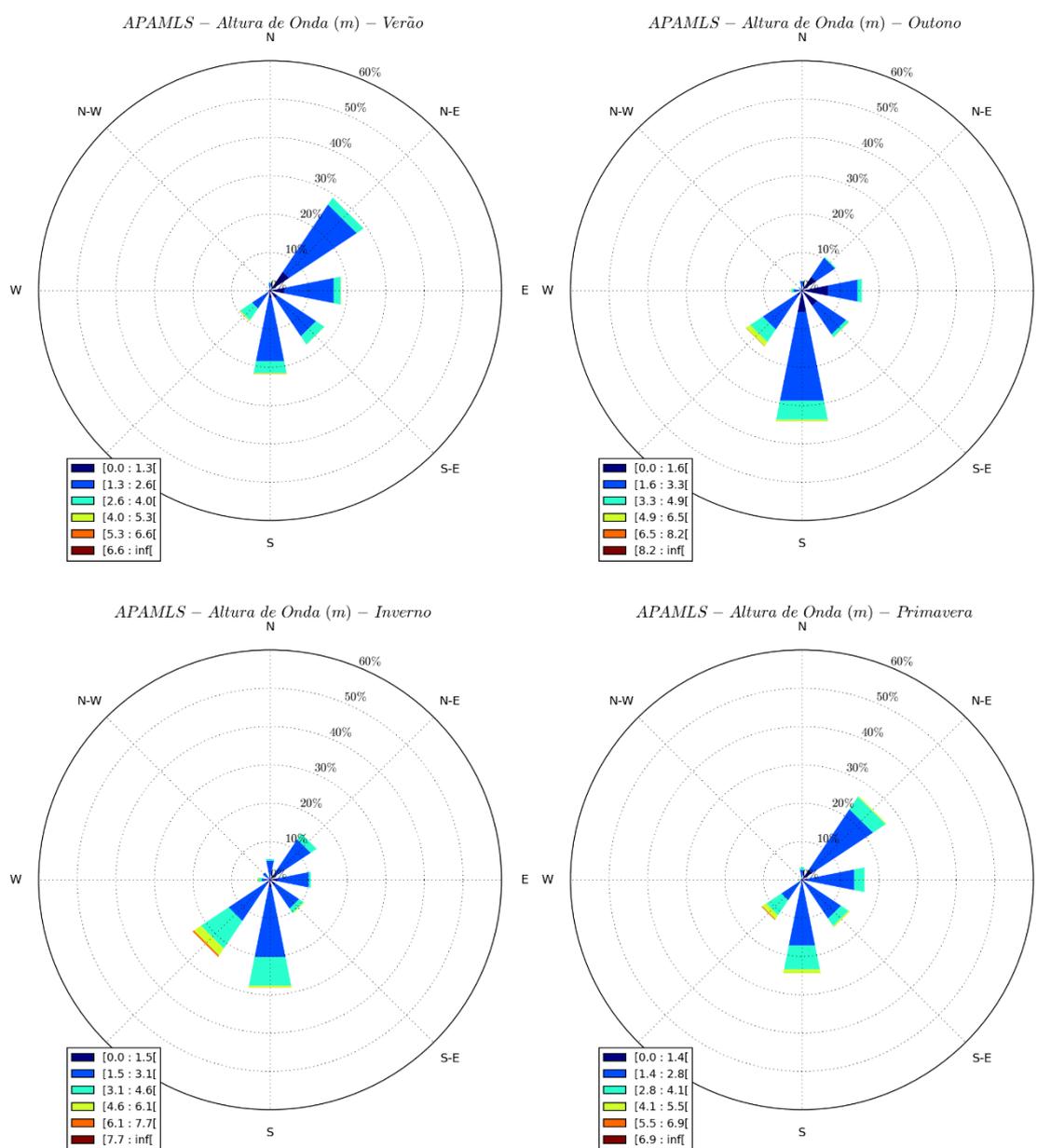


Figura 3.1.2.1.2-19 – Histograma direcional de altura de onda para o ponto ARIEG. O painel superior esquerdo corresponde ao verão, superior direito ao outono, inferior esquerdo ao inverno e inferior direito à primavera. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

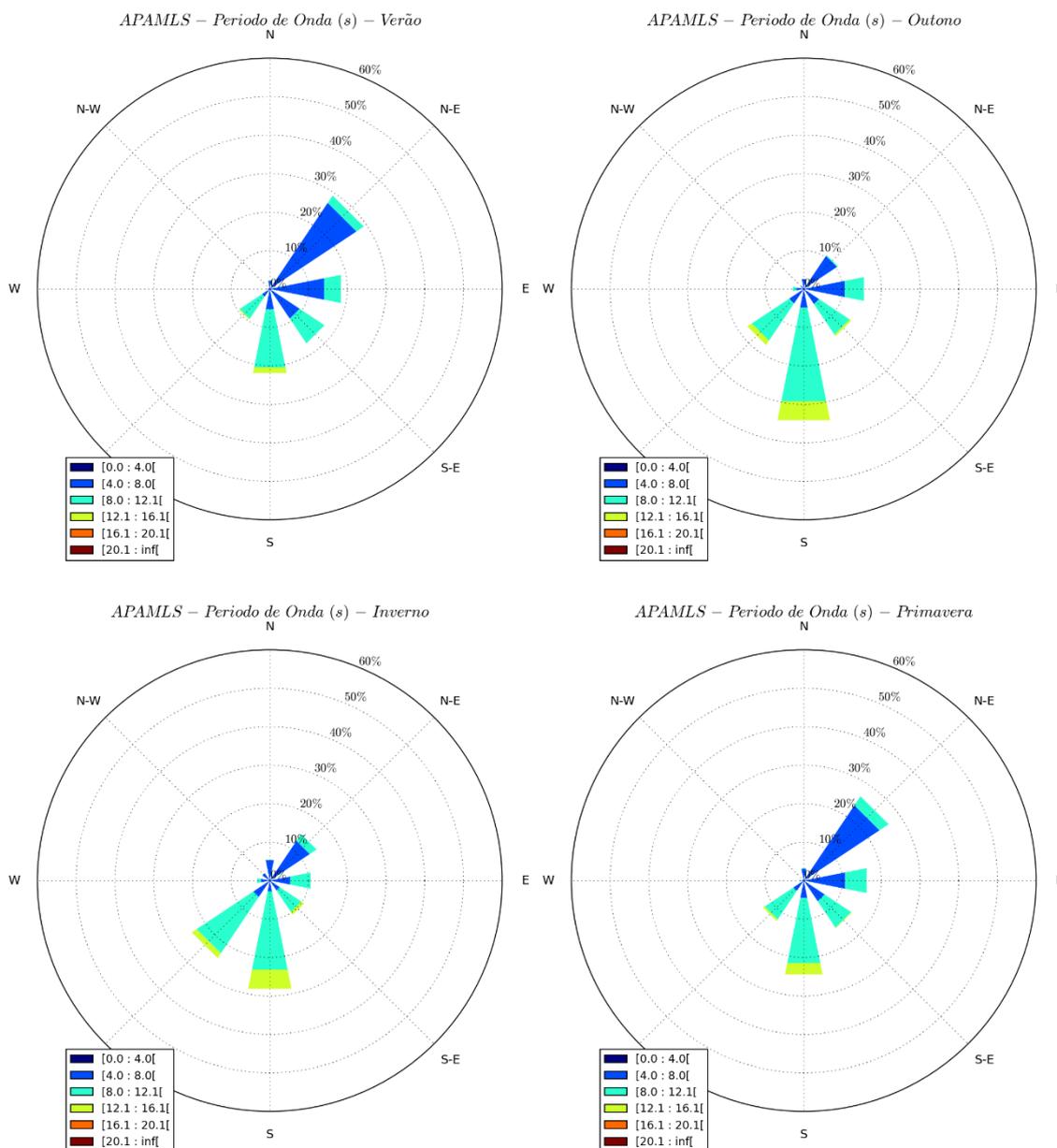


Figura 3.1.2.1.2-20 – Histograma direcional de período de onda para o ponto ARIEG. O painel superior esquerdo corresponde ao verão, superior direito ao outono, inferior esquerdo ao inverno e inferior direito à primavera. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Já a Tabela 3.1.2.1.2-4 mostra a estatística básica para as direções com maiores alturas médias e maiores períodos médios. Em todas as épocas do ano a direção que possui maior altura média é a de SW, enquanto que as ondas de direção S são as que apresentam maior período médio. As maiores alturas e períodos nestas direções são observados em período de inverno, e os menores no verão.

**Tabela 3.1.2.1.2-4 – Estatística básica da altura de ondas de direção com maior média de altura e de período para a direção de maior período médio sobre o ponto ARIEG. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.**

Direção maior média								
	Altura				Período			
	Direção	Altura	Desvio	Máxima	Direção	Período	Desvio	Máxima
Verão	SW	2,49	0,85	6,61	S	9,38	1,85	16,99
Outono	SW	2,92	1,17	7,98	S	10,10	1,88	15,96
Inverno	SW	3,13	1,18	7,65	S	10,39	1,83	15,67
Primavera	SW	3,13	1,29	6,71	S	9,75	1,92	16,13

Estes resultados apresentados para as ondas relacionam-se com a literatura (PINHO, 2003, PIANCA, 2010) e indicam a forte correlação com os sistemas atmosféricos apresentados da descrição meteorológica da área de estudo.

No verão, os ventos mais frequentes de N-NE proporcionam também ondas desta direção. Já durante as estações do ano que possuem maior frequência de ocorrência de ventos das direções SW-S-SE são as estações que possuem ondas com maior frequência de ocorrência também destas direções – outono e inverno. Como a formação destas ondas é remota, vindo de regiões ao sul da América do Sul, neste caso o campo de ventos mais constante de N-NE no verão e primavera não são suficientes para criarem as ondas de maior altura média. Assim, as maiores ondas registradas para a região têm origem remota, de sul, associada, de acordo com Pinho (2003) a situações de Mau Tempo, que correspondem as passagens de frente fria sobre a área de estudo.

Silva (2014) estudou as ondas incidentes na Ilha Comprida, e os resultados médios apresentados aqui também foram encontrados por este autor, que mostrou a variação sazonal da força de onda incidente na região - Figura 3.1.2.1.2-21. Esta figura mostra que os períodos de primavera e verão apresentam condições mais amenas, com valores que não excedem 220.000 W/m. Em contrapartida, os meses de outono e inverno apresentam um aumento nos valores associados, com estimativas que alcançam cerca de 380.000 W/m. É importante frisar que, nos meses mais energéticos, o foco de concentração de onda é justamente a região mais ao norte – nas proximidades da ARIEG. Esta porção norte da Ilha Comprida, Silva (2014) caracterizou como sendo aberta à incidência de ondas provenientes de todos os quadrantes.

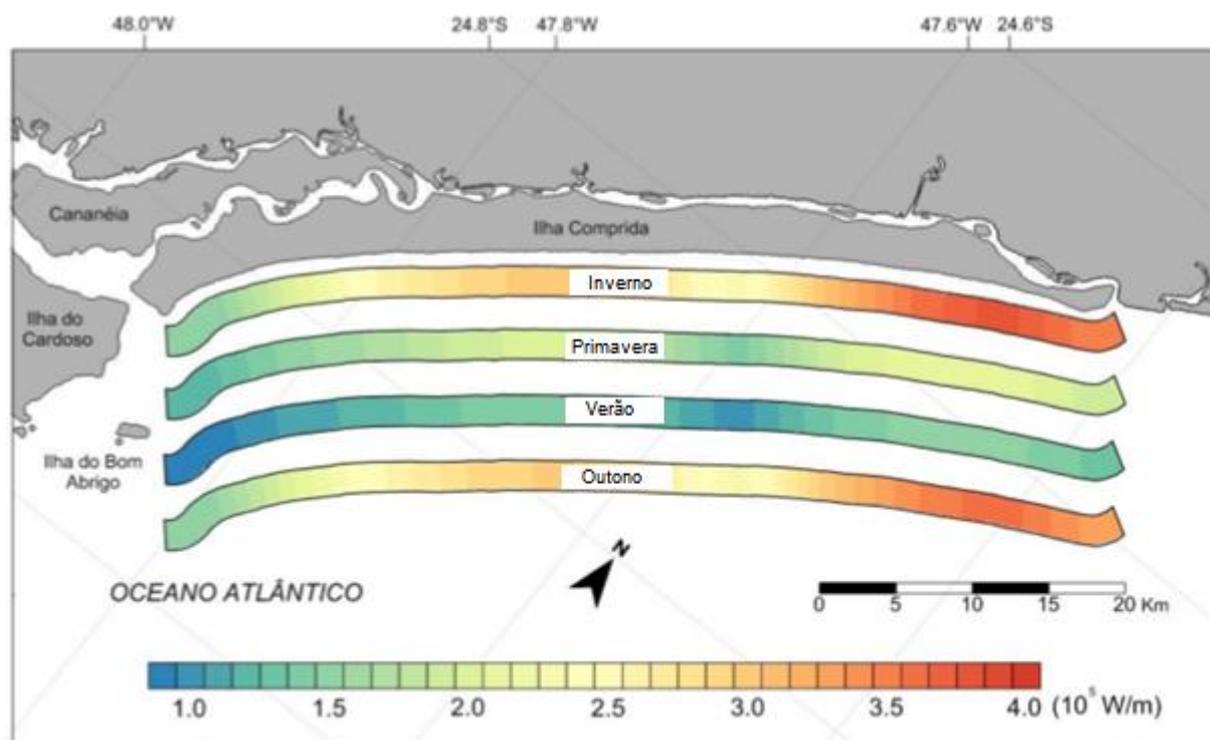


Figura 3.1.2.1.2-21 – Distribuição espacial da força de onda ao longo da costa da Ilha Comprida, sazonalmente. Os valores são apresentados em W/m. Fonte: adaptado de Silva (2014).

Foi realizada análise de extremos para a série de ondas apresentada, de acordo com a metodologia apresentada no Item 2. **Metodologia** deste documento. As probabilidades de ocorrências de ondas de acordo com classes de altura são apresentadas na **Tabela 3.1.2.1.2-5**. Estes dados mostram que para ondas de até 1,5 m o inverno apresenta maior probabilidade de ocorrência. Já pra ondas maiores que 3,5 m, as maiores probabilidades aparecem para o outono e primavera. Esses resultados mostram que durante o inverno ocorre uma maior frequência de ocorrência de ondas de maiores alturas, mas menor probabilidade de ondas extremas isoladas, diferente do outono e primavera. Estes valores se refletem também quando analisados as alturas de retorno para períodos até 100 anos - Figura 3.1.2.1.2-22. Estes resultados mostram que a onda centenária no outono é a maior em comparação as demais estações, com aproximadamente 8 m, denotando novamente a grande probabilidade de eventos extremos durante esta época do ano.

Tabela 3.1.2.1.2-5 – Probabilidade de ocorrência de ondas de acordo com intervalos de altura para o ponto ARIEG. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

Estação do ano	Probabilidade de ocorrência (%) de ondas maiores que							
	1,0 m	1,5 m	2,0 m	2,5 m	3,0 m	3,5 m	4,0 m	4,5 m
Verão	78,0	43,9	14,6	2,4	0,2	0,0	0,0	0,0
Outono	84,3	58,5	30,0	10,5	2,3	0,3	0,0	0,0
Primavera	87,0	63,5	35,0	13,4	3,3	0,5	0,0	0,0

Estação do ano	Probabilidade de ocorrência (%) de ondas maiores que							
	1,0 m	1,5 m	2,0 m	2,5 m	3,0 m	3,5 m	4,0 m	4,5 m
Inverno	92,5	71,5	39,1	12,3	1,8	0,1	0,0	0,0

APAMLS – Período de retorno ondas

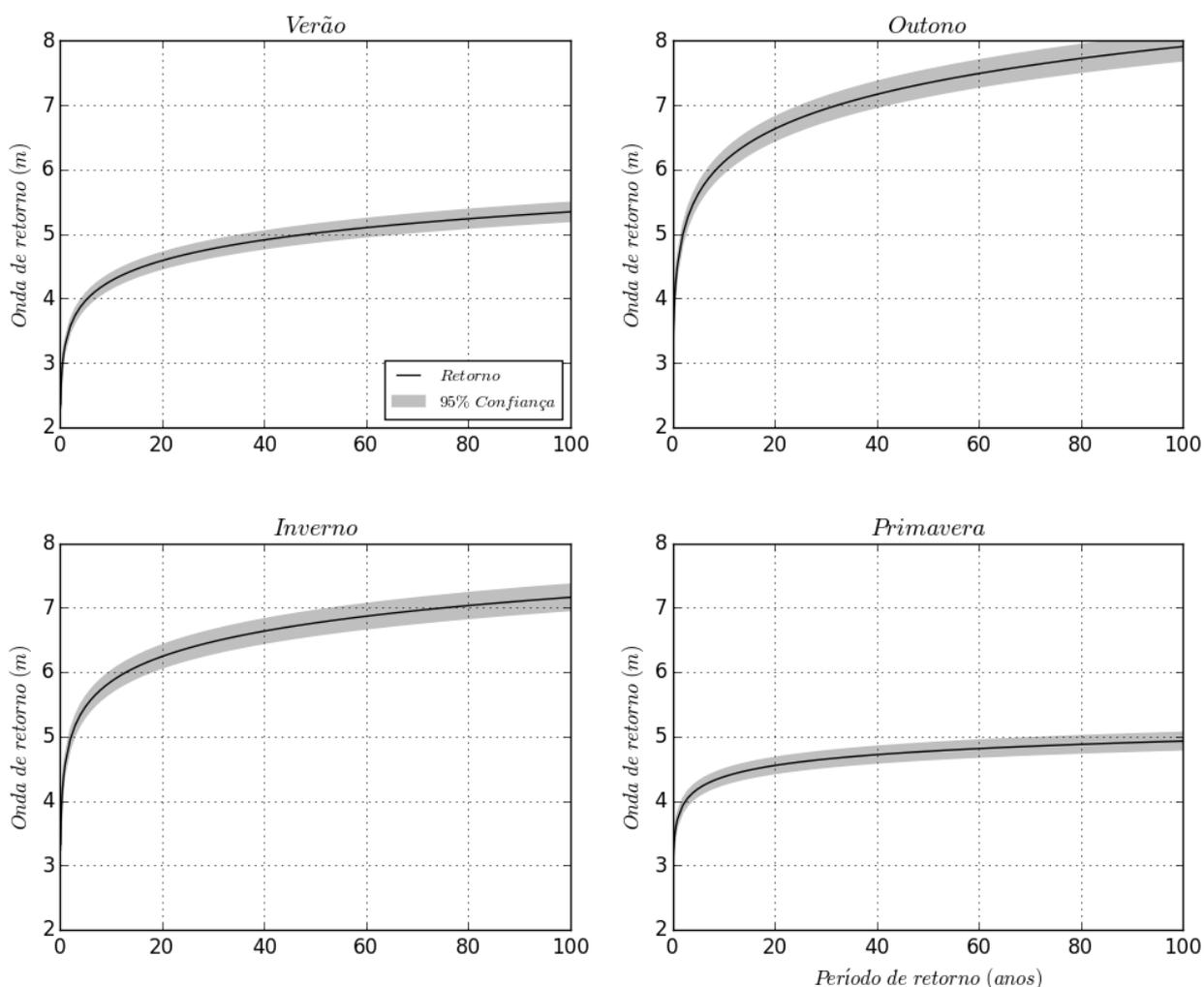


Figura 3.1.2.1.2-22 – Ondas de retorno para período máximo de 100 anos para o ponto ARIEG. O painel superior esquerdo corresponde ao verão, superior direito ao outono, inferior esquerdo ao inverno e inferior direito à primavera. Fonte de dados de acordo com o Item 2. Metodologia.

■ Síntese da caracterização da oceanografia física e indicadores para manejo e gestão

Com relação às correntes marinhas, a dinâmica na região costeira adjacente à ARIEG é regida pelas características da Plataforma Continental Interna da PCSE. Esse compartimento tem os movimentos regidos, transversalmente à linha de costa, pelos regimes de maré e, ao longo da linha de costa, pelo

regime de vento e gradientes de densidade. As correntes na região costeira adjacente à ARIEG possuem direção preferencial para S-SW. Ao largo desta região, em profundidades entre 50 e 100 m, aproximadamente, o regime de correntes é regido pelo vento, tendo assim sentido preferencial para S-SW.

As correntes na região sofrem grande alteração na dinâmica nos momentos de passagem de frentes frias. Como este fenômeno altera a direção dos ventos de N-NE para S-SW, as correntes nestas regiões também são alteradas, tendo dessa maneira sentido oposto aos observados mais frequentemente.

Na região da costeira adjacente à ARIEG foram encontradas principalmente a massa de água Água Costeira, que é a mistura entre as águas presentes na PCSE e as águas de descargas continentais. Durante o inverno principalmente é observada a introdução de águas mais frias provenientes da região mais ao sul que, por serem provenientes da mistura com descargas continentais possuem grande quantidade de nutrientes dissolvidos.

Próximo às regiões costeiras onde ocorre o deságue dos rios através das desembocaduras, ocorre uma circulação característica, forçada pelo regime de marés e aporte fluvial. Em momentos de maré alta, a água oceânica adentra os rios, aumentando o nível do mar e a salinidade locais. Já em momentos de maré vazante, a corrente de maré e a corrente forçada pelo deságue do rio se somam, fazendo com que o nível do mar abaixe e as salinidades diminuam. Este regime de enchente e vazante e alteração da salinidade é muito importante para a fixação de algumas espécies animais e vegetais.

A maré na região apresenta variação máxima de aproximadamente 1,4 m, com duas marés altas e baixas por dia, e períodos de sizígia (maior amplitude) e quadratura (menor amplitude) bem marcados. Aliada a esta variação previsível devido a agentes gravitacionais, o nível do mar na região é fortemente influenciado pelas variações atmosféricas, popularmente chamadas de ressacas. Foi verificado que muitas vezes ocorrem variações no nível do mar devido a fenômenos atmosféricos maiores do que as previstas pela maré gravitacional. Estes fenômenos estão associados à passagem de frentes frias na região, e foi verificado que nas últimas décadas têm ocorrido com maior frequência e intensidade.

O regime de ondas na região também apresenta grande correlação sazonal com o vento. Em períodos de verão e primavera as ondas mais frequentes tem origem N-NE, enquanto que no outono e no inverno estas são de S-SW. A passagem de frentes frias também altera este regime, trazendo ondas de maiores alturas e períodos, sempre do quadrante S-SW.

Portanto, na questão dinâmica das correntes, nível do mar e ondas na região, em situações de tempo bom, dominância da ASAS - ventos de N-NE - as correntes fluem para sul, com ondas predominantemente de N-NE e oscilação do nível do mar de acordo com a maré. Em situação de passagem de frentes frias, onde os ventos são alterados para S-SW, as correntes alteram de sentido, fluindo também para NE. O regime de ondas é alterado, com maiores alturas e períodos e direção de S-SW. Ocorre um aumento do nível do mar fazendo com que os níveis máximos sejam maiores que os previstos para a maré astronômica. Na região da ARIEG, no Mar Pequeno do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, em momentos de maré enchente, a água salgada, mais densa, adentra no sistema estuarino pelos canais lagunares pelas camadas próximas ao fundo – o que ocasiona uma diminuição na intensidade das correntes devido à “competição” entre a corrente gerada pela maré em direção ao rio e a corrente gerada pela descarga fluvial, em direção ao oceano. Já em instante de maré vazante ocorre o oposto, um aumento da intensidade das correntes, pois a corrente de maré flui em direção ao oceano, mesma direção do fluxo fluvial. Nestes instantes a água doce proveniente dos rios é dominante na região, deixando o sistema com valores ainda mais baixos de salinidade.

### 3.1.2.1.3 Qualidade da água e do sedimento

As águas costeiras, muito utilizadas para recreação de contato primário e secundário, também abrigam fauna e flora importantes no ecossistema marinho. As águas próximas ao litoral são as mais produtivas do oceano, pois recebem a contribuição de nutrientes carreados pelos rios, são também as que sofrem maior pressão antrópica. Assim, o gerenciamento ambiental dos recursos costeiros a partir de uma visão integrada e sistêmica do uso e da ocupação da região costeira possibilita determinar o panorama de problemas e conflitos, visando estabelecer e desenvolver diretrizes fundamentais de gestão.

São encontradas nessa região áreas onde coincidem intensa urbanização, atividades de pesca, atividades portuária e industrial relevantes, e exploração turística em larga escala. A manutenção da qualidade dessas águas é imprescindível não só para garantir o lazer da população, mas também para a preservação da vida aquática e a manutenção da produtividade pesqueira.

Em geral, o quadro é problemático do ponto de vista da gestão ambiental, demandando ações de caráter corretivo, com a mediação dos "múltiplos conflitos de uso" dos espaços e recursos comuns, e de controle do impacto sobre o ambiente estuarino, decorrente de poluição e contaminação por diferentes tipos e fontes.

Para cada uso pretendido para as águas costeiras, requer-se um nível de qualidade e faz-se necessário um monitoramento específico, adequado às necessidades criadas pela atividade desenvolvida, garantindo a qualidade requerida ao uso do recurso hídrico, como também para manter sua qualidade ambiental, visando o bem-estar e a saúde da população que utiliza esse recurso.

Como já citado, desde 2010 a CETESB realiza o monitoramento das águas e sedimento do litoral paulista no âmbito do programa Rede Costeira, constituído de 62 pontos fixos de monitoramento permanente ao longo da costa do Estado de São Paulo. Com o objetivo de obter o registro histórico da evolução da qualidade ambiental do litoral, o monitoramento tanto da água quanto do sedimento é realizado com frequência pré-estabelecida e em concordância com as atividades econômicas desenvolvidas, de modo a subsidiar as tomadas de decisão de Agências Ambientais frente a possíveis alterações em cada compartimento.

Além deste programa Rede Costeira, a CETESB, desde 1968, possui a Rede de Monitoramento de Praias, com o início das amostragens limitado às praias da Baixada Santista, estendendo-se posteriormente a todo o litoral. Hoje o Programa possui 172 pontos de amostragem em praias com alta frequência de banhistas ou com a presença de adensamento urbano próximo que apresente fonte de poluição fecal.

No Item **2. Metodologia** estão disponíveis os compostos analisados, índices de qualidade e detalhes dos pontos de análise utilizados neste diagnóstico. Na sequência são apresentados alguns detalhes do local da Rede Costeira que foi analisado neste Diagnóstico:

#### **Mar Pequeno**

O Mar Pequeno faz parte do sistema estuarino-lagunar de Iguape-Cananeia e é um braço de mar com mais de 50 km de extensão, que separa a Ilha Comprida do município de Iguape na parte continental. Possui duas embocaduras que fazem a ligação com o mar, a Barra da Icapara ao norte e a de Cananéia ao Sul. É uma área rica em manguezais e berçário para várias espécies marinhas e aves aquáticas. Na área localizam-se diversas unidades de conservação como a Estação Ecológica Juréia Itatins e Áreas de

Proteção Ambiental de Ilha Comprida. Recebe as águas do Rio Ribeira de Iguape, por meio do Valo Grande, no centro urbano de Iguape.

O Valo Grande é um canal artificial inaugurado em 1855 cujo objetivo era encurtar o caminho das canoas que traziam arroz para carregamento no porto marítimo de Iguape, bastante importante para a economia local. Originalmente com 4 m de largura, foi sofrendo forte e rápida erosão provocada pelas águas do Rio Ribeira. Os sedimentos carreados para o Mar Pequeno assorearam o porto marítimo inutilizando-o para operações no final do século XIX. O aumento da água doce provocou sensíveis mudanças no ambiente local tanto na temperatura quanto na salinidade, turbidez e mesmo na comunidade aquática, fonte de renda para muitos ribeirinhos. Por sua vez, o Rio Ribeira com apenas 1/3 de suas águas chegando até a foz, também sofreu assoreamento e grandes mudanças no sistema hídrico. Obras para contenção da erosão provocada pelo Valo Grande foram realizadas, contudo nenhuma delas obteve o sucesso esperado e outras nem chegaram ao término por alegação de falta de recursos financeiros. Hoje, o Valo Grande possui mais de 200 m de largura em alguns trechos, recebe 2/3 das águas do Rio Ribeira e é uma grande influência no ambiente aquático do Mar Pequeno.

#### ■ Avaliação da qualidade da água costeira

Nesta seção serão apresentados e discutidos os resultados das análises de qualidade de águas e sedimentos realizados no âmbito do programa “Rede Costeira” para Litoral Sul de São Paulo (CETESB, 2016) para o ano de 2015. Comparação com anos anteriores são feitas no item *Conclusões sobre a qualidade da água e sedimentos*. Os índices, critérios e características dos locais utilizados nesta caracterização estão disponíveis no Item 2. **Metodologia**, deste documento.

#### IQAC - Índice de Qualidade de Águas Costeiras

Os resultados de IQAC para o Mar Pequeno por ponto de amostragem e a média obtida para cada área estudada são apresentados na **Tabela 3.1.2.1.3-1** e na **Figura 3.1.2.1.3-1** (CETESB, 2016). São apresentados, também, os parâmetros que se mostraram não conformes em cada uma delas independentemente de serem computados no índice. De um modo geral, a região do Mar Pequeno foi classificada com um IQAC Regular, com amostras apresentando diversos parâmetros não conformes: Carbono Orgânico Total (COT), Fósforo total, Enterococos e Clorofila *a*.

**Tabela 3.1.2.1.3-1 - IQAC para os pontos amostrados no Mar Pequeno. Fonte: CETESB (2016).**

Classificação - IQAC 2015					(% de amostras não conformes por Parâmetro)
Local de amostragem	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 3	Média	
Mar Pequeno	75	82	77	78	COT (33%), Fósforo total (11%), Enterococos (17%), Clorofila <i>a</i> (33%)

Legenda:

Ótima	Boa	Regular	Ruim	Péssima
≥ 95	< 95 e ≥ 80	< 80 e ≥ 65	< 65 e ≥ 45	< 45

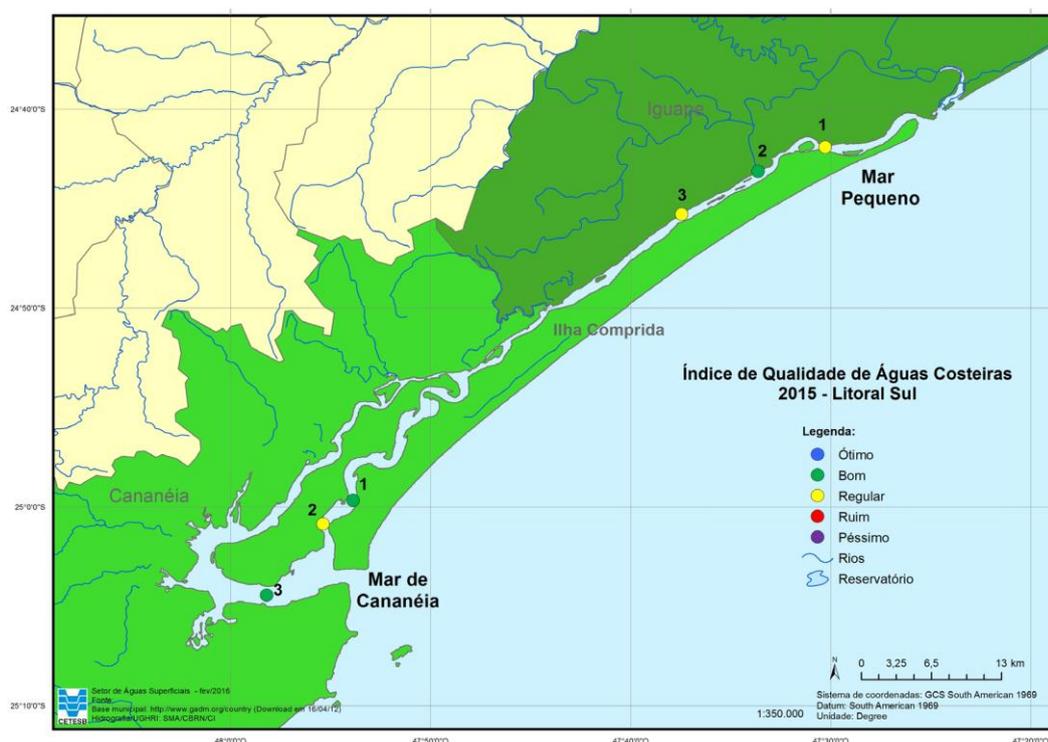


Figura 3.1.2.1.3-1 - Mapa com o Índice de Qualidade de Água Costeira 2015 – Litoral Sul. Fonte: CETESB (2016).

### IETC - Índice de Estado Trófico

Os pontos de amostragem para análise de eutrofização foram avaliados em duas profundidades (superfície e meio) e classificados segundo o Índice de Estado Trófico Costeiro (IETC), para as duas campanhas realizadas em 2015. Na **Tabela 3.1.2.1.3-2** são apresentados os resultados para Mar Pequeno das médias das duas profundidades por ponto, a média por campanha e a média anual.

O Mar Pequeno apresentou características opostas nas duas campanhas, o que pode evidenciar a sazonalidade associada à ocupação de temporada na região. A primeira campanha obteve IETC elevado, sendo o ambiente considerado Oligotrófico. A segunda campanha, em contrapartida, resultou em uma classificação do ambiente como Supereutrófico.

**Tabela 3.1.2.1.3-2 - Classificação dos pontos monitorados na Rede Costeira de acordo com o Estado Trófico. Fonte: CETESB (2016).**

Local	Ponto	1ª CAMPANHA				2ª CAMPANHA				MÉDIA ANUAL
		1	2	3	MÉDIA	1	2	3	MÉDIA	
*Mar Pequeno		2,45	0,62	5,73	2,93	59,04	45,71	23,13	42,63	22,78

\* Ambiente de águas salobras

Estado Trófico	Mar Clorofila <i>a</i> µg/L	Estuário Clorofila <i>a</i> µg/L
Oligotrófico	CL<1,00	CL<3
Mesotrófico	1,00<CL<2,50	3<CL<10
Eutrófico	2,50<CL<5,00	10<CL<30
Supereutrófico	CL>5	CL>30

Nas águas do Mar Pequeno foram identificadas não conformidades de alguns metais cujos ensaios foram realizados apenas no 1º semestre. O alumínio dissolvido superou o padrão legal em todas as amostras, assim como o ferro dissolvido. O fósforo total esteve acima do limite legal em apenas duas amostras este ano. Já o COT superou esses limites em todas as amostras dos pontos 1 e 3 no 1º semestre.

Quanto aos indicadores de contaminação fecal, três amostras apresentaram concentrações de enterococos acima de 100 UFC/100 mL na 1ª campanha. De acordo com o IQAC, o ponto 2 foi classificado como Bom e os demais Regulares.

As concentrações de Clorofila *a* na 1ª campanha foram menores, variando de Oligotrófico (pontos 1 e 2) a Mesotrófico (ponto 3), com a média da campanha indicando um ambiente com Boa qualidade da água, classificado como Oligotrófico. Já na 2ª campanha observou-se uma significativa piora no ambiente que variou de Eutrófico (ponto 3) a Supereutrófico (pontos 1 e 2) tendo a média da campanha classificado o local como Supereutrófico. Pela média anual dos três pontos, este local foi considerado um ambiente eutrofizado sendo classificado, como Eutrófico. Comparado ao ano anterior, este local exibiu uma piora significativa.

### **Qualidade dos sedimentos**

Nas amostras de sedimento foram avaliados aspectos de suas características física, química, ecotoxicológica e microbiológica.

A **Tabela 3.1.2.1.3-3** e a **Figura 3.1.2.1.3-2** apresenta a classificação química estabelecida para os pontos do Litoral Sul de acordo com os critérios canadenses (CCME, 1999). Essa classificação química do sedimento leva em consideração os resultados dos parâmetros das duas campanhas de amostragem. Tanto o Mar Pequeno quanto o Mar de Cananéia apresentaram sedimento classificado com qualidade Ótima para substâncias químicas.

Tabela 3.1.2.1.3-3 - Qualidade dos sedimentos nas áreas costeiras monitoradas em 2015 de acordo com as substâncias químicas. Fonte: CETESB (2016).

Regiões	Índice de Qualidade dos Sedimentos			
	Local de amostragem	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 3
Litoral Sul	Mar Cananéia			
	Mar Pequeno			

Critério Substâncias Químicas: ■ Ótimo ■ Bom ■ Regular ■ Ruim ■ Péssimo

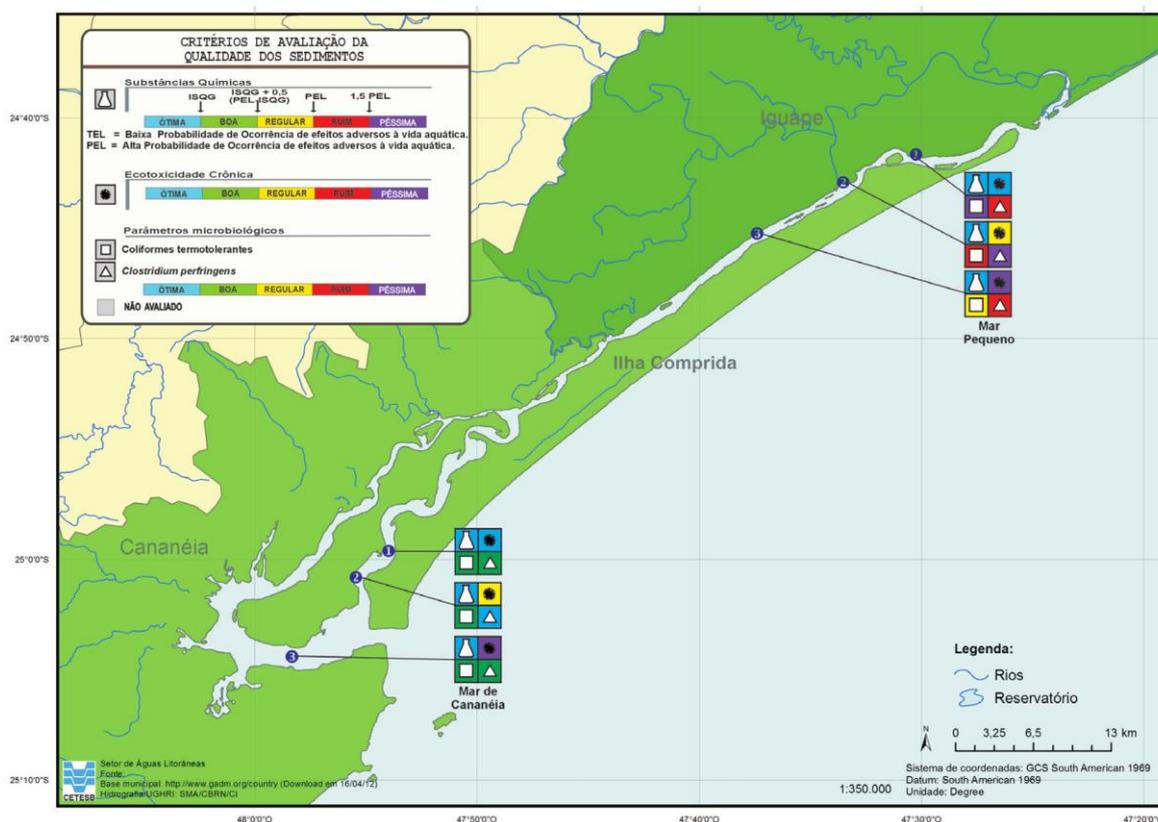


Figura 3.1.2.1.3-2 - Mapa com a avaliação da qualidade dos sedimentos 2015 – Litoral Sul. Fonte: CETESB (2016).

A Tabela 3.1.2.1.3-4 mostra a classificação dos sedimentos das áreas monitoradas do Litoral Sul de São Paulo com os ensaios ecotoxicológicos. A partir de 2015, no ensaio agudo, foi utilizada a espécie *Grandidierella bonnieroides*. Este ensaio foi realizado nas duas campanhas e o ensaio crônico com *Lytechinus variegatus* apenas na 2ª campanha. Nesta tabela também é apresentada a classificação final por campanha uma vez que, no caso de resultados divergentes entre os ensaios de toxicidade crônica e aguda, para um mesmo ponto, é adotada a classificação mais restritiva para expressar a qualidade do sedimento nesta região, visando à proteção das comunidades mais sensíveis.

Tabela 3.1.2.1.3-4 - Qualidade ecotoxicológica dos sedimentos nas duas campanhas em 2015. Fonte: CETESB (2016).

Regiões	2015	Primeira Campanha			Segunda Campanha									
		Área	Classificação = (Toxicidade Aguda <sup>2</sup> )			Toxicidade Crônica <sup>1</sup>			Toxicidade Aguda <sup>2</sup>			Classificação		
			Pontos	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2
Litoral Sul	Mar Pequeno													
	Mar de Cananéia													

Critérios Ecotoxicológicos:

	Ótima	Boa	Regular	Ruim	Péssima	
Não Tóxico <sup>(a)</sup>	71 - 80%	51 - 70%	26 - 50%	< 25%	1 (% de larvas normais - <i>L. variegatus</i> )	
Tóxico <sup>(a)</sup>	-	-	< 50% <sup>(b)</sup>	≥ 50%	2 (% de mortalidade - <i>L. plumulosus</i> )	

A Tabela 3.1.2.1.3-5 mostra a classificação do sedimento de acordo com critérios microbiológicos. Para isso foram utilizados dois indicadores de contaminação fecal: coliformes termotolerantes, que indicam contaminação fecal recente, e os *Clostridium perfringens*, que indicam contaminação fecal remota. O Mar Pequeno apresentou contaminação pelos dois tipos de coliformes e recebeu classificação Ruim ou Péssima em pelo menos uma das campanhas para cada ponto. Isso evidencia a contaminação a qual a região está sujeita, muito provavelmente resultante do descarte de esgoto na porção norte do Lagamar.

Tabela 3.1.2.1.3-5 - Classificação dos pontos monitorados na Rede Costeira de acordo com o critério microbiológico – Primeira e segunda campanhas de 2015. Fonte: CETESB (2016).

Campanha 1 - 2015		1		2		3	
Ponto	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	
Mar Pequeno	13.000	330.000	230	1.300.000	790	49.000	
Mar de Cananéia	490	22.000	490	2.700	490	3.300	
Campanha 2 - 2015		1		2		3	
Ponto	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	coliformes termotolerantes (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)	
Mar Pequeno	2.800	35.000	1.300	17.000	130	130.000	
Mar de Cananéia	330	13.000	18	2.600	45	17.000	

\* análise não realizada

Legenda:

Categoria	CTt (NMP/100g)	<i>Clostridium perfringens</i> (NMP/100g)
ÓTIMA	≤ 200	≤ 10.000
BOA	≤ 500	≤ 50.000
REGULAR	≤ 1000	≤ 100.000
RUIM	≤ 10.000	≤ 500.000
PÉSSIMA	> 10.000	> 500.000

A análise granulométrica apontou sedimento predominantemente arenoso. Os valores de potencial redox foram negativos, indicando ambiente com decomposição anaeróbia de matéria orgânica típico de áreas estuarinas. As concentrações de nutrientes não ultrapassaram os valores orientadores. Com base no critério de classificação química dos sedimentos, os três pontos foram classificados como Ótimos.

Com base na poluição fecal, as densidades de coliformes termotolerantes classificaram as amostras do primeiro semestre como Péssima, Boa e Regular, respectivamente. No 2º semestre as amostras dos pontos 1 e 2 foram classificadas como Ruins e do ponto 3 como Boa. As densidades de *Cl. perfringens*

classificaram as amostras do primeiro semestre como Ruim, Péssima e Boa. Já no 2º semestre as amostras dos pontos 1 e 2 foram classificadas como Boas e do ponto 3 como Ruim.

Os testes de toxicidade aguda com amostras de sedimento do Mar Pequeno, realizados na 1ª campanha, apresentaram qualidade Ótima nos pontos 1 e 2 e Péssima no ponto 3. Já na 2ª campanha observou-se uma melhor qualidade do sedimento do ponto 3, avaliado nesse tipo de ensaio, uma vez que os 3 pontos apresentaram qualidade Ótima. No ensaio crônico os pontos 1 e 3 também apresentaram qualidade Ótima enquanto o ponto 2 apresentou qualidade Regular. Salienta-se que a amostra do ponto 3 na 2ª campanha apresentou concentração de Pb acima do ISQG, provavelmente não biodisponível para causar efeito tóxico sobre os organismos-teste.

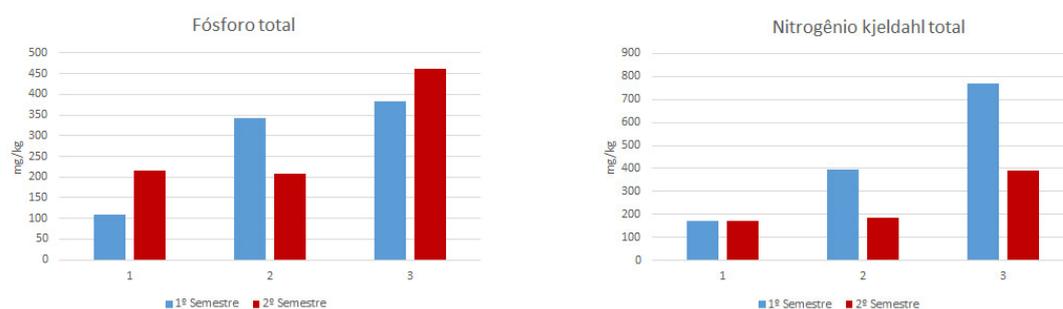


Figura 3.1.2.1.3-3 - Concentração de fósforo total e nitrogênio Kjeldahl total nos sedimentos da área do Mar Pequeno nas duas campanhas de 2015. Fonte: CETESB (2016).

## ■ Conclusões sobre a qualidade da água e sedimentos

### Qualidade da Água

Os resultados do monitoramento do programa Rede Costeira da CESTEB mostram que as águas no Mar Pequeno apresentam índices intermediários de qualidade ambiental se comparado ao Litoral Norte (com índices elevados) e ao Litoral Centro (com os piores índices da costa paulista). O gráfico da Figura 3.1.2.1.3-4 a concentração dos IQACs em todos os pontos monitorados em 2015.

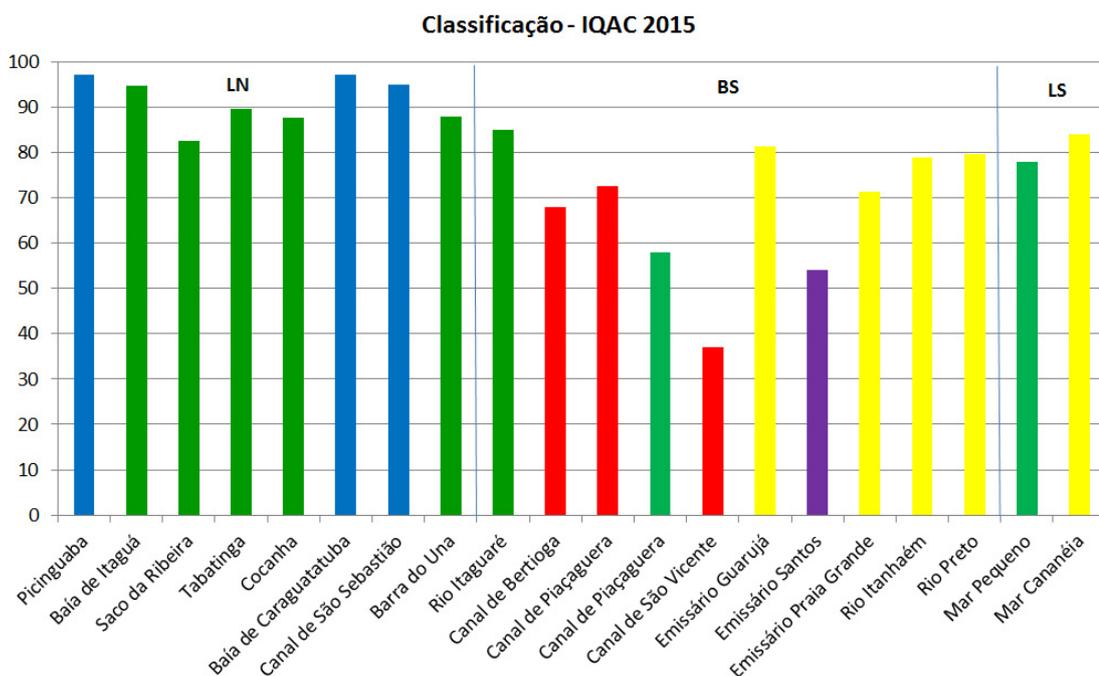


Figura 3.1.2.1.3-4 - Classificação média das áreas pelo IQAC em 2015. Fonte: CETESB (2016).

Outro ponto a ser analisado é a evolução temporal do IQAC médio na costa. A região do Mar pequeno apresenta uma melhora do IQAC médio desde 2011. O Mar Pequeno passou de Ruim em 2011 para Regular nos anos seguintes, em uma tendência ascendente até 2015.

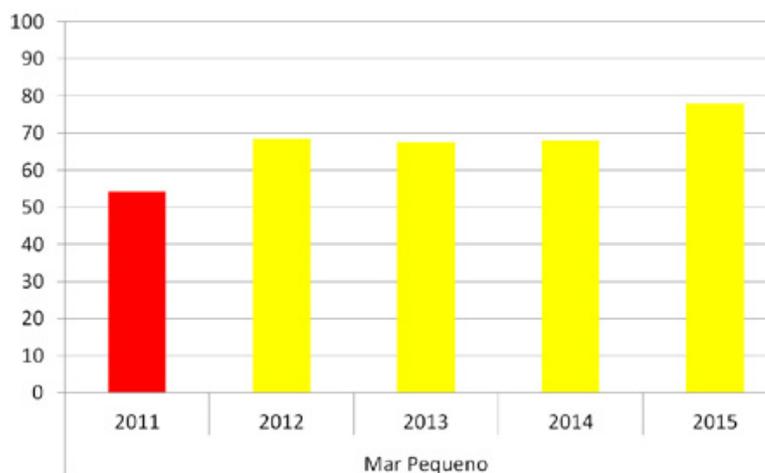


Figura 3.1.2.1.3-5 - Evolução do IQAC médio de 2011 a 2015 no Litoral Sul do Estado de São Paulo. Fonte: adaptado de CETESB (2016).

De um modo geral, o grau de eutrofização em 2015 exibiu condições de baixa e média trofia. Em 32% das amostras de superfície na primeira campanha e do meio da coluna d'água na segunda campanha foi possível observar indicativos de ambientes já eutrofizados (Eutróficos e Supereutróficos).

Em ambas as campanhas as porcentagens das classes tróficas foram similares diferindo apenas em relação às porcentagens de amostras indicativas de ambiente eutrofizados nas duas profundidades de coletas, ou seja, na primeira campanha as amostras de meio da coluna d'água indicaram um ambiente menos eutrofizado, resultado da maior incidência de luminosidade na superfície, favorecendo o estabelecimento da comunidade fitoplanctônica. Na segunda campanha houve um aumento das classes Eutrófica e Supereutrófica, indicativas de ambiente eutrofizado, nas amostras do meio da coluna d'água quando comparado às amostras de superfície, sendo a principal contribuição dada pelo Mar Pequeno.

A **Tabela 3.1.2.1.3-6** apresenta as concentrações médias anuais da Clorofila a e as tendências da qualidade das águas, em relação à eutrofização, para o período de 2011 a 2015. Para a avaliação da tendência foi utilizada a função linha de tendência estatística Linear, considerando-se como significativo o valor do Coeficiente de Variação ( $R^2$ ) a partir de 0,5. A região do Mar Pequeno não apresentou alterações significativas em relação aos cinco últimos anos, porém piorou em relação ao ano anterior atingindo condição Eutrófica, indicativa de ambiente já eutrofizado com elevadas concentrações de Clorofila a.

**Tabela 3.1.2.1.3-6 - Concentração média anual da clorofila a e as tendências da qualidade das águas de acordo com o IETC entre 2011 e 2015. Fonte: adaptado de CETESB (2016).**

Local	2011	2012	2013	2014	2015	Tendência
*Mar Pequeno	5,42	17,52	5,86	7,69	22,78	N.S.

### **Qualidade do Sedimento**

Em relação aos testes de ecotoxicidade do sedimento, os organismos apresentam diferenças na sensibilidade em função dos mecanismos de ação dos contaminantes. Assim, a utilização de dois tipos de ensaios para a avaliação ecotoxicológica pode gerar resultados divergentes para uma mesma amostra. Nestes casos, com o objetivo de proteger as espécies mais sensíveis, foi utilizado o diagnóstico mais restritivo para classificar cada região.

A partir da classificação anual obtida para 2015 nos ensaios ecotoxicológicos, observou-se que o Mar Pequeno apresentou uma piora significativa ao longo dos anos de monitoramento, passando de uma classificação Ótima em 2011 e 2012 para Péssima em 2014 e 2015 (ponto 3). Essa variação aponta para a sensibilidade do sistema ao aumento no aporte de poluição de origem continental e reforçam a necessidade do monitoramento constante dessa região – **Tabela 3.1.2.1.3-7**.

**Tabela 3.1.2.1.3-7 - Classificação ecotoxicológica dos sedimentos costeiros da Baixada Santista do Estado de São Paulo entre de 2011 e 2015. Fonte: CETESB (2016).**

Regiões	Área	2011			2012			2013			2014			2015		
		Pontos			1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Litoral Sul	Mar Pequeno	■			■			■			■			■		
	Mar de Cananéia	■			■			■	■	■	■	■	■	■	■	■
% de pontos amostrais que não apresentaram toxicidade/ano		48%			61%			45%			48%			53%		

Critérios Ecotoxicológicos: ■ Ótima ■ Boa ■ Regular ■ Ruim ■ Péssima

\* amostra não analisada

A qualidade microbiológica dos sedimentos foi atribuída de acordo com as concentrações dos indicadores de contaminação fecal: coliformes termotolerantes (contaminação atual - fezes humanas e animais) e *Clostridium perfringens* (contaminação remota).

Foram encontradas concentrações acima de 100.000 NMP/100g de *Clostridium perfringens* na área do Mar Pequeno na primeira campanha; a mesma campanha obteve valores acima de 1.000 NMP/100g de coliformes termotolerantes também para o Mar Pequeno.

#### 3.1.2.1.4 Ameaças diretas e indiretas, fragilidades e sensibilidade

Neste item é apresentada a sensibilidade diagnosticada para a área, dentro da temática dos itens anteriores. A partir da descrição desta sensibilidade, são identificadas as ameaças diretas e indiretas para estas propriedades.

Desta maneira, com relação ao item 3.1.1. **Caracterização Climática e Meteorológica na Área de Estudo**, foi identificado que o regime pluviométrico pode apresentar eventos de grande precipitação, principalmente durante o verão. Estes eventos de grande pluviosidade aumentam a vazão dos rios na área adjacente à ARIEG.

Foi diagnosticado que os ventos possuem maior frequência de ocorrência de direções proveniente de N-NE, relacionadas a tempo bom. Entretanto, em momentos de passagem de frentes frias, que são mais frequentes durante o inverno e outono, o vento inverte de sentido, tendo origem S-SW.

Na **Caracterização Geológica e Geomorfológica Marinha** foi identificada a grande vulnerabilidade que a porção norte da ARIEG possui. Esta região sofre processo de deposição de sedimentos e esta área tem se expandido consideravelmente nas últimas décadas. Já na porção da ARIEG voltada para o oceano, está ocorrendo processo de erosão que vem estreitando este setor da Ilha Comprida. Souza (2009) relacionou muitos desses riscos de erosão a processos naturais que vêm se intensificando nos últimos anos, como eventos de ressacas extremas. De fato, nos dados utilizados neste diagnóstico foi observado um aumento no número de ressacas e na severidade das mesmas.

Com relação às massas de água, correntes e ondas na região, foi descrito que, principalmente durante o inverno, a região costeira adjacente à ARIEG é ocupada por águas frias provenientes do sul do Brasil, que têm grande influência de água de descarga continental dos estuários de Paranaguá (PR), São Francisco do Sul (SC) e, algumas vezes da Lagoa dos Patos (RS) e Rio da Prata (Argentina) (PEREIRA *et al.*, 2008).

Estas águas, por serem caracterizadas como de descarga continental, possuem baixa salinidade, relativamente às demais águas da PCSE, e possuem grande concentração de nutrientes.

Na região da ARIEG no Mar Pequeno, as correntes são regidas pelos fluxos de maré: durante a maré enchente, a água marinha, salgada, adentra o sistema pelas camadas próximas ao fundo, e a água proveniente do sistema fluvial permanece em superfície, tendo-se assim correntes opostas em superfície (direção oceano) e no fundo (direção sistema estuarino). Já durante a maré vazante, tanto em superfície quanto no fundo as correntes apontam em direção ao oceano, dominando os fluxos fluviais.

Para o padrão de ondas incidente na face da Ilha Comprida próxima a região da ARIEG, foram observadas ondas de origem do quadrante NE durante períodos de tempo bom e, durante episódios de passagem de frentes frias, aumento da altura e período e direção proveniente de S-SW.

Sintetizando as fragilidades e sensibilidades diagnosticadas para o meio físico marinho, o **Mapa de sensibilidade, ameaças e áreas críticas do meio físico marinho** representa as discussões aqui levantadas.

A partir da apresentação destes locais com fragilidade e sensibilidade destacada, é importante mostrar as ameaças diretas e indiretas a que estão submetidos. As principais ameaças estão relacionadas a modificações na dinâmica sedimentar da linha de costa, bem como à alteração da qualidade da água e do sedimento. As ameaças a linha de costa são visíveis e preocupantes para a população, ao contrário da poluição das águas que pode estar em um nível alto de contaminação e mesmo assim ser imperceptível às comunidades.

Com relação às ameaças, Souza *et al.* (2005) e Souza (2009a, b) apresentaram as principais ameaças diretas, naturais e antrópicas, à dinâmica sedimentar na linha de costa - **Quadro 3.1.2.1.4-1**. Dentre as ameaças naturais apontadas, a autora destaca aquelas relacionadas a:

- Transporte litorâneo;
- Morfologia da praia – relacionada a susceptibilidade as ondas;
- Aporte natural de sedimentos;
- Fisiografia costeira;
- Alterações climáticas.

Com exceção deste último tópico, o item de **Caracterização Geológica e Geomorfológica Marinha** apresentou estas características para a região, que, assim, compõem o **Mapa de sensibilidade, ameaças e áreas críticas do meio físico marinho**. A questão das alterações climáticas é tratada no item de **Cenários Futuros**, relacionado a este tema. Já para as ameaças antrópicas, esta autora destaca algumas causas presentes na região da ARIEG relacionadas a:

- Urbanização da orla;
- Estruturas artificiais na linha de costa.

Assim, destaca-se a crescente urbanização da região costeira e margens fluviais, expansão da rede viária e a presença de diversos píeres, molhes e quebra-mares ao longo da costa, principalmente no interior do Mar Pequeno. Conforme apresentado ao longo de todo o diagnóstico do meio físico, o Valo Grande apresenta também influência direta na região, tanto com relação ao aporte de sedimento, quanto ao aporte de água doce e poluentes. Estas informações também são apresentadas no **Mapa de sensibilidade, ameaças e áreas críticas do meio físico marinho** que mostra as ameaças diretas para o regime erosivo-deposicional na ARIEG.

Quadro 3.1.2.1.4-1 – Causas naturais e antrópicas da erosão costeira no Brasil (SOUZA *et al.*, 2005, SOUZA 2009a, b).

CAUSAS NATURAIS				CAUSAS ANTRÓPICAS	
1	Dinâmica de circulação costeira: presença de zonas de barlamar ou centros de divergência de células de deriva litorânea em determinados locais mais ou menos fixos da linha de costa (efeito “foco estável”).	7	Inversões na deriva litorânea resultante causada por fenômenos climáticos-meteorológicos intensos: sistemas frontais, ciclones extratropicais e a atuação intensa do “ <i>El Nino/ENSO</i> ”.	14	Urbanização da orla, com destruição de dunas e/ou impermeabilização de terraços marinhos holocênicos e eventual ocupação da pós-praia.
2	Morfodinâmica praial: praias intermediárias têm maior mobilidade e suscetibilidade à erosão costeira, seguidas das reflexivas de alta energia, dissipativas de alta energia, reflexivas de baixa energia, dissipativas de baixa energia e ultradissipativas.	8	Elevações do nível relativo do mar de curto período devido a efeitos combinados da atuação de sistemas frontais e ciclones extratropicais, marés astronômicas de sizígia e elevações sazonais do NM, resultando nos mesmos processos da elevação de NM de longo período.	15	Implantação de estruturas rígidas ou flexíveis, paralelas ou transversais à linha de costa: espigões, molhes de pedra, enrocamentos, píeres, quebramares, muros, anteparos em pedra etc., para “proteção costeira” ou contenção/mitigação de processos erosivos costeiros ou outros fins; canais de drenagem artificiais.
3	Aporte sedimentar atual naturalmente ineficiente ou ausência de fontes de areias.	9	Efeitos atuais da elevação do nível relativo do mar durante o último século, em taxas de até 30 cm: forte erosão com retrogradação da linha de costa.	16	Armadilhas de sedimentos associadas à implantação de estruturas artificiais, devido à interrupção de células de deriva litorânea e formação de pequenas células.
4	Fisiografia Costeira: irregularidades na linha de costa (mudanças bruscas na orientação, promontórios rochosos e cabos inconsolidados) dispersando as correntes e sedimentos para o largo; praias que recebem maior impacto de ondas de maior energia.	10	Efeitos secundários da elevação de nível do mar de longo período: Regra de Bruun e migração do perfil praial rumo ao continente.	17	Retirada de areia de praia por: mineração e/ou limpeza pública, resultando em déficit sedimentar na praia e/ou praias vizinhas.
5	Presença de amplas zonas de transporte ou trânsito de sedimentos ( <i>by-pass</i> ), contribuindo para a não permanência dos sedimentos em certos segmentos de praia.	11	Evolução quaternária das planícies costeiras: balanço sedimentar de longo prazo negativo e dinâmica e circulação costeira atuante na época.	18	Mineração de areias fluviais e desassoreamento de desembocaduras; dragagens em canais de maré e na plataforma continental: diminuição/perda das fontes de sedimentos para as praias.
6	Armadilhas de sedimentos e migração lateral: desembocaduras fluviais ou canais de maré; efeito “molhe hidráulico”; depósitos de sobrelavagem; obstáculos fora da praia (barras arenosas, ilhas, parcéis, arenitos de praia e recifes).	12	Balanço sedimentar atual negativo originado por processos naturais individuais ou combinados.	19	Conversão de terrenos naturais da planície costeira em áreas urbanas (manguezais, planícies fluviais/ e lagunares, pântanos e áreas inundadas) provocando impermeabilização dos terrenos e mudanças no padrão de drenagem costeira (perda de fontes de sedimentos).
		13	Fatores Tectônicos: subsidências e soerguimentos da planície costeira.	20	Balanço sedimentar atual negativo decorrente de intervenções antrópicas.

Já para a qualidade de água e sedimento, as ameaças naturais se limitam às desembocaduras dos rios e canais do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, que podem carrear sedimentos e águas com propriedades diferentes daquelas encontradas no meio marinho. Com relação às alterações antrópicas, as fontes são diversas, destacando-se:

- Urbanização – ocupação costeira desordenada ou sazonal;
- Marinas, portos e atracadouros – destaque para as regiões no interior do Mar Pequeno e do Valo Grande, no município de Ribeira de Iguape;
- Travessias de balsas que ligam os municípios de Cananéia e Ilha Comprida e as áreas insular e continental de Cananéia, além da travessia entre Iguape e a Barra do Ribeira;
- Destacam-se ainda outras fontes indiretas na região como a presença de agricultura no vale do Rio Ribeira de Iguape, que introduz resíduos de pesticidas e agrotóxicos no meio, os quais são carregados pelos rios para o Mar Pequeno.

Além destes vetores diretos e indiretos, a poluição associada ao tráfego marinho, que é intenso na região, principalmente por navios de grande porte que viajam entre os Portos de Santos e Paranaguá em águas mais profundas, e por embarcações de pesca e turismo em águas mais costeiras, deve ser destacada. Além do aumento dos riscos da ocorrência de acidentes, a poluição associada ao tráfego marinho é significativa. Considerando as resoluções MARPOL e a Nota Técnica IBAMA 01/11 – apresentadas no item **11. Legislação** deste documento –, embarcações de grande porte terão os efluentes sanitários e águas servidas lançadas entre 3 e 12 milhas náuticas da costa após passagem por sistema de tratamento. Sem tratamento, o descarte só ocorrerá após as 12 milhas náuticas da costa, desde que a embarcação esteja em movimento.

Outro agravante em embarcações é a questão da água oleosa, ou água do tanque de SLOP, que são águas de lavagem e da casa de máquinas que devem ser tratadas antes do lançamento. As legislações MARPOL e Nota Técnica IBAMA 01/11 – apresentadas no item **11. Legislação** deste documento – determinam o tratamento que estas águas devem sofrer, mas não legislam sobre os locais de lançamento. Assim, embarcações em trânsito na região da ARIEG podem fazer lançamentos de água oleosa, desde que os parâmetros estejam enquadrados.

Todas estas ameaças à qualidade ambiental estão expostas no **Mapa de sensibilidade, ameaças e áreas críticas do meio físico marinho**.

Além dos empreendimentos em terra e nos arredores da ARIEG, destacam-se também as plataformas de Tiro e Sídon e os demais empreendimentos no Polo Pré-Sal (**Mapa de Grande Empreendimentos de Petróleo**), mais distantes da ARIEG, mas que, como toda a indústria de petróleo, trazem consigo a possibilidade de acidentes com vazamento de óleo e derivados. Acidentes com grandes volumes de óleo nestes campos, principalmente em situação de tempo ruim – frentes frias – poderiam atingir a região costeira adjacente à ARIEG, conforme se pode observar na Figura 3.1.2.1.4-1, que mostra uma probabilidade aproximada de 20% de toque na costa em caso de acidente de pior caso no inverno proveniente do conjunto de empreendimentos Etapa 2 de exploração e produção da Petrobras no Pré-Sal da Bacia de Santos. A região da ARIEG, dentro do sistema estuarino, é menos vulnerável durante momentos de maré vazante, quando o fluxo fluvial domina. Entretanto, em momentos de maré enchente, as correntes apontam para dentro do sistema estuarino, o que deixa toda a região mais vulnerável.



### 3.1.2.1.5 Áreas críticas

Apresentadas a sensibilidade ambiental regional e as ameaças diretas e indiretas, este item mostra as áreas críticas levantadas por este diagnóstico técnico e com base no Diagnóstico Participativo (FUNDAÇÃO FLORESTAL, 2014). Os locais considerados críticos na ARIEG são:

- Região norte da ARIEG – acelerado processo de deposição de sedimentos e consequente expansão do terreno;
- Porção da ARIEG voltada para o oceano - processo de erosão que vem estreitando este setor da Ilha Comprida;
- Zona de influência do Mar Pequeno – introdução de poluentes orgânicos e pesticidas provenientes do Rio Ribeira de Iguape.

Com relação aos processos erosivos relativos ao crescimento da Ilha Comprida na região da ARIEG, este processo está relacionado ao deslocamento predominante da corrente de vazante que atua no Mar Pequeno. Esta corrente de direção NE, ao interagir com as correntes de deriva litorânea formadas por ondas provenientes do quadrante S-SE (corrente de mesmo sentido), resulta tanto no crescimento da ilha como na erosão da Ilha de Iguape (TESSLER & MAHIQUES, 1993). Os sedimentos erodidos são transportados em direção ao oceano, e, posteriormente, são retidos pela ação das ondas na região da desembocadura lagunar, criando um conjunto de bancos arenosos submersos. Esses sedimentos, por sua vez, não são novamente deslocados pelas correntes de deriva litorânea em virtude da ação do bloqueio fluvial e lagunar (TESSLER, 1988), que, além de reter o deslocamento do sedimento no sentido NE, interfere nas características hidrodinâmicas locais. Um outro bloqueio que ocorre na foz do rio Ribeira está associado à carga de sedimentos transportada pelas correntes de deriva litorânea geradas por incidência de ondas do quadrante NE-E. Ao sofrer o embate das correntes do sistema de ondas de S-SE atuante, proporciona o desenvolvimento do esporão arenoso presente. A direção de seu crescimento coincide com a direção das correntes geradas por ondas vindas do quadrante NE-E, ou seja, é para SW.

Já com relação à criticidade das águas e sedimentos na região do Mar Pequeno, em Iguape, que deságua na ARIEG, observou-se a presença de enterococos nas águas, o que sugere a contaminação por esgoto doméstico. Além disso, o ambiente foi classificado como Supereutrófico, apresentando uma queda significativa da qualidade da água, classificada como Regular. O sedimento do Mar Pequeno apresenta qualidade Péssima, tendo sido detectada a presença de coliformes fecais de origem remota e origem local, toxicidade crônica e qualidade Regular. Nesta região, ainda, foram encontrados indícios de contaminação e do impacto da agricultura nos corpos d'água da Bacia Hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Foi reportada a presença de pesticidas (resíduos de carbofurano), associada à utilização de agrotóxicos na agricultura da região, cuja concentração é maior em períodos de grande pluviosidade devido à lixiviação do solo.

Todos estes locais listados estão presentes no **Mapa de sensibilidade, ameaças e áreas críticas do meio físico marinho** na ARIEG.

### 3.1.2.1.6 Cenários futuros

Em termos de erosão e progradação da costa, a região da ARIEG apresenta algumas localidades bem ativas, conforme destacado nos itens anteriores. Os limites da ARIEG no momento de sua criação compreendiam a totalidade do terreno da Ponta da Praia. Porém, a porção ao norte vem sofrendo processo de agradação, fazendo com que parte do terreno ao norte não esteja incluída na área da ARIEG. Já a porção que está voltada para o oceano vem sofrendo processo de erosão, que vem diminuindo a largura da Ilha Comprida nesse trecho. Assim, os limites atuais da ARIEG na face oceânica da Ponta da Praia estão atingindo áreas da região costeira adjacente, que faz parte da APAMLS.

Dessa maneira, devido à ativa dinâmica costeira da região, é recomendável uma revisão constante dos limites da ARIEG para assegurar que todo o terreno da ponta da praia esteja compreendido no território da ARIEG. Esta revisão pode ser realizada a partir dos resultados do monitoramento dos processos de erosão e agradação que ocorrem na região.

Outra perspectiva importante para a região está relacionada à área próxima à cidade de Iguape (SP), onde se situa o canal artificial do Valo Grande, que liga a calha original do rio Ribeira de Iguape à região do Mar Pequeno. Esta alteração ao mesmo tempo que introduz água doce na região do Mar Pequeno faz com que a calha original do rio Ribeira de Iguape deixe de receber água, fazendo com que a região sofra processo de assoreamento mais elevado. Esse processo, portanto, intensifica a entrada de água doce na região da ARIEG. Esta água doce, proveniente do Rio Ribeira de Iguape, está atualmente com presença de poluentes, o que agrava a situação.

Outros problemas que vêm afligindo parte da população e tomadores de decisão estão relacionados aos impactos ocasionados pelas alterações climáticas.

Desde os primórdios, a distribuição da população humana esteve fortemente associada às zonas costeiras, devido, particularmente, à disponibilidade de recursos naturais e à biodiversidade inerentes a esses ambientes. Contudo, o crescimento dessa ocupação costeira pode, em muitos casos, serem acompanhados do aumento da vulnerabilidade e dos riscos a que tais ambientes estão sujeitos.

Aspectos sociais e ambientais são analisados em estudos como o de Zanetti *et al.* (2016), que apresentou um novo “Índice de Vulnerabilidade Socioambiental para Áreas Costeiras”, aplicado à cidade de Santos (SP), para avaliar a vulnerabilidade das regiões costeiras no contexto de mudanças climáticas. Os autores sugerem que cerca de 70% da área do município de Santos seja considerada altamente vulnerável aos impactos das mudanças climáticas, especialmente à elevação do nível do mar e inundações. De maneira semelhante, estudos como o de Souza (2009; 2010; 2012) apontam a elevação do nível do mar, possivelmente associada às mudanças climáticas, como um dos principais fatores de risco para o litoral paulista.

A interpretação desses resultados deve ser realizada com muita cautela pela população e, principalmente, pelos tomadores de decisão. Via de regra, esses estudos se baseiam em projeções climáticas futuras geradas por modelos numéricos que representam, de fato, ferramentas muito poderosas para investigações climáticas.

A necessidade de cuidado na utilização desses resultados reside na compreensão do conceito de projeção climática. De maneira muito simplificada, as projeções climáticas são estudos de probabilidade. Elas apresentam diversos resultados com alguma probabilidade de ocorrer frente aos diferentes cenários utilizados para calcular tais projeções. Um cenário de aumento nas concentrações de gases de efeito

estufa na atmosfera, por exemplo, gera aumento na probabilidade numérica de ocorrência de ressacas em determinadas regiões devido ao aquecimento do planeta.

Deve-se ainda, considerar a diferença entre tempo e clima. Enquanto o primeiro se refere às condições observadas num dado local e momento, o segundo está ligado a um padrão médio com escala espaço-temporal bem maior. As condições de tempo num determinado local não configuram um bom indicativo de tendências globais, do mesmo modo que tendências globais não implicam, necessariamente, em variações locais da mesma ordem e magnitude.

A resposta à elevação média global do nível do mar depende da variabilidade local do nível do mar e dos efeitos das atividades humanas nessa região. Por exemplo, enquanto a tendência global mostra uma elevação do nível do mar nas últimas décadas, a região equatorial do Oceano Pacífico sofreu uma diminuição de 45 cm nas médias mensais de nível do mar durante quase um ano entre 1997 e 1998, devido a uma alternância entre os eventos de El Niño para La Niña (DONNER, 2012).

O desenvolvimento costeiro, acompanhado de programas de controle de erosão, drenagem de áreas emersas e manejo de inundações, vêm crescendo paralelamente à elevação do nível do mar. Da mesma maneira que a alteração da cobertura do solo em grandes cidades impacta a temperatura e a umidade do ar localmente (formando-se as chamadas ilhas de calor), as modificações antrópicas na costa podem alterar a magnitude e frequência das inundações, bem como a própria fisiografia da costa, pela alteração da hidrodinâmica local e do balanço sedimentar. Cria-se, portanto, um paralelo geomorfológico costeiro análogo às ilhas de calor.

Assim, é importante considerar a variabilidade natural e a contribuição antrópica para a modificação da linha de costa antes de simplesmente se atribuir essas alterações à elevação do nível do mar, bem como diferenciar as observações das projeções numéricas. Torna-se possível, então, o desenvolvimento de políticas de manejo mais precisas e adequadas para cada ambiente costeiro, sem causar um alarde infundado na população e evitando a pressão do ceticismo em relação às mudanças climáticas e seus reais impactos na costa.

### 3.1.2.1.7 Indicadores de monitoramento

Para a região da ARIEG o principal indicador de monitoramento é relativo aos processos erosivos deposicionais que ocorrem na região. Este monitoramento tem o objetivo de identificar os agentes causadores destas alterações. Conforme explanado no item de **Cenários Futuros**, é importante diferenciar as pressões exercidas localmente daquelas atribuídas a alterações climáticas, sendo que a melhor maneira de se obter essa quantificação é a partir de monitoramentos de longo período.

Na região, o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo monitora o nível do mar há um longo tempo, e estes dados são públicos por fazerem parte do programa *Global Sea Level Observing System*. Já para séries de dados de ondas, a situação é crítica, com total ausência de dados públicos coletados e pouquíssimos registros produzidos em âmbito científico. Seria importante a instalação de ondógrafo – ou convênio com instituições que possuem estas medições – indicado no item **Potencialidades e Oportunidades** -, para obtenção de dados de ondas na região, de maneira contínua, a fim de se avaliar este parâmetro em longo período.

Ainda, como alguns autores indicaram que o sedimento carregado pelas águas do Valo Grande pode contribuir para o processo de progradação que ocorre no local, seria de grande importância também o

monitoramento da quantidade de material em suspensão que entra no sistema devido a este canal artificial. Estes autores também apontaram que as correntes de maré vazante são importantes nessa dinâmica sedimentar. Assim, sugere-se também o monitoramento de correntes na região, visto que os dados disponíveis são escassos e de longa data.

Por fim, os pontos de monitoramento da CETESB estão localizados nas proximidades da desembocadura do Valo Grande no Mar Pequeno. Seria importante o monitoramento da qualidade da água e do sedimento em regiões mais próximas à Barra de Icapara para verificar se de fato os poluentes estão presentes na costa da ARIEG e a variação de seus teores. Devem ser avaliados no mínimo indicadores de contaminação por esgoto e metais, além de óleos e graxas.

#### **3.1.2.1.8 Lacunas de conhecimento**

Conforme destacado no item anterior, existe uma lacuna de conhecimento com relação às longas séries temporais que podem identificar a importância de fenômenos locais e climáticos sobre as alterações observadas na ARIEG. Destaca-se principalmente dados de ondas na região costeira adjacente, bem como registros de correntes na região do Mar Pequeno, nas proximidades da ARIEG.

Destacando-se os processos de erosão e progradação na região, que são ligados às correntes de maré vazante no sistema estuarino-lagunar e às correntes de deriva litorânea na região costeira adjacente, não existe um dimensionamento da real importância da abertura do Valo Grande para esses processos, seja pelo aumento de água introduzida no sistema - que aumenta a intensidade das correntes de maré vazante - seja pelo aporte de sedimentos - que contribui para a progradação na porção norte da Ilha Comprida. Assim, sugerem-se estudos específicos para este tema.

#### **3.1.2.1.9 Potencialidades e oportunidades**

Na região destaca-se a presença de centros de excelência em pesquisa, como o Núcleo de Pesquisa e Desenvolvimento do Litoral Sul do Instituto de Pesca, a base sul do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), ambos em Cananéia, e a Universidade Estadual Paulista Mesquita Filho (UNESP) em Registro. A Fundação Florestal poderia propor um convênio para que, durante as visitas de campo que ocorrem na região, fossem medidas as variações da linha de costa na região norte da Ilha Comprida, na ARIEG, compondo um banco de dados valioso para o monitoramento do processo deposicional que ocorre no local. Nesse caso, seria de vital importância o treinamento da equipe e estabelecimento de padrões de controle de qualidade nessas medições, estabelecidos em conjunto entre a Fundação Florestal e as instituições, para garantir que os dados sejam válidos e confiáveis.

#### **3.1.2.1.10 Contribuição para planejamento das UCs**

Conforme destacado anteriormente, devido à ativa dinâmica costeira da região, é recomendável uma revisão constante dos limites da ARIEG para assegurar que todo o terreno da ponta da praia esteja compreendido em seu território. Esta revisão pode ser realizada a partir dos resultados do monitoramento dos processos de erosão e agradação que ocorrem na região.

### 3.1.2.2 BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. D. System of continental rifts bordering Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, p. 15-26. 1976.

AMADO FILHO, G. M. Subtidal benthic marine algae of the marine state park of Laje de Santos (São Paulo, Brazil). *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 54, n. 4, p. 225-234. 2006.

AMOR, C. C. Intrusões da água Central do Atlântico Sul sobre a plataforma continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2004.

BENTZ, D. Os cordões litorâneos da planície de Una-Juréia, municípios de Peruíbe e Iguape-SP. 2004. 108f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo. 2004.

BERBEL, G. B. D. Estudo do fósforo sedimentar e de suas especiações químicas em dois sistemas costeiros e Plataforma Continental Sudeste (Brasil) e Baía do Almirantado (região antártica) considerando suas relações biogeoquímicas. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2008.

BÉRGAMO, A. L. Características da hidrografia, circulação e transporte de sal: Barra de Cananéia, Sul do mar de Cananéia e Baía do Trapandé. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2000.

BONETTI FILHO, J.; DE MIRANDA, L. B. Estimativa da descarga de água doce no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. *Ver. Bras. Oceanogr.*, 45 (1/2):89-94. 1997.

BRITO, D. D.; MILANELLI, J. C. C.; RIEDEL, P. S.; WIECZOREK, A. Sensibilidade do litoral paulista a derramamentos de Petróleo - um atlas em escala de detalhe. 1a ed. Rio Claro, SP UNESP. 2014.

BRODTKORB, P. A.; JOHANNESSON, P.; LINDGREN, G.; RYCHLIK, I.; RYDÉN, J.; SJÖ, E. WAFO-a Matlab toolbox for analysis of random waves and loads. In: *The Tenth International Offshore and Polar Engineering Conference*. International Society of Offshore and Polar Engineers. 2000.

BUZATO, E. Avaliação de impactos ambientais no município de Ubatuba: uma proposta a partir dos geoindicadores. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2012.

CAMERON, W. M.; PITCHARD, D. W. Estuaries, p. 306-324. In M. N. Hill [ed.], *The sea*, v. 2. Interscience, New York, N.Y. 1963.

CAMPOS, R. M.; CAMARGO, R. D.; HARARI, J. Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no sudoeste do Atlântico Sul. *Rev. bras. Meteorol.* São Paulo, v. 25, n. 2, p. 175-184. 2010.

CANDELLA, R. N. Estudo de casos de ondas no Atlântico Sul através de modelagem numérica. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1997.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, n. 2, p. 83-90, 1986.
- CASTRO, B. D.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. D.; MIRANDA, L. D. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil, p. 11-120. 2006.
- CASTRO, B. M. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. Tese Livre-Docente, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 1996.
- CASTRO, B. M.; LEE, T. N. Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 100, n. C8, p. 16045-16056. 1995.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B.; MIYAO, S. Y. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. *Bolm Inst. oceanogr, S Paulo*, v. 35, n. 2, p. 135-151. 1987.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. Tempo e Clima no Brasil. 463p. Oficina de Textos, São Paulo - SP. 2009.
- CAZZOLI Y GOYA, S.; TESSLER, M. G. Variações morfológicas espaço-temporais entre as praias de Cibratel e Itanhaém-Suarão, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, p. 151-166. 2000.
- CCME - Canadian Council of Ministers of the Environment. Canadian water quality guidelines for the protection of aquatic life: CCME Water Quality Index 1.0, Technical Report. In: Canadian environmental Quality guidelines, 1999, Canadian Council of Ministers of the Environment, Winnipeg. 2001.
- CEPAGRI. Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas – Universidade Estadual de Campinas – Unicamp. 2016. Disponível em: <http://www.cepagri.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>. Último acesso em 08/2016.
- CETESB. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. Relatório de Qualidade das Águas Superficiais do Estado de São Paulo - 2013. Parte 2 – Qualidade das Águas Superficiais. São Paulo, SP. 2014.
- CETESB. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. Relatório de Qualidade das Águas Superficiais do Estado de São Paulo - 2014. Parte 2 – Qualidade das Águas Superficiais. São Paulo, SP. 2015.
- CETESB. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. Relatório de Qualidade das Águas Superficiais do Estado de São Paulo - 2015. Parte 2 – Qualidade das Águas Superficiais. São Paulo, SP. 2016.
- CHAPIN, F. S.; WALKER, B. H.; HOBBS, R. J.; HOOPER, D. U.; LAWTON, J. H.; SALA, O. E.; TILMAN, D. Biotic control over the functioning of ecosystems. *Science*, v. 277, n. 5325, p. 500-504. 1997.
- COELHO, A. L. Resposta da Plataforma Continental Sudeste a ventos sazonais e sinóticos de verão: estudos numéricos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2008.
- CPTEC/INPE. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2016. Disponível em <http://enos.cptec.inpe.br/>. Último acesso em 08/2016.

DE CAROLI, A.; GREGÓRIO, H.; PEREIRA, A. Avaliação de bancos batimétricos globais na região sul-sudeste do Brasil e implementação de nova base batimétrica, in: 'XXIII Semana Nacional de Oceanografia', Itanhaém - SP. 2010.

DEFFONTAINES, P. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. Primeiro esboço de divisão regional. Geografia, São Paulo, v. 1, n. 2, p. 117-160. 1935.

DONNER, S. Sea level rise and the ongoing Battle of Tarawa. Eos, v. 93, n. 17. 2012.

EMILSON I. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. Boletim do Instituto Oceanográfico. São Paulo, 17(2): 101-112. 1961

FAIRBRIDGE, R. W. The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Vol. III. Dowden, Hutchinson and Ross. Inc., Stroudsburg, Pennsylvania. 1295pp. 1968.

FARINACCO, A. Alterações relacionadas à ação antrópica na dinâmica dos processos costeiros nas planícies de Praia Grande/Mongaguá e Enseada de Caraguatatuba, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2000.

FEMAR. Fundação Estudos do Mar - Catálogo de estações maregráficas brasileiras. 2002.

FISHER, R. A; TIPPETT, L. H. C. Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. In: Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society. Cambridge University Press. p. 180-190. 1928.

FOLONI-NETO, H. As massas de água na Baía de Campos, RJ. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 2010.

FONTES, R. F. C. As correntes no canal de São Sebastião. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 159pp. 1995.

FREIRE, J. L. Um Ciclone Extra-Tropical do Atlântico Sul. In: Anais Hidrográficos, tomo XVIII, pp. 235-260, Rio de Janeiro, RJ. 1960.

FÚLFARO, V. J.; COIMBRA, A. M. As praias do litoral paulista. In: Congresso Brasileiro de Geologia. p. 253-255. 1972.

FÚLFARO, V. J.; PONÇANO, W. L. Sedimentação atual do estuário e baía de Santos: um modelo geológico aplicado a projetos de expansão da zona portuária. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. Rio de Janeiro: ABGE. p. 67-90. 1976.

GALLO, M. N.; VINZON, S. B. Estudo numérico do escoamento em planícies de marés do canal Norte (estuário do rio Amazonas). RIBAGUA-Revista Iberoamericana del Agua, v. 2, n. 1, p. 38-50, 2015.

GEOBRAS. Complexo Valo Grande – Mar Pequeno – Rio Ribeira de Iguape. Relatório para o Serviço do Vale do Ribeira – SAEE, São Paulo, 2 vols. 1966.

GHERARDI, D. F. M.; CABRAL, A. P.; KLEIN, A.; MUEHE, D.; NOERNBERG, M.; TESSLER, M.; SARTOR, S. M. Mapeamento da sensibilidade ambiental ao óleo da baía marítima de Santos. Braz. J. Aquat. Sci. Technol, v. 12, n. 2, p. 11-31. 2008.

GIANNINI, P. C. F. Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP). São Paulo, 234p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade de São Paulo. 1987.

GMO. Grupo de Modelagem Oceânica - Agitação Marítima - ondas na superfície do mar. 2016. Disponível: <http://www.surge.iag.usp.br/entenda.html>. Último acesso em 09/2016.

GOLDEN, J. H. The Life Cycle of Florida Keys' Waterspout. Journal of Applied Meteorology, vol. 13, p. 676-692. 1974.

GOYA, S. C.; TESSLER, M. G. Variações morfológicas espaço-temporais entre as praias de Cibratel e Itanhaém-Suarão, Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Oceanografia, v. 48, n. 2, p. 151-166. 2000.

GREGORIO, H. P. Oscilações Subinerciais na Plataforma Continental Sudeste: Estudos Numéricos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2014.

GUEDES, C. C. F. Evolução Sedimentar Quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo. 2009. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2009.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R.; WOOD, E. F. Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. Technometrics, v. 27, n. 3, p. 251-261. 1985.

JACOBSEN, E. E.; SCHWARTZ, M. L. The use of geomorphic indicators to determine the direction of net shore-drift. Shore & Beach, v.49, p. 38-43. 1981.

JAWORSKI, K.S.; EICHLER, B.B. Distribuição espacial de *arcellaceans* (tecamebas) no sistema estuarino lagunar Cananéia-Iguape e a relação desta microfauna com os fatores abióticos. In: CONGRESSO DA ABEQUA, Guarapari. Anais. Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa). 2005.

KOMAR, P.D. Handbook of Coastal Processes and Erosion (4th edition). CRC Press, 297p. 1991.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. Die klimate der Erde. Wall-map 150cmx200cm, Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928.

KUHLMANN, M. L.; LAMPARELLI, M.; WATANABE, H. M.; ARAÚJO, R. P. A. Aplicação da tríade na avaliação da qualidade de sedimentos em redes de monitoramento. São Paulo: CETESB. 107p. 2007.

LAMPARELLI, C. C.; MOURA, D. O.; LOPES, C. F.; RODRIGUES, F.; MILANELLI, J. C. C.; VINCENT, R. C. Ecosistemas costeiros do estado de São Paulo. São Paulo: CETESB: Secretaria de Estado do Meio Ambiente: Páginas e Letras. 1998.

LASS, H. U.; MOHRHOLZ, V. On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. Journal of Marine Systems, v. 74, n. 1, p. 1-43. 2008.

LOPES, C. F., POFFO, I. R. F., HADDAD, E. Atendimento emergencial ao derrame de óleo ocorrido em São Sebastião (SP), provocado pelo navio "Vergina II". Revista Meio Ambiente Industrial, n°29, p. 76-83. 2001.

LUEDEMANN, E. F. Contribuição ao estudo das correntes de superfície sobre a plataforma continental do Estado de São Paulo, Brasil (Lat. 24°00'S-25°10'S até Long. 45°40'W). Boletim do Instituto Oceanográfico, v. 28, n. 2, p. 47-53, 1979.

MARIANO, L. S.; CERRONE, B. N.; FRAGOSO, M. R; SANTOS, N. G. Evidências da Intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na Baía de Guanabara (RJ, Brasil). Anais do Congresso Brasileiro de Oceanografia. Rio de Janeiro - RJ. 2012.

MARINE, N. R. G. Canadian Water Quality Guidelines for the Protection of Aquatic Life. Canadian Council of Ministers of the Environment, Winnipeg, p. 1-5. 1999.

MARINO, M. V. Caracterização morfossedimentar da plataforma continental interna da enseada dos Ingleses-SC, como apoio a arqueologia subaquática. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina. 2006.

MARQUEZ, M. R. K. Morfodinâmica de um segmento da Praia da Ilha Comprida, Litoral Sul do Estado de São Paulo. 2007. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The effect of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. Journal of Coastal Research, Florida, v.9, nº 3, p. 785-800. 1993.

MATSUURA, Y. A study of surface currents in the spawning area of Brazilian sardine. Boletim do Instituto Oceanográfico, v. 24, p. 31-44. 1975.

MAZZINI, P. L. F. Correntes subinerciais na plataforma continental interna entre Peruíbe e São Sebastião: observações. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 2009

MESQUITA, A. R. Sea Level variations along the Brazilian Coast: A Short Review. Brazilian Symposium on Sandy Beaches. Itajaí/SC. 2000.

MINERAL/PETROBRAS. Estudo de Impacto Ambiental do Projeto Atividade de Produção e Escoamento de Petróleo e Gás Natural do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos - Etapa 2. 2014.

MIRANDA, L. B. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo. 1982.

MIRANDA, L. B. Forma da correlação TS de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. Boletim do Instituto Oceanográfico, v. 33, n. 2, p. 105-119. 1985.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M; KJERFVE, B. Princípios de oceanografia física de estuários. EDUSP, São Paulo, v. 1. 2002.

MIRANDA, L. B.; KATSURAGAWA, M. Estrutura térmica na região sudeste do Brasil (outubro/novembro de 1988). Publicação esp. Inst. Oceanogr., S Paulo, v. 8, p. 1-14. 1991.

MISHIMA, M.; YAMANAKA, N.; PEREIRA, O. M.; SOARES, F. D. C.; SINQUE, C.; AKABOSHI, S.; JACBOSEN, O. Hidrografia do Complexo Estuarino-Lagunar de Cananéia (25°S; 048°W) São Paulo, Brasil. I Salinidade e Temperatura (1973 a 1980). Bolm Inst. De Pesca, 12(3):109-121. 1985.

MIYAO, S. Y. Contribuição ao estudo da Oceanografia Física da região de Cananéia (lat 25°S; long 048°W). Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 87p. 1977.

MIYAO, S. Y.; NISHIHARA, L.; SARTI, C. C. Características Físicas e Químicas do Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape. Bolm. Inst. Oceanográfico, São Paulo, 34 (único): 23-36. 1986.

MODENESI, M. C.; TESSLER, M. G.; CRUZ, O.; COIMBRA, A. M. Influence of marine and continental processes on the dynamics of a sand-ridge at the mouth of the Maçaguaçu river (Caraguatububa-SP): preliminary conditions. Boletim do Instituto Oceanográfico, v. 32, n. 1, p. 77-81. 1983.

MOREIRA, M. H. R. Circulação na Plataforma Interna do Litoral Norte do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998.

MOSER, G. A. O.; GIANESELLA-GALVÃO, S. M. F. Biological and oceanographic upwelling indicators at Cabo Frio (RJ). Revista Brasileira de Oceanografia, v. 45, n. 1-2, p. 11-23. 1997.

NASCIMENTO JR, D. R. Morfologia e Sedimentologia ao Longo do sistema Praia-Duna Frontal de Ilha Comprida, SP. 2006. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2006.

NEVES, T. Dossiê de gerenciamento do Parque Estadual Marinho da Laje de Santos, São Paulo. São Paulo: Instituto Florestal, Secretaria do Meio Ambiente, v. 1, p. 2. 1997.

NODA, E. K. State-of-the-art of littoral drift measurements. Shore & Beach, v. 39, p. 35-41. 1971.

NOOA. The sea breeze. 2016. Disponível em: <http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/ocean/seabreezes.htm>. Último acesso em 08/2016.

PARMEZANI, J. M.; RIBEIRO, G. E.; RAPHAEL, J.; VADLAMUDI, B. R.; GUEDES, R. L. Associação entre ZCAS e a ocorrência de El Niño e La Niña. Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia. 1998.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. Computers & Geosciences, v. 28, n. 8, p. 929-937. 2002.

PEREIRA, G. C.; EBECKEN, N. F. F. Knowledge discovering for coastal waters classification. Expert Systems with Applications, v. 36, n. 4, p. 8604-8609. 2009.

PEREIRA, M. D.; SCHETTINI, C. A. F.; OMACHI, C. Y. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. Rev. Bras. Geof., São Paulo, v. 27, n. 1, p. 81-93. 2009.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil: Fanerozóico. T. A. Queiroz, Editor. 1983.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. Braz. j. oceanogr., São Paulo, v. 58, n. 1, p. 53-70. 2010.

PINHO, U. F. Caracterização dos estados de mar na Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, Engenharia Oceânica. 2003.

POLI - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Análise de viabilidade técnica e econômica da implantação de um terminal portuário na região de Cananéia-Iguape. Departamento de Engenharia Naval e Oceânica. 2003. Disponível em: [http://www.ipinamericas.org/sites/ba\\_viejo/downloads/XX/3E/VIABILIDADE.pdf](http://www.ipinamericas.org/sites/ba_viejo/downloads/XX/3E/VIABILIDADE.pdf). Último acesso em 09/2016.

PONÇANO, W. L.; TESSLER, M. G.; FREITAS, C. D.; MAHIQUES, M. M. Tendências regionais de transporte de sedimentos arenosos ao longo das praias paulistas. Revista da Universidade de Guarulhos, Geociencias, IV (6), v. 102, p. 115. 1999.

PORTO DE SANTOS. Planos de dragagem e disposição do Porto de Santos. 2009. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/port/conama/processos/4AF25552/PlanoDisposiDragagem.pdf>. Último acesso em 08/2016

PRITCHARD, D. W. Estuarine hydrography. Advances in geophysics, v. 1, p. 243-280. 1952.

PUGH, D.T. Tides, surges and mean sea-level: a handbook for engineers and scientists. Wiley, Chichester, 472pp. 1987

QUADROS, M. F. L. Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. São José dos Campos: INPE. 97p. Dissertação Mestrado. 1994.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 24, n. 1, p. 48-55. 2009.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 24, n. 1, p. 48-55. 2009.

REZENDE, J. H. M. Intrusões da água central do atlântico sul na plataforma continental sudeste durante o verão. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2003.

RIBEIRO, J. P. N. Fatores Condicionantes Da Flora Marginal E Aquática Do Estuário Do Rio Massaguaçu (Caraguatatuba-SP). 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de São Carlos. 2007.

RIBEIRO, J. P. N.; MATSUMOTO, R. S.; TAKAO, L. K.; LIMA, M. I. S. Plant zonation in a tropical irregular estuary: can large occurrence zones be explained by a tradeoff model? Brazilian Journal of Biology, v. 75, n. 3, p. 511-516. 2015.

RIBEIRO, J. P. N.; SAGGIO, A.; LIMA, M. I. S. The effects of artificial sandbar breaching on the macrophyte communities of an intermittently open estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 121, p. 33-39, 2013.

RODRIGUES, M. L. G; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. Revista Brasileira de Geofísica, v. 22, n. 2, p. 135-151. 2004.

ROLIM, G. D. S.; CAMARGO, M. B. P. D.; LANIA, D. G.; MORAES, J. F. L. D. Classificação climática de Köppen e de Thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o estado de São Paulo. *Bragantia*, p. 711-720. 2007.

ROLIM, G. S.; CAMARGO, M. B. P.; LANIA, D. G.; MORAES, J. F. L. Classificação climática de Köppen e de Thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, v.66, n.4, p.711-720, 2007.

RUFFATO, D. G. Marés barotrópica e baroclínica na porção norte da Plataforma Continental Sudeste. Monografia de Graduação. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 109p. 2007.

RUFFATO, D. G. Circulação na Plataforma Continental Interna e Média do Estado de São Paulo durante o verão: estudos numéricos. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 2012.

SARTORELLO, R. Ilhas do litoral norte do estado de São Paulo: paisagem e conservação. 2010. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2010.

SEIXAS, N. A. B. Clima de ondas na Bacia de Campos: Análise de dados e proposta de parametrização. 1997.

SETZER, J. Atlas climático e ecológico do Estado de São Paulo. Editado pela Comissão interestadual da Bacia Paraná-Uruguaí. 1966.

SHORT, A. D. Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*, v. 87, nº 5, p.553-571. 1979.

SHORT, A.D. Beaches. In: A.D. Short (ed). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, p. 3-20. 1999.

SILVA DIAS, P. L. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. IV Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica. 1997.

SILVA DIAS, P. L.; ETCHICHURY, P.; SCOLAR, J.; PEREIRA FILHO, A. J.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, E. As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo. *Climanálise*, v. 6, n. 5, p. 44-59. 1991.

SILVA M. P. Caracterização Físico-Química das Massas de Água da Bacia de Santos durante o Projeto COROAS: Verão e Inverno de 1993. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 135 pp. 1995.

SMA/SP. 1989. Ilhas do litoral paulista São Paulo. Divisão de Reservas e Parques Estaduais/Universidade de São Paulo. Divisão de Reservas e Parques Estaduais, Conselho de Defesa do Patrimônio Histórico, Arqueológico, Artístico e Turístico do Estado; Universidade de São Paulo Departamento de Geografia. Projeto Ilhas do Litoral Paulista. São Paulo Secretaria do Meio Ambiente. 1989.

SOUZA, C. D. G.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ESTEVES, L. S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. E. Praias arenosas e erosão costeira. *Quaternário do Brasil*, 130-152. 2005.

SOUZA, C. R. G. As Células de Deriva Litorânea e a Erosão nas Praias do Estado de São Paulo. 1997. 2v. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1997.

SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K. Coastal erosion and beach morphodynamics along the state of São Paulo (SE Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.68, p. 405-424. 1996.

SOUZA, C. R. Praias oceânicas do Estado de São Paulo (Brasil): síntese dos conhecimentos sobre morfodinâmica, sedimentologia, transporte costeiro e erosão costeira. *Revista do Departamento de Geografia*, p. 308-371. 2012.

SOUZA, C. R.; LUNA, G. C. Variação da linha de costa e balanço sedimentar de longo período em praias sob risco muito alto de erosão do município de Caraguatatuba (Litoral Norte de São Paulo, Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada-Journal of Integrated Coastal Zone Management*, v. 10, n. 2, p. 179-199. 2010.

SOUZA, C. R.; LUNA, G. Taxas de retrogradação e balanço sedimentar em praias sob risco muito alto de erosão no município de Ubatuba (Litoral Norte de São Paulo) Shoreline recession rates and sedimentary budget in beaches under very high risk of erosion in Ubatuba County (São Paulo Northern Coast). *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 1, n. 1, p. 25-41. 2009.

SOUZA, C. R.; SOUZA, A.; ROSA, E. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas na Baixada Santista. In: *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, Natal, RN. 2013.

SOUZA, M. C. A. A corrente do Brasil ao largo de Santos: medições diretas. *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo. 2000.

STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 97, n. C6, p. 9507-9520. 1992.

SUGUIO, K. Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro. *Brazilian National Working Group for the IGCP-Project 61*. 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense (Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro). In: *International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary*, São Paulo, 1978. São Paulo, SBG/IGUSP, Special Publication, no 1, 55p. 1978.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (Passado + Presente = Futuro?)*. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, São Paulo. 300 p. 2001.

TAGGART, B. E.; SCHWARTZ, M. L. Net shore-drift direction determination: a systematic approach. *Journal Shoreline Management*, v. 3, n° 4, p. 285-309. 1988.

TESSLER, M. G. *Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1982.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Y.; YOSHIKAWA, P. S.; HURTADO, S. N. Erosão e Progradação do Litoral do Estado de São Paulo. In: Muehe, D. (Org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. 1ª edição, Ministério do Meio Ambiente, Brasília, p. 297-346. 2006.

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

- TREWARTHA, G. T. An introduction to climate. Third Edition. International Student Edition. 1954.
- UNESCO. World Heritage Nomination – IUCN Technical Evaluation Atlantic Forests (southeast) Brazil. UNESCO 1-8p. 1999.
- UNESCO. World Network of Biosphere Reserves – SC/EES – June 2005. The MAB Program. 19 pp. 2005.
- USACE - U.S Army Corps of Engineers. Longshore Sediment Transport. In: U.S Army Corps of Engineers. Coastal Engineering Manual. Manual no EM 1110-2-1100, Part III, Chapter 2. Washington, DC. 2003.
- VALENTIM, S. S.; BERNARDES, M. E. C.; DOTTORI, M.; CORTEZI, M. Low-frequency physical variations in the coastal zone of Ubatuba, northern coast of São Paulo State, Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, v. 61, n. 3, p. 187-193. 2013.
- VELOSO, V. G.; NEVES, G. Praias arenosas. In: PEREIRA, R. C.; GOMES, A. S. (Eds.). Biologia Marinha, 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência. p. 339-359. 2009.
- VIEITAS, C. F. Análise ambiental das ilhas da região de Ubatuba (SP) e proposta de manejo para a ilha do Mar Virado. Análise ambiental das ilhas da região de Ubatuba (SP) e proposta de manejo para a Ilha do Mar Virado. 1995.
- WALTERS, R. A.; HESTON, C. Removing tidal-period variations from time-series data using low-pass digital filters. Journal of Physical Oceanography, v. 12, n. 1, p. 112-115. 1982.
- WEIBULL, W. Wide applicability. Journal of applied mechanics, v. 103, p. 293-297. 1951.
- WHO. Guidelines for safe recreational water environments. Geneva. v. 1: Coastal and fresh waters. 2003. Disponível em: [http://www.who.int/water\\_sanitation\\_health/bathing/srwe1/en/](http://www.who.int/water_sanitation_health/bathing/srwe1/en/). Último acesso em 09/2006.
- WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; BRADSHAW, M. P.; COWELL, P. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southern Australia. Marine Geology, v. 32, p.105-140. 1979.
- YOSHIKAWA, P. S. Evolução morfo-dinâmica da região da desembocadura do Rio Ribeira de Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo. Monografia de Trabalho de Formatura TF-2001/31. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 31p. 2001.
- ZANETTI, V. B; DE SOUSA JUNIOR, W. C.; DE FREITAS, D. M. A Climate Change Vulnerability Index and Case Study in a Brazilian Coastal City. Sustainability, v. 8, n. 8, p. 811. 2016.
- ZEMBRUSKI, S. G. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes REMAC, Projeto. Geomorfologia da margem continental brasileira a das áreas oceânicas adjacentes (relatório final). Rio de Janeiro. CENPES/DINTEP. 1979.