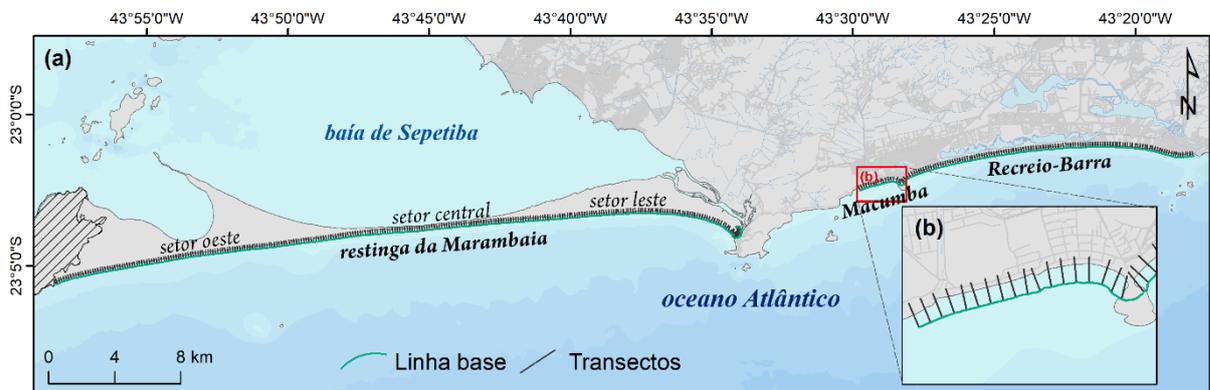


Estes vetores foram usados para o cálculo das taxas de mudança da posição da linha de costa, as quais foram determinadas através da ferramenta *Digital Shoreline Analysis System* 4.0 (DSAS), uma extensão do ArcMap™ desenvolvida e fornecida pela USGS (THIELER et al., 2017). As taxas foram estimadas para um total de 426 transectos transversais à linha de costa, equiespaçados em 150 m e com comprimento de 300 m a partir da linha de base (Figura 39).

Figura 39 – Transectos utilizados nos cálculos das taxas de variação da posição da linha de costa.



Legenda: (a) transectos e linha base ao longo da área de estudo; (b) destaque na praia da Macumba.

Nota: As linhas pretas correspondem aos transectos e a linha verde contínua corresponde a linha base (*baseline*) usada como ponto de partida para o cálculo das taxas.

Fonte: A autora, 2019.

As taxas foram determinadas por dois métodos:

- a) Envelope da mudança da linha de costa (*Shoreline Change Envelope–SCE*): calcula-se a distância entre a posição da linha de costa mais longe e mais perto da linha de base em cada transecto, representando a variação total da mudança de posição da linha de costa, não se relacionando às datas das imagens (THIELER et al., 2017);
- b) Taxa de regressão linear (*Linear Regression Rate–LRR*): calcula-se a linha de melhor ajuste, utilizando o método dos mínimos quadrados, para todas as posições da linha de costa (DOLAN; FENSTER; HOLME, 1991), refletindo em taxas que indicam erosão, acreção ou estabilidade da linha de costa.

4.1.9 Modelos simplificados de elevação do nível do mar

A partir da interpolação dos dados batimétricos e topográficos, detalhada na seção 4.1.4, foi possível gerar modelos digitais de terreno (MDT) para três cenários de elevação do NM para o ano de 2100: (1) subida de 0,2 m, baseada nas taxas calculadas a partir do marégrafo da Ilha Fiscal (seção 4.1.3); (2) subida de 0,4 m, baseada no cenário RCP 4.5 do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) (CHURCH et al., 2013); e (3) subida de 0,63 m, cenário RCP 8.5 do IPCC (CHURCH et al., 2013).

Considerando as informações batimétricas e topográficas e o traçado da linha de costa em 12/05/2018 (última imagem Landsat analisada) como cenário atual, os cenários futuros e, conseqüentemente, os novos traçados da linha de costa, foram construídos com a ferramenta *Raster Calculator* do ArcMap™ 10.5, por meio do algoritmo (Eq. 7):

$$\text{SetNull}(\text{MDT} > \text{valor de subida do NM}; \text{MDT}) \quad (\text{Eq. 7})$$

onde é gerado um novo MDT apenas com os valores maiores que o valor de subida estabelecido e os valores abaixo são classificados como *NoData*. Como a saída é um arquivo matricial, é feita a conversão para vetor.

4.2 Dados de médio prazo (anos)

Em onze pontos distribuídos ao longo dos arcos praias Macumba e Recreio-Barra (Figura 28) foi realizado o monitoramento morfodinâmico entre julho de 2016 e outubro de 2018, contando com vinte e dois levantamentos topográficos e sedimentológicos, além de observações de ondas e da morfodinâmica das praias (detalhes no APÊNDICE C). Para caracterização hidrodinâmica foram utilizados os registros das boias oceanográficas do programa PNBOIA e SiMCosta. Posteriormente estes dados foram utilizados para o cálculo do transporte sedimentar longitudinal. Cabe ressaltar que os trabalhos de campo não puderam ser conduzidos na restinga da Marambaia, já que a mesma se encontra sob cuidados militares, necessitando de autorização para a execução de qualquer tipo de trabalho na área.

4.2.1 Observação de ondas

Altura de ondas significativa (H_s), período (T) e direção (Dir), para o período de julho de 2016 a outubro de 2018, foram adquiridas dos registros das boias oceanográficas CF2 (detalhada anteriormente na seção 4.1.2), para caracterização das condições de ondas em águas profundas, e RJ-3 e RJ-4, modelo *WatchKeeper*, da *Axys Technologis Inc* AXYS Technologies (Figura 40), posicionadas em Copacabana (RJ-3 e RJ-4 na Figura 28d), gerenciadas pelo programa SiMCosta (BRASIL, 2019d), para caracterização das ondas em águas rasas.

Figura 40 – Boia oceanográfica do programa SiMCosta.



Fonte: SiMCosta, s.d.

4.2.2 Análise granulométrica

Amostras de sedimentos de aproximadamente 200 gramas foram coletadas, com auxílio de uma pá, na face de praia de cada ponto de amostragem, em todas as campanhas amostrais (Figura 41; localização dos pontos na Figura 28), totalizando duzentas e quarenta e duas amostras.

Figura 41 – Coleta de amostra de sedimento.



Legenda: Amostra coletada na face de praia do perfil 1.
Fonte: A autora, 2017.

Em laboratório, foi realizado o pré-tratamento das amostras conforme Krumbein e Pettijohn (1938), com eliminação dos sais solúveis, da matéria orgânica (H_2O_2 a 10%) e dos carbonatos (HCl a 30%) e separação das frações de areia por peneiramento. Como todas as amostras eram compostas por sedimentos grossos ($> 0,062$ mm), elas foram submetidas ao peneiramento em 13 frações, indo de -2Φ (4,00 mm) a 4Φ (0,062 mm), com intervalos de $0,5 \Phi$.

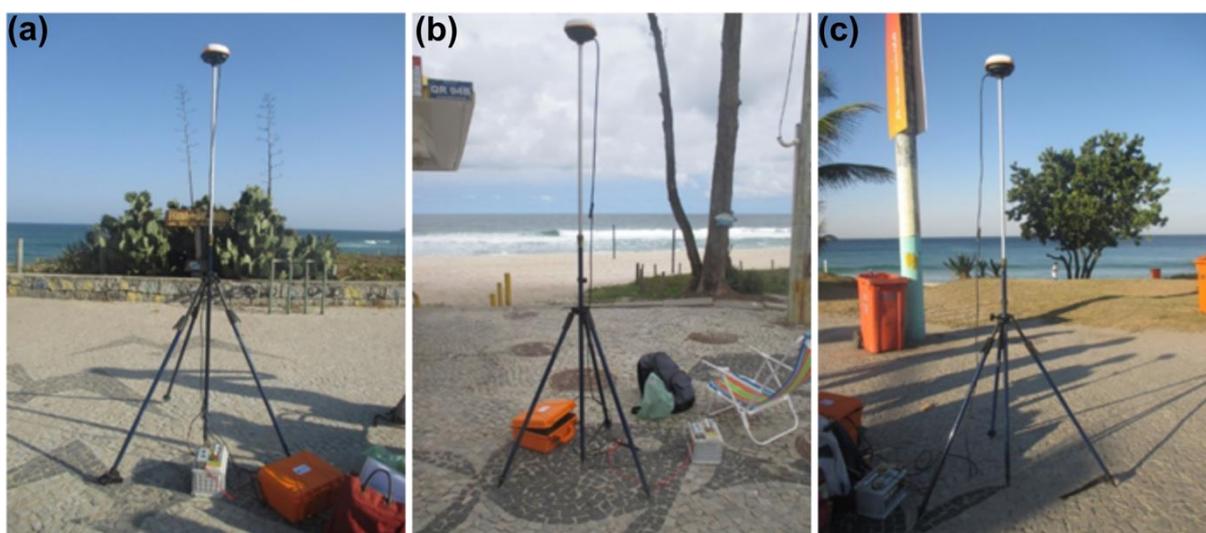
A partir dos resultados obtidos no peneiramento, calculou-se tamanho médio (M_z), grau de selecionamento (σ), assimetria (S_k) e curtose (K) de cada amostra através do programa GRADISTAT versão 8.0 (BLOTT; PYE, 2001), baseando-se no modelo de Folk e Ward (1957). Os dados sedimentológicos estão expressos em phi (Φ).

4.2.3 Levantamento topográfico

Neste trabalho, optou-se por utilizar um par de Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) modelo AtlasLink™ da Hemisphere® no modo diferencial pós processado. Desta maneira, após o processamento, os valores obtidos possuem acurácia de ~4 cm (HEMISPHERE, 2015). Os dados de observação e navegação foram adquiridos com frequência de 1 Hz, com as efemérides ligadas, tanto para as estações da rede de apoio (estações base) (Figura 42; localização na Figura 28), quanto para os onze pontos de caminhada (Figura 43; localização na Figura 28).

Depois de executado o rastreo dos dados da base e dos pontos de caminhada, os arquivos binários foram convertidos para o formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*) através do programa Rinex Converter fornecido pela Hemisphere®. Este formato permite que os programas de processamento visualizem os dados necessários, como fase, código, tempo, estação, altura da antena, entre outros. Para o processamento dos dados da base, foram adquiridos os registros da estação Observatório Nacional (localização na Figura 28), integrante da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) do IBGE, para os dias de levantamento.

Figura 42 – Pontos da Rede de Apoio GNSS.



Legenda: (a) na praia da Macumba (IRA_Macumba); (b) no arco Recreio-Barra (IRA_Barra03); (c) no arco Recreio-Barra (IRA_Barra01).

Fonte: A autora, 2017.

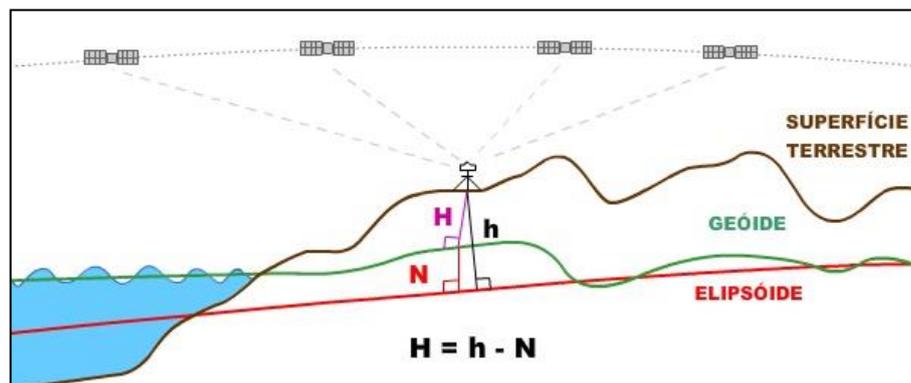
Figura 43 – Aquisição dos dados topográficos com GNSS diferencial.



Legenda: (a) aquisição de dados no perfil 9. (b) aquisição de dados no perfil 11.
Fonte: A autora, 2017.

O processamento dos dados da base e dos pontos de caminhada em relação às estações da RBMC é necessário para ajustá-los em relação ao modelo de ondulação geoidal: a altitude determinada pelo receptor GNSS não está relacionada ao nível do mar (geóide), mas sim a um elipsóide de referência com dimensões específicas. A diferença entre as superfícies do geóide e do elipsóide é a altura (ondulação) geoidal e com ela é possível determinar a altitude acima do nível do mar (altitude ortométrica) (IBGE, [s.d.]) (Figura 44).

Figura 44– Determinação da altura ortométrica a partir do modelo de ondulação geoidal.

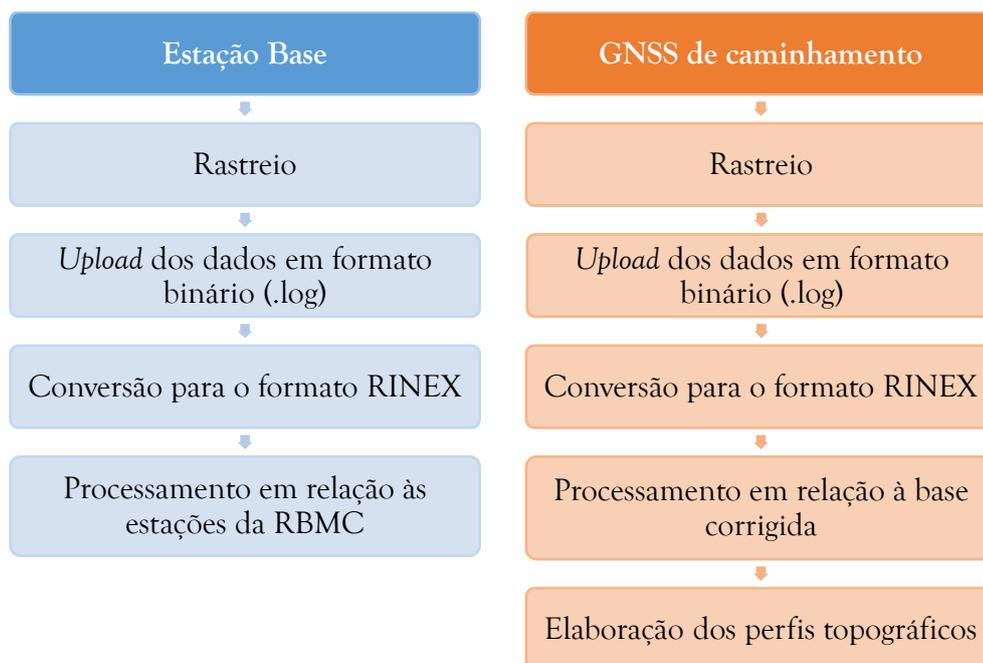


Legenda: H: altitude ortométrica; h: altitude elipsoidal; N: altura geoidal.
Fonte: IBGE, s.d.

Utilizando o programa GNSS SolutionsTM, os dados da base foram processados em relação à estação da RBMC e os dados dos pontos de caminhada, processados em relação à base corrigida. A saída dos dados é fornecida em formato de texto (.txt), que é inserido em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), no caso o ArcMapTM 10.5, onde os

dados espúrios são eliminados. Em seguida, os perfis topográficos foram confeccionados no programa Microsoft Excel. Na Figura 45 são apresentadas as etapas de processamento dos dados do levantamento topográfico oriundos do sistema GNSS.

Figura 45 – Fluxograma das etapas de aquisição e processamento dos dados provenientes do sistema GNSS.

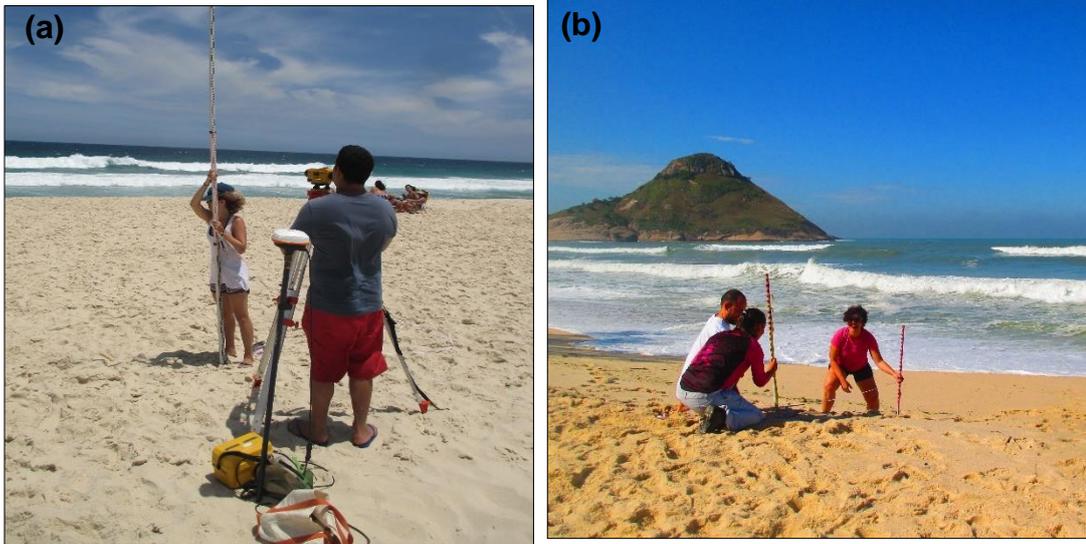


Fonte: A autora, 2019.

Nas campanhas amostrais de dezembro de 2016 e janeiro de 2017 foram feitos levantamentos com auxílio de nível (teodolito) e mira de encaixe (régua graduada) para o nivelamento geométrico (Figura 46a), pois o par GNSS se encontrava em manutenção. Os dados levantados foram tabulados, processados e então os perfis topográficos foram confeccionados no programa Microsoft Excel.

Na campanha amostral de junho de 2017, devido a um problema técnico no GNSS de caminhada, os perfis da praia da Barra foram levantados com baliza de Emery, que consiste num método simples formulado por Emery (1961): duas balizas de madeira de ~1,5 m graduadas de 1 em 1 cm são deslocadas pelo perfil e a leitura das cotas é realizada através do alinhamento das balizas, em que uma linha imaginária é traçada entre o topo da baliza mais baixa e a linha do horizonte. A diferença topográfica é verificada na baliza mais alta (Figura 46b). A distância entre cada ponto foi medida com uma trena. Os dados foram tabulados, processados e os perfis topográficos foram confeccionados no programa Microsoft Excel.

Figura 46 – Aquisição dos dados topográficos com teodolito e baliza de Emery.



Legenda: (a) nível e mira de encaixe (teodolito); (b) balizas de Emery.
Fonte: A autora, 2017.

4.2.4 Cálculo das taxas de transporte longitudinal

Para estimar as taxas de transporte sedimentar longitudinal (LST) nos arcos praias Macumba e Recreio-Barra, foram utilizados três modelos: (1) CERC (USACE, 1984); (2) Kamphuis (KAMPHUIS, 1991); e (3) Bayram (BAYRAM; LARSON; HANSON, 2007).

No modelo CERC (Eq. 8), considera-se que a energia da onda mobiliza e mantém o sedimento em suspensão e uma corrente unidirecional transporta o sedimento (USACE, 1984):

$$Q_C = \frac{\rho K_{LST} \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - a)} H_{sb}^{2,5} \sin(2\theta_b) \quad (\text{Eq. 8})$$

onde ρ é a densidade da água, K_{LST} é um coeficiente empírico ($=0,1mm/D_{50}$, como sugerido por KING, 2005), g é a aceleração da gravidade, γ_b é o índice de quebra da onda, a é o índice de porosidade ($=0,4$, conforme Bosboom e Stive, 2011), ρ_s é a densidade do sedimento, H_{sb} é a altura significativa da onda na quebra e θ_b é o ângulo da onda na quebra.

O modelo de Kamphuis (Eq. 9) é uma modificação da equação anterior e considera a declividade do perfil praias e o tamanho mediano do sedimento (m_b e D_{50} , respectivamente) (KAMPHUIS, 1991):

$$Q_K = 2,27H_{sb}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \sin^{0,6}(2\theta_b) \quad (\text{Eq. 9})$$

onde T_p é o período da onda.

Por fim, o modelo de Bayram (Eq. 10) considera as correntes geradas não apenas pelas ondas, mas também pelos ventos e pelas marés (BAYRAM; LARSON; HANSON, 2007):

$$Q_B = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1 - a)g w_z} F \bar{V} \quad (\text{Eq. 10})$$

onde ε representa o coeficiente de transporte (Eq. 11), F é o fluxo de energia da onda, w_z , é a velocidade de decantação dos grãos – calculada através da formulação de Zhiyao et al. (2008) (Eq. 12) – e V é a corrente longitudinal estimada, como sugerida por Harrison (1968) (Eq. 14).

$$\varepsilon = \left(9 + 4 \frac{H_{sb}}{w_z T_p} \right) 10^{-5} \quad (\text{Eq. 11})$$

$$w_z = \frac{\nu}{D_{50}} D_*^3 [38,1 + 0,93 D_*^{12/7}]^{-7/8} \quad (\text{Eq. 12})$$

onde D_* é o diâmetro adimensional da partícula (Eq. 13):

$$D_* = \left(\frac{g((\rho_s - \rho) - 1)}{\nu^2} \right) D_{50} \quad (\text{Eq. 13})$$

onde ν é a viscosidade cinemática da água.

$$\bar{V} = -0,17 + 0,04\theta_b + 0,03T_p + 0,24H_{sb} + 0,03m_b \quad (\text{Eq. 14})$$

4.3 Confeção do índice de vulnerabilidade costeira

De forma a sintetizar e integralizar os resultados obtidos ao longo da pesquisa foi gerado um Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) à erosão e à inundação local, conforme proposto por Gornitz, White e Cushman (1990). Foram consideradas doze variáveis, sendo seis variáveis geológicas, três físicas, uma ecológica e duas antrópicas (Tabela 7). Os mesmos transectos utilizados na confecção das taxas de variação da posição da linha de costa (Figura 39), foram utilizados para acessar a vulnerabilidade de cada variável.

4.3.1 Variáveis geológicas e geomorfológicas

As variáveis geológicas e geomorfológicas fornecem a dimensão da relativa erodibilidade da linha costa em face aos diferentes tipos de morfologia e cobertura sedimentar – p. ex. praias com presença de costões rochosos ou de falésias, praias arenosas ou cascalhosas – e da relativa vulnerabilidade a inundação em face à declividade e à altitude (PANTUSA et al., 2018). As variações na posição da linha de costa também se constituem como um indicador importante, já que indicam se as mudanças da posição de linha de costa são muito ou pouco significativas, dentro da escala temporal analisada (MENEZES et al., 2018).

Desta forma, seis variáveis geológicas e geomorfológicas foram analisadas e utilizadas na confecção do IVC, a saber:

- a) geomorfologia: para definição da morfologia da linha de costa, baseando-se no mapeamento geomorfológico realizado pelo Instituto Estadual do Ambiente (INEA, 2018) e no mapa morfo-sedimentar da restinga da Marambaia confeccionado por Dadalto(2017);
- b) declividade: calculada a partir do modelo digital de terreno (detalhes na seção 4.1.4), em graus, com auxílio da ferramenta *Slope* do *Spatial Analyst Tools* do ArcMap™ 10.5;
- c) variação da largura da linha de costa: proveniente do mapeamento do envelope da mudança da linha de costa (SCE) realizado neste trabalho (seção 4.1.8);

- d) altitude: extraído do modelo digital de terreno;
- e) erosão/acreção da linha de costa: resultante do cálculo da taxa de mudança da posição da linha de costa (LRR) produzido neste trabalho (seção 4.1.8);
- f) tamanho médio do grão: usando como base o mapa da cobertura sedimentar (Figura 35).

4.3.2 Variáveis oceanográficas

Os condicionantes físicos do ambiente desempenham um papel importante no tocante à vulnerabilidade costeira, já que determinadas configurações podem expor à linha de costa aos impactos de eventos de tempestade, bem como podem estar ligadas a condições de inundações costeiras episódicas ou permanentes (PANTUSA et al., 2018; SOUSA; SIEGLE; TESSLER, 2013).

Assim, foram definidas três variáveis oceanográficas para compor o IVC:

- g) elevação do nível do mar (NM): baseando-se na taxa encontrada a partir da análise do registro do NM na Ilha Fiscal (detalhes na seção 4.1.3);
- h) altura significativa da onda: a partir da análise do clima de ondas e dos cenários de modelagem construídos neste trabalho;
- i) amplitude da maré: a partir da análise da série histórica no NM.

4.3.3 Variável ecológica

De acordo com Sousa, Siegle e Tessler (2013), a vegetação pode ser um eficiente indicador erosivo, como raízes expostas/inclinadas ou árvores caídas sugerindo perda de área emersa. Por outro lado, a vegetação pode reter sedimentos, ao mesmo passo que a existência de árvores altas e bem desenvolvidas pode ser indicativa de pedogênese, fatores que caracterizam estabilidade da linha de costa (MENEZES et al., 2018). Neste sentido, a variável ecológica (j) tipo de vegetação do pós-praia foi definida a partir do mapeamento de fitofisionomias realizado pelo INEA (2018).

4.3.1 Variáveis antrópicas

A ocupação urbana nas áreas costeiras pode promover danos e/ou aumentar/intensificar as taxas de transporte sedimentar e, conseqüentemente, alterar os *feedbacks* com a hidrodinâmica local, ocasionando prejuízos socioeconômicos importantes (MENEZES et al., 2018; SOUSA; SIEGLE; TESSLER, 2013). Neste sentido, foram escolhidas duas variáveis para compor o IVC:

- j) estruturas costeiras: mapeadas a partir da imagem de satélite Landsat 8 de 12/05/2018 e da ortofotos de 2004/2005 fornecida pelo IBGE;
- k) densidade populacional: estas informações foram extraídas do mapeamento LandScan (2017)TM(UT-BATTELLE, 2017), que consiste no mapeamento global da população, contando com dados de censo, imagens de satélite, mapas de uso e cobertura da terra, com resolução espacial de 1 km.

4.3.5 Cálculo e classificação do índice

A partir da determinação e escolha das variáveis, algumas etapas foram necessárias antes do cálculo dos índices. Primeiramente, as informações que estavam dispostas matricialmente (formato *raster*) foram convertidas para o formato vetorial por meio da ferramenta *Raster to Polygon* do *Conversion Tools* do ArcMapTM 10.5. Depois, com a ferramenta *Intersect*, do mesmo programa, os transectos foram utilizados para extrair as informações de cada arquivo vetorial. Para cada variável foram atribuídas três classes de vulnerabilidade: (1) baixa, (2) média e (3) alta (Tabela 7).

As classes atribuídas a variável geomorfologia foram baseadas nos trabalhos de Gornitz, White e Cushman (1990) e Pantusa et al. (2018). Para as classes de declividade fizeram-se modificações ao proposto por Thieler; Hammar-Klose (2000). A partir da sugestão de Wamsley et al. (2015), foram atribuídas as classes às variáveis variação da largura e tamanho médio do grão. As classes atribuídas às variáveis altitude, erosão/acreção, vegetação e estruturas costeiras foram adaptadas de Bush et al. (1999), Menezes et al. (2018) e Sousa, Siegle e Tessler (2013).

Os limites das classes das variáveis oceanográficas (NM, H_s e amplitude da maré) foram adaptadas do trabalho de Pantusa et al. (2018). Cabe ressaltar que, assim como os autores, neste trabalho foi considerado que linhas de costa de regiões de micromaré possuem alta vulnerabilidade, pois influências não astronômicas podem elevar o nível do mar, estando suscetível à inundação durante eventos de tempestade (BUSH et al., 1999; THIELER; HAMMAR-KLOSE, 2000). Por fim, as classes referentes à densidade populacional foram adaptadas a partir do trabalho de Tano et al. (2018).

Os limites entre as classes definidos no presente trabalho foram formulados com intuito de serem aplicados em outros ambientes costeiros, com características diferentes da área estudada nesta tese, permitindo que o IVC possa ser replicado e comparado em outras regiões.

Tabela 7 – Classes de vulnerabilidade para cada variável.

Tipo	Variável	Baixa (1)	Média (2)	Alta (3)
Geológica e Geomorfológica	(a) Geomorfologia	costões rochosos	costas vegetadas	praias arenosas / dunas
	(b) Declividade (°)	> 4	1 a 4	< 1
	(c) Variação da largura (m)	< 50	50 a 100	>100
	(d) Altitude (m)	> 8	5 a 8	< 5
	(e) Erosão/Acreção (m/ano)	> 0,2	0,2 a -0,2	<-0,2
	(f) Tamanho médio do grão (Φ)	<-2	-2 a 1	> 1
Oceanográfica	(g) Elevação do NM (mm/ano)	< 2	2 a 3	> 3
	(h) H_s (m)	< 0,5	0,5 a 1,5	> 1,5
	(i) Amplitude da maré (m)	> 4	2 a 4	< 2
Ecológica	(j) Vegetação	densa	restinga	gramínea
Antrópica	(k) Estruturas costeiras	ausência	estruturas de pequeno porte	muros de contenção
	(l) Densidade populacional (hab./km ²)	< 100	100 a 800	> 800

Fonte: A autora, 2019.

Por meio da ferramenta *Field Calculator* do ArcMapTM 10.5, foi calculado para cada transecto o IVC através da (Eq. 15), conforme proposto por Gornitz, White e Cushman (1990):

$$IVC = \sqrt{\frac{a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot e \cdot f \cdot g \cdot h \cdot i \cdot j \cdot k \cdot l}{12}} \quad (\text{Eq. 15})$$

onde a, b, c, \dots, k, l são as variáveis apresentadas na Tabela 7 e o denominador representa o número de variáveis utilizadas. Por exemplo, caso um transecto possua uma vulnerabilidade média em 10 variáveis e alta em duas, o IVC terá o valor de 27,7 ($\sqrt{(2 \cdot 2 \cdot 3 \cdot 3)}/12$).

Por fim, o IVC foi classificado em quatro classes, desde a vulnerabilidade mais baixa, até a mais extrema, usando os percentis como limites (Tabela 8).

Tabela 8 – Categorias de vulnerabilidade.

Classe	Percentis	Intervalos
Baixa	0 – 25	< 6,4
Moderada	25 – 50	6,4 – 8,5
Alta	50 – 75	8,5 – 9
Muito alta	75 – 100	>9

Fonte: A autora, 2019.

5 CONDIÇÕES METEO-OCEANOGRÁFICAS E VARIAÇÕES DA POSIÇÃO DA LINHA DE COSTA ENTRE 1986 E 2018

Neste capítulo são apresentados os resultados e a discussão, em separado, dos registros meteorológicos, de ondas, nível médio e variação da linha de costa entre os anos de 1986 e 2018, disponibilizados por institutos de pesquisa nacionais e internacionais por meio de um extenso banco de dados gratuito, visando entender como a linha de costa responde as diferentes condições meteo-oceanográficas em uma escala temporal de longo prazo. Além disto, buscou-se verificar se estas respostas teriam possíveis ligações com as teleconexões climáticas. Este capítulo é uma versão estendida do artigo “*Shoreline position change and its relation to annual and interannual meteo-oceanographic conditions in Southeastern Brazil*” submetido ao periódico *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

5.1 Condições meteorológicas

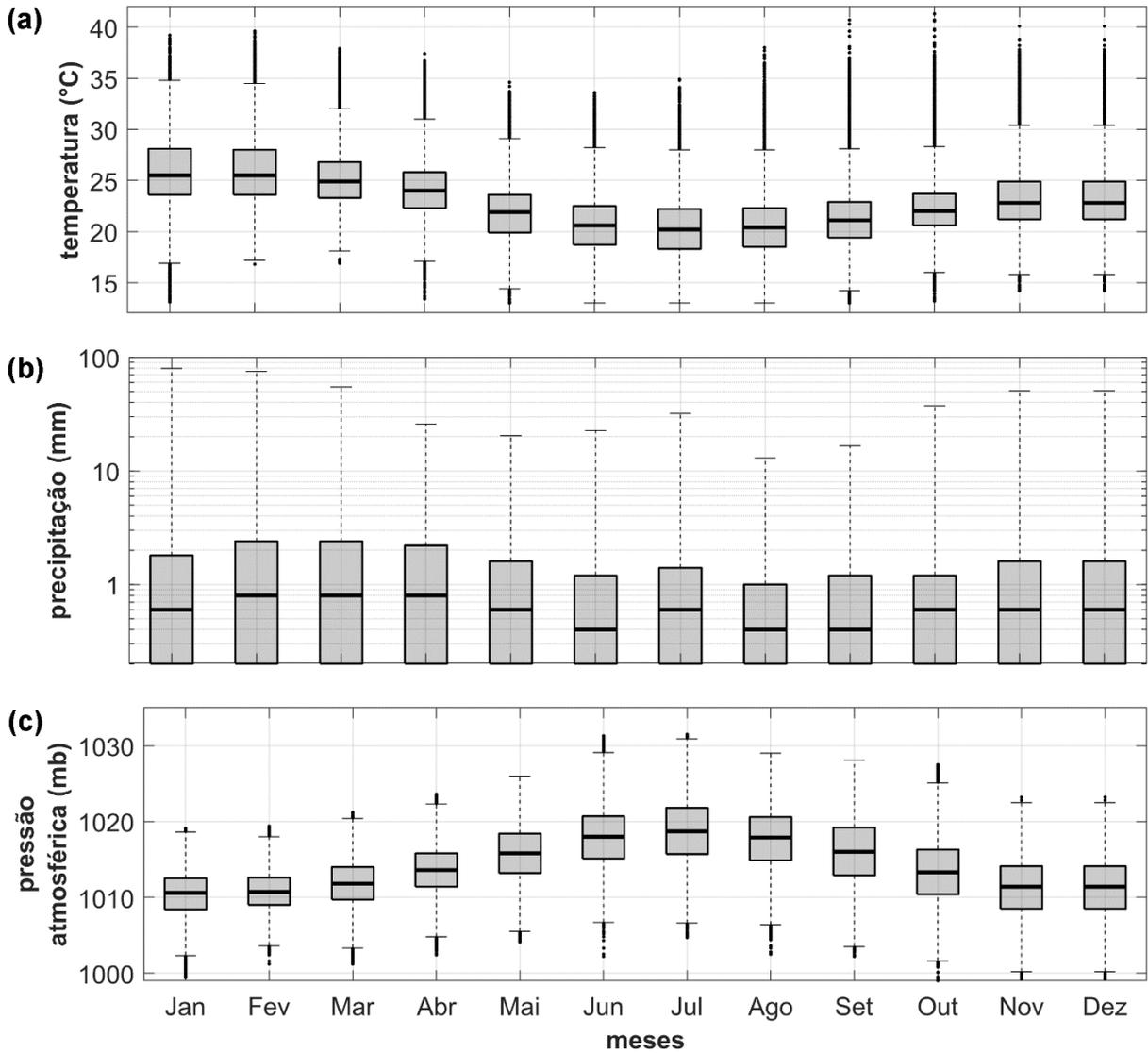
Na estação Marambaia, para o período de 2002 a 2018, a temperatura do ar oscilou entre 13,5 e 41,3°C, sendo 23°C o valor médio para toda a série (Figura 47a). Os meses de janeiro e fevereiro registram as maiores temperaturas medianas, 26°C, e nos meses de junho e julho, foram registradas as menores (20°C).

Os registros de precipitação variaram entre 0 e 79,8 mm, com valor médio de 1,6 mm (Figura 47b). Nos meses de fevereiro e março foram registrados os maiores valores medianos de precipitação, ~8 mm, e nos meses de junho e agosto, os menores, de ~2 mm. Cabe ressaltar que no ano de 2010 registrou a maior precipitação acumulada anual, com ~1600 mm.

A pressão atmosférica variou de 997,3 a 1031,5 mb, tendo valor médio de 1014 mb. (Figura 47c). No mês de julho foi registrado o maior valor mediano de pressão, de 1018 mb e nos meses de janeiro e fevereiro, os menores valores medianos, de ~1011 mb.

De modo geral, os maiores valores de temperatura do ar e precipitação e os menores valores de pressão atmosférica são mais frequentes durante o verão (DJF) e o oposto, durante o inverno (JJA).

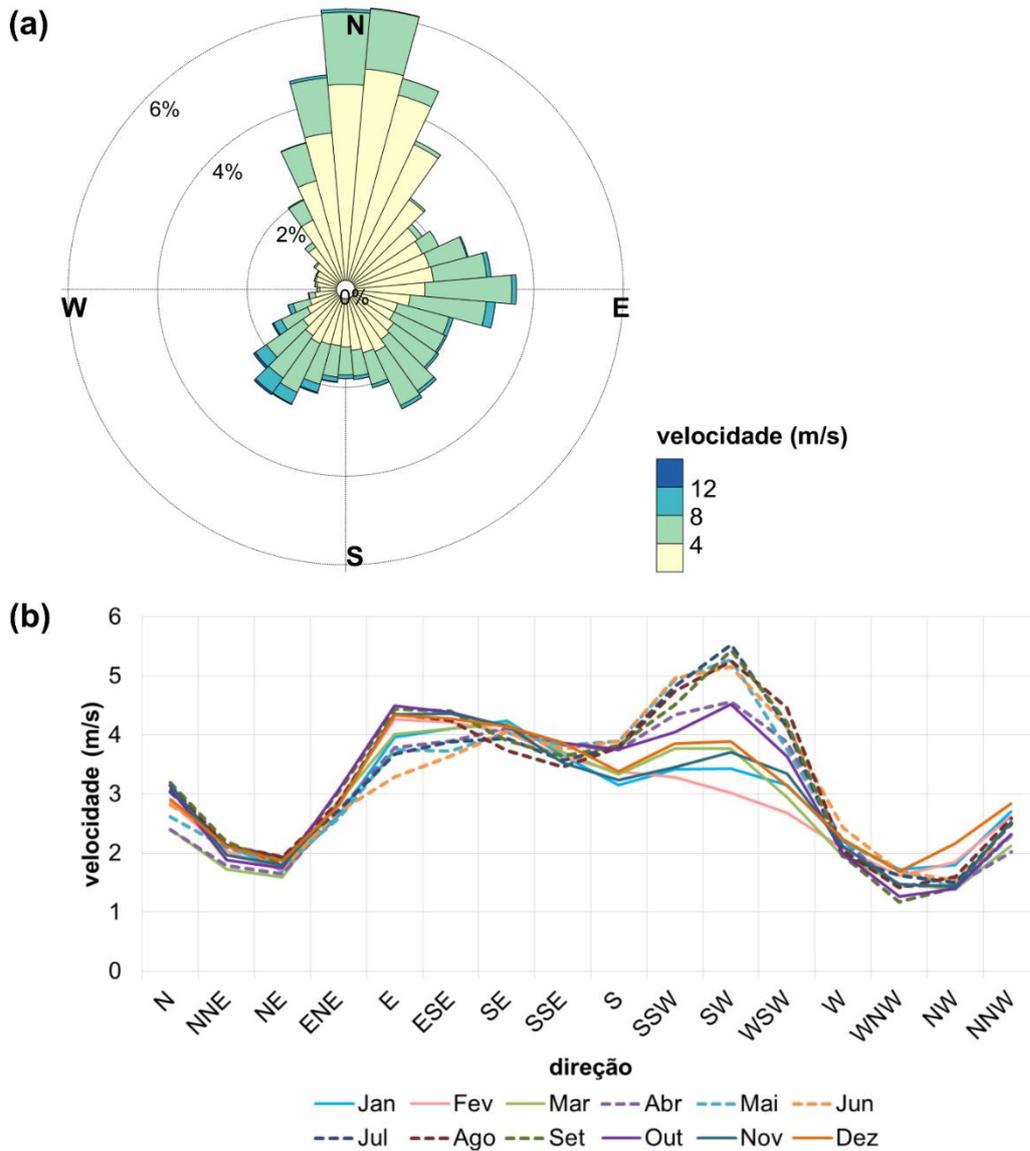
Figura 47 – Distribuição mensal dos parâmetros meteorológicos entre 2002 e 2018.



Legenda: (a) temperatura do ar; (b) precipitação; (c) pressão atmosférica.
 Fonte: A autora, 2019.

Os ventos mais frequentes são oriundos do quadrante Norte e associados a baixas intensidades (~ 4 m/s), enquanto que os ventos dos quadrantes Leste e Sul são menos frequentes, porém com maiores intensidades, atingindo até 18,2 m/s (Figura 48a). A distribuição mensal dos ventos (Figura 48b) mostra uma clara bidirecionalidade: ventos de Leste com forte intensidade durante o verão (DJF) e ventos intensos do quadrante sul durante o inverno (JJA).

Figura 48 – Registro de ventos na estação Marambaia entre 2002 e 2018.



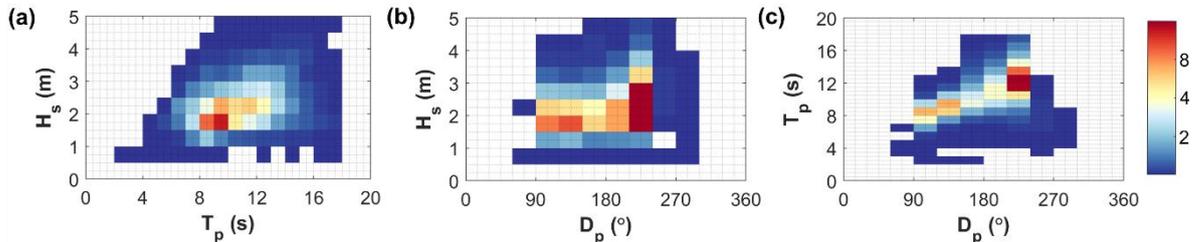
Legenda: (a) rosa dos ventos; (b) distribuição mensal da velocidade média dos ventos por quadrante. As linhas contínuas indicam meses de primavera e verão e as linhas tracejadas, de outono e inverno.
Fonte: A autora, 2019.

5.2 Clima de ondas

Ao longo de todo o período analisado, de 1986 a 2018, a altura média das ondas foi de ~1,7 m, oscilando entre 0,4 e 5m. As alturas mais frequentes foram entre 1 e 2 m (64%) e entre 2 e 3 m (23%). O período de pico médio foi de ~9,8 s, variando de 3,1 a 18 s, sendo que

os períodos entre 6 e 9 s foram os mais frequentes (38%). A direção de pico média foi de SE (151°), enquanto que as direções mais frequentes foram de E (25%) e S (45%) (Figura 49).

Figura 49 – Climatologia de ondas entre 1986 e 2018 no litoral sul do Rio de Janeiro.

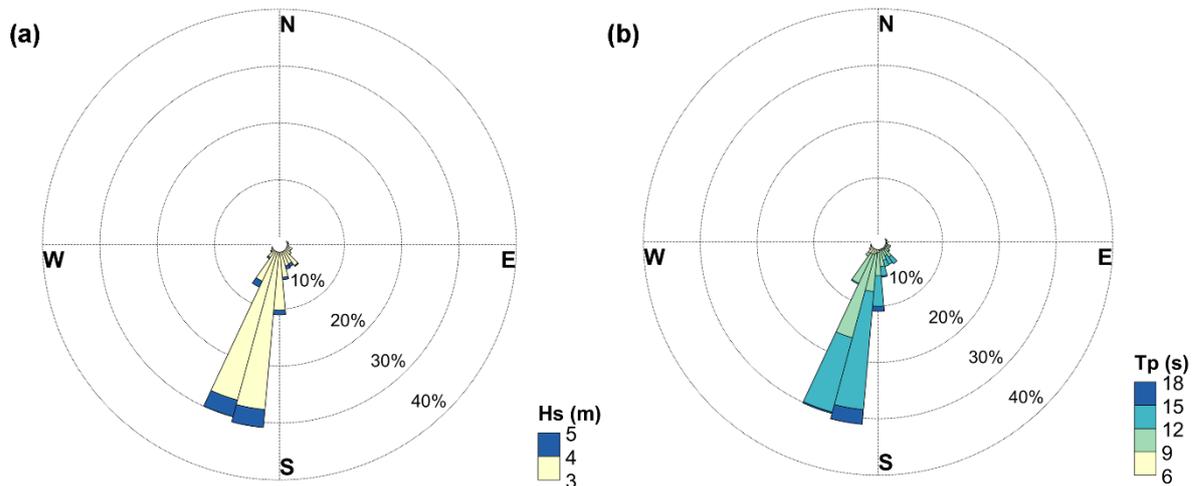


Legenda: (a) período de pico e altura significativa; (b) direção de pico e altura significativa; (c) direção de pico e período de pico. A barra lateral indica a frequência de ocorrência em percentual (%).

Fonte: A autora, 2019.

Os eventos de tempestade, classificados de acordo com os métodos de Dolan e Davies (1992) e Molina et al. (2019) – ($H_s \geq 3$ m (*SPI*) ou $P_{per} \geq 48$ kW/m; $dt \geq 12$ h – foram caracterizados por ondas predominantemente do quadrante SSW, com períodos de 10s, alcançando entre 14 e 18s s (Figura 50).

Figura 50 – Rosa de ondas para os eventos de tempestade ocorridos entre 1986 e 2018.



Legenda: (a) altura e direção da onda; (b) período de pico e direção da onda.

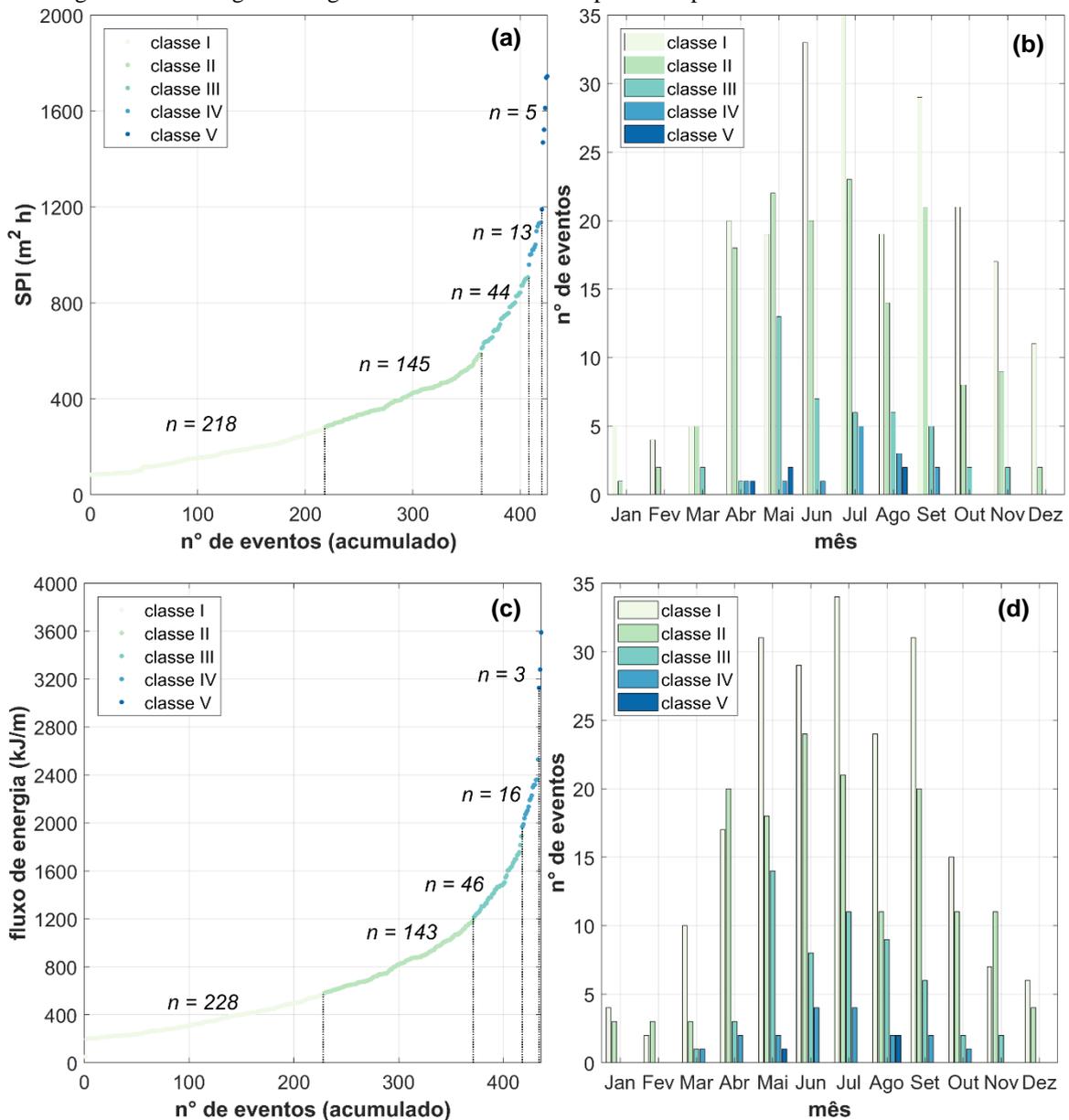
Fonte: A autora, 2019.

A partir da filtragem dos dados pelo *SPI* (Índice de Energia da Tempestade), entre os anos de 1986 e 2018, foram contabilizados 425 eventos de tempestade, sendo 218 da classe I, 145 da classe II, 44 da classe III, 13 da classe IV e 5 da classe V (Tabela 2, Figura 51a). O período entre abril e setembro exibiu os maiores números de eventos de tempestades,

expresso pela ocorrência de 85% dos eventos de classes III e IV (forte e severa) e 100% dos eventos classe V (extrema). Esta última classe apresentou-se particularmente concentrada em maio e agosto, quando 4 destes 5 eventos ocorreram (Tabela 2, Figura 51b).

A partir da filtragem dos dados pelo E (fluxo de energia da onda integrado no tempo), foram contabilizados 429 eventos de tempestade, sendo 228 da classe I, 143 da classe II, 46 da classe III, 16 da classe IV e 3 da classe V (Tabela 2, Figura 51c). O período entre maio e agosto correspondeu a 93% dos eventos classe IV (severa) e 100% dos eventos classe V (extrema) (Tabela 2, Figura 51d).

Figura 51 – Contagem e magnitude dos eventos de tempestade a partir do SPI e do E .



Legenda: (a) e (b) número de eventos acumulados e distribuição mensal por classe, respectivamente, pelo SPI ; (c) e (d) número de eventos acumulados e distribuição mensal por classe, respectivamente, pelo E .

Fonte: A autora, 2019.

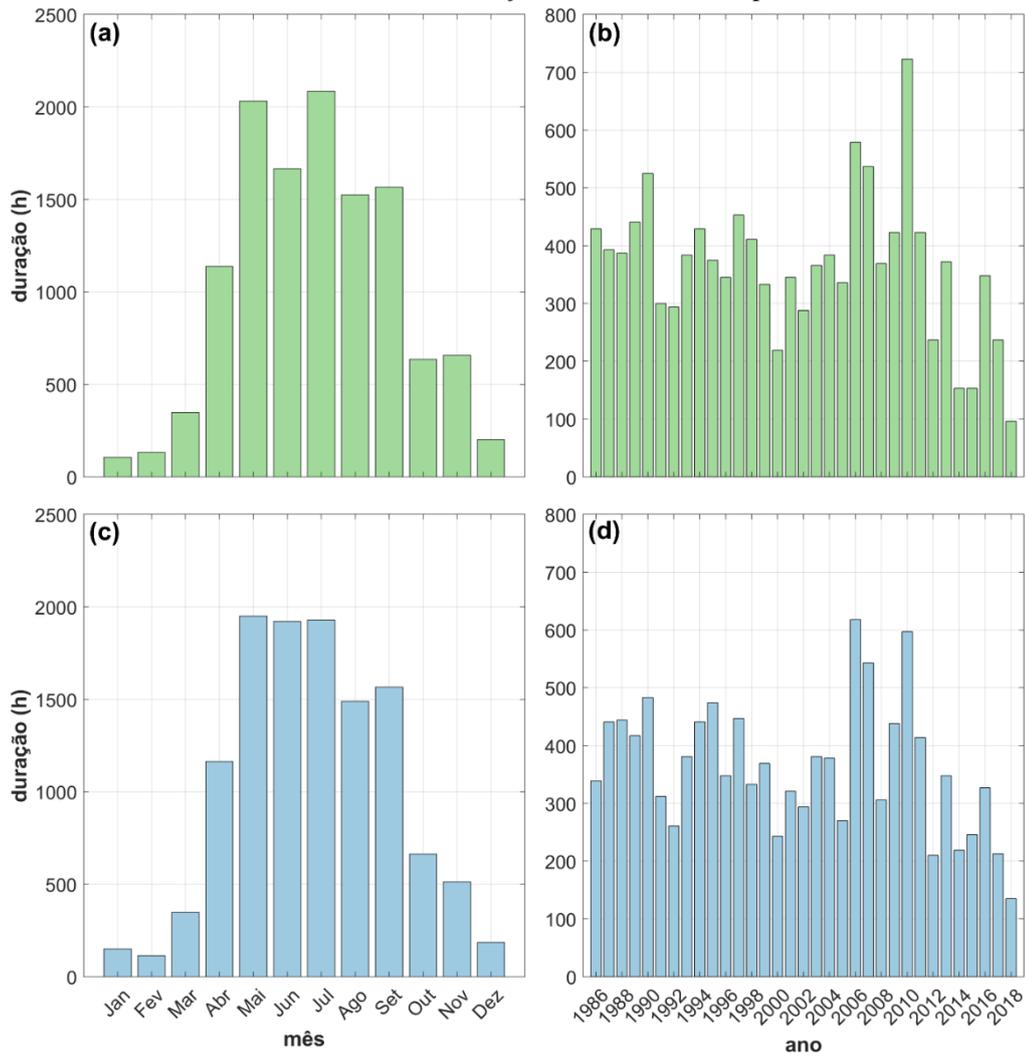
Em ambos os métodos aplicados, nota-se a distribuição dos eventos de tempestade ao longo de todo ano, principalmente das classes fraca e moderada – entre outubro e março foram contabilizados cerca de 80 eventos dessas classes. No entanto, as maiores concentrações de eventos de todas as classes entre abril e setembro, culminam em maiores magnitudes acumuladas neste período.

Outro ponto relevante diz respeito a duração dos eventos. A partir da filtragem pelo *SPI*, a duração média de cada evento foi de 28,8 h, com desvio-padrão (σ) de 18,6 h, e a partir do *E*, a duração média foi de 28,1 h, com σ de 18,1 h. Em geral, as maiores durações foram acumuladas entre os meses de maio e julho (~1930 h) e as menores, entre dezembro e fevereiro (~150 h) (Figura 52a e c). Os anos com as maiores durações acumuladas foram 2006 (*SPI* – 579 h, *E* – 618 h), 2007 (*SPI* – 537 h, *E* – 543 h) e 2010 (*SPI* – 723 h, *E* – 597 h) (Figura 52b e d). A comparação dos métodos (*SPI* e *E*) para determinação das durações de cada evento não indicaram variação significativa (Teste-T>0,5), apresentando correlação relativamente forte ($r = 0,75$).

Quanto ao intervalo entre cada evento, a partir da filtragem dos dados pelo *SPI*, o intervalo médio entre um evento e outro foi de 19,8 dias (σ de 4,2 dias) e a partir do *E*, foi de 19,2 dias (σ de 5,3 dias). Os anos que apresentaram os maiores intervalos médios foram 1993 (25 a 30 dias) e 2005 (~25 dias) e, os menores intervalos médios foram 1996 (< 10 dias) e 2001 (~10 dias) (Figura 53). A comparação entre *SPI* e *E* para determinação dos intervalos médios entre os eventos não indicou variação significativa (Teste-T > 0,6), apresentando correlação moderada ($r = 0,66$).

Ao avaliar a magnitude dos eventos de tempestades, o valor médio obtido por meio do *SPI* é de 353,8 m²h (σ de 275,6 m²h) e pelo *E*, é de 720,6 kJ/m (σ de 533,9 kJ/m). Na Figura 54 é possível notar que a definição das classes por um método, não necessariamente corresponde a mesma classe quando definida pelo outro método. Por exemplo, pelo *SPI* foram determinados cinco eventos da classe extrema, todavia pelo *E* foram apenas detectados três eventos nesta classe.

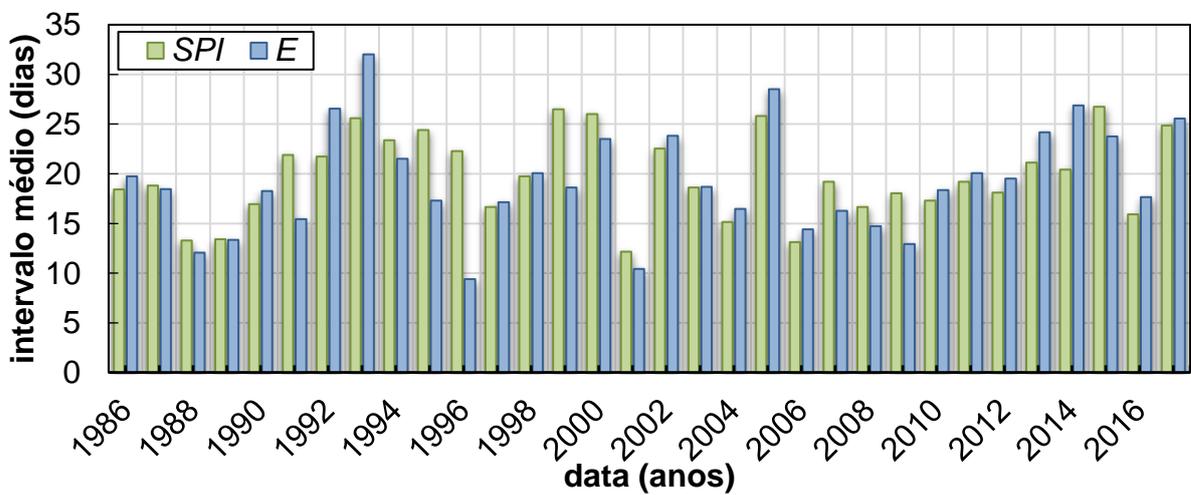
Figura 52 – Acumulados mensais e anuais da duração dos eventos de tempestade.



Legenda: (a) duração mensal acumulada, a partir do SPI; (b) duração anual acumulada, a partir do SPI; (c) duração mensal acumulada, a partir do E; (d) duração anual acumulada, a partir do E.

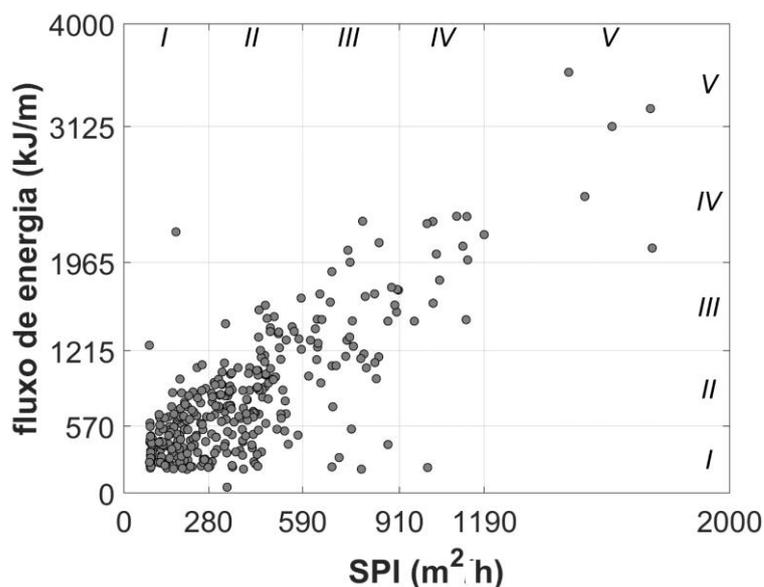
Fonte: A autora, 2019.

Figura 53 – Intervalo médio entre os eventos de tempestade ao longo do ano.



Fonte: A autora, 2019.

Figura 54 – Correlação entre os valores de *SPI* e *E*.

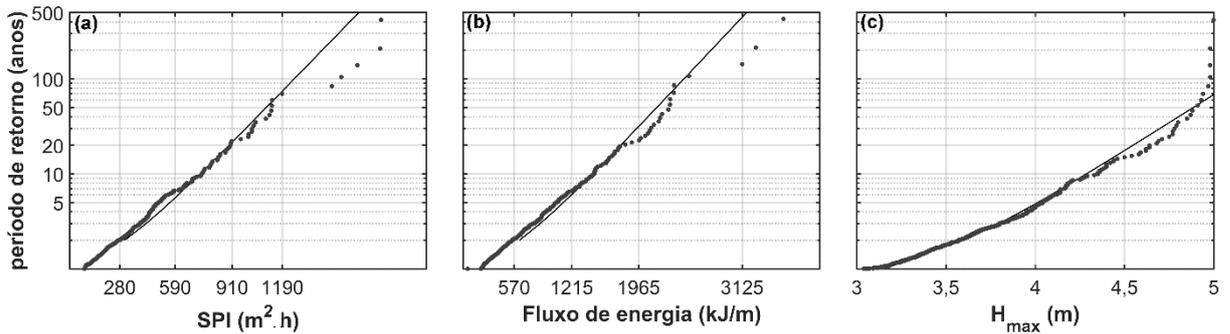


Fonte: A autora, 2019.

Além disto, ao longo de toda série, os meses que tiveram as maiores magnitudes acumuladas pelo *SPI* não foram correspondentes aos meses com os maiores acumulados calculados pelo *E*. Por exemplo, no ano de 2002, de acordo com o cálculo do *SPI*, o mês de março foi o que apresentou maior magnitude acumulada ($511 \text{ m}^2\text{h}$), ao passo que pelo cálculo do *E*, o mês de maior magnitude acumulada foi junho ($1455,9 \text{ kJ/m}$) (APÊNDICE D, Tabela 20). Para este conjunto de dados (meses com maiores magnitudes acumuladas), houve uma variação significativa (Teste-T $<0,001$) e ausência de correlação ($r = 0,009$). Em contrapartida, a detecção dos meses com maior número de eventos foi similar para 85% dos casos, apresentando correlação relativamente forte ($r = 0,74$).

Na Figura 55 são apresentados os períodos de retorno para as magnitudes e alturas máximas das ondas dos eventos de tempestade. Para eventos fracos (classe I), a probabilidade do evento ser igualado ou excedido é $<50\%$, para os moderados (classe II) é $<14\%$ e para os fortes (classe III), $<5\%$, tanto pelo *SPI*, quanto pelo *E*. Para eventos severos (classe IV) e extremos (classe V), a recorrência difere de acordo com o método empregado: pelo *SPI*, a probabilidade dos eventos das classes severa e extrema serem igualados ou excedidos é, respectivamente, <2 e $0,3\%$. Enquanto que pelo *E*, as probabilidades são <1 e $0,2\%$, respectivamente. Para as alturas máximas das ondas registradas durante os eventos de tempestade, a probabilidade de alturas até $3,5 \text{ m}$ serem igualadas ou excedidas é $<50\%$, para as alturas até 4 m a probabilidade é $<25\%$, para $4,5 \text{ m}$ é $<5\%$ e para as de 5 m é $<0,3\%$.

Figura 55 – Período de retorno dos eventos de tempestade.



Legenda: (a) por SPI ; (b) por E ; (c) por H_{max} .
 Fonte: A autora, 2019.

A Tabela 9 apresenta um sumário comparativo dos eventos de tempestade durante os anos neutros e com ocorrência de teleconexões climáticas, entre 1986 e 2018. A partir do cálculo do SPI , foram contabilizados 167 eventos de tempestade em anos de *El Niño*, com magnitude média de $321,7 m^2h$ e duração média de 27 h por evento e intervalo de recorrência de 20,1 dias. Enquanto que, durante anos de *La Niña*, foram calculados 135 eventos, com magnitude média de $394,1 m^2h$ e duração média de 31 h, com intervalos de 19,1 dias. Durante os anos neutros, foram registrados 14,5 eventos, de magnitude e duração média de, respectivamente, $345,2 m^2h$ e 26,5 h e intervalos de 19,8 dias.

A partir do cálculo do E , foram contabilizados 158 eventos de tempestade em anos de *El Niño*, com magnitude média de $749 kJ/m$ e duração média de 29 h por evento e intervalo de recorrência de 18,8 dias. Durante os anos de *La Niña*, foram registrados 143 eventos, com magnitude média de $719 kJ/m$ e duração média de 28 h por eventos, com intervalos de 15,5 dias. Já durante os anos neutros, foram contabilizados 115 eventos, com magnitude e duração médias de $728 kJ/m$ e 27 h, respectivamente, e intervalos de 21 dias.

Baseando-se nos resultados obtidos a partir do SPI , o maior número de eventos ocorreu durante anos de *El Niño*, representando 40% do total, porém os eventos mais intensos, de maior duração e menor intervalo entre eventos ocorreram durante os anos de *La Niña*, os quais representam 32% do total. Já com os resultados obtidos a partir do E , o maior número de eventos e os de maior duração ocorreram durante anos de *El Niño* (37% do total), sendo que os eventos mais intensos ocorreram durante os anos neutros e os menores intervalos, durante anos de *La Niña* (33% do total). Também é possível observar que as condições hidrodinâmicas são mais energéticas durante os anos de *La Niña*, com ondas de maior altura e períodos mais longos, predominantemente de direções que variam de SSE a SW.

Durante as fases negativas da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), observa-se a queda no número de eventos e na magnitude, com exceção do período de 1998 a 2014, em que a partir de 2006 há aumento no número de eventos e gradativa queda até o final do período. Em contrapartida, durante as fases positivas registra-se o aumento na magnitude dos eventos.

Na fase negativa da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), apenas entre os anos de 1991 e 1992 houve uma queda na magnitude e no número de eventos. Já na fase positiva, há maior número de eventos e são registradas maiores magnitudes.

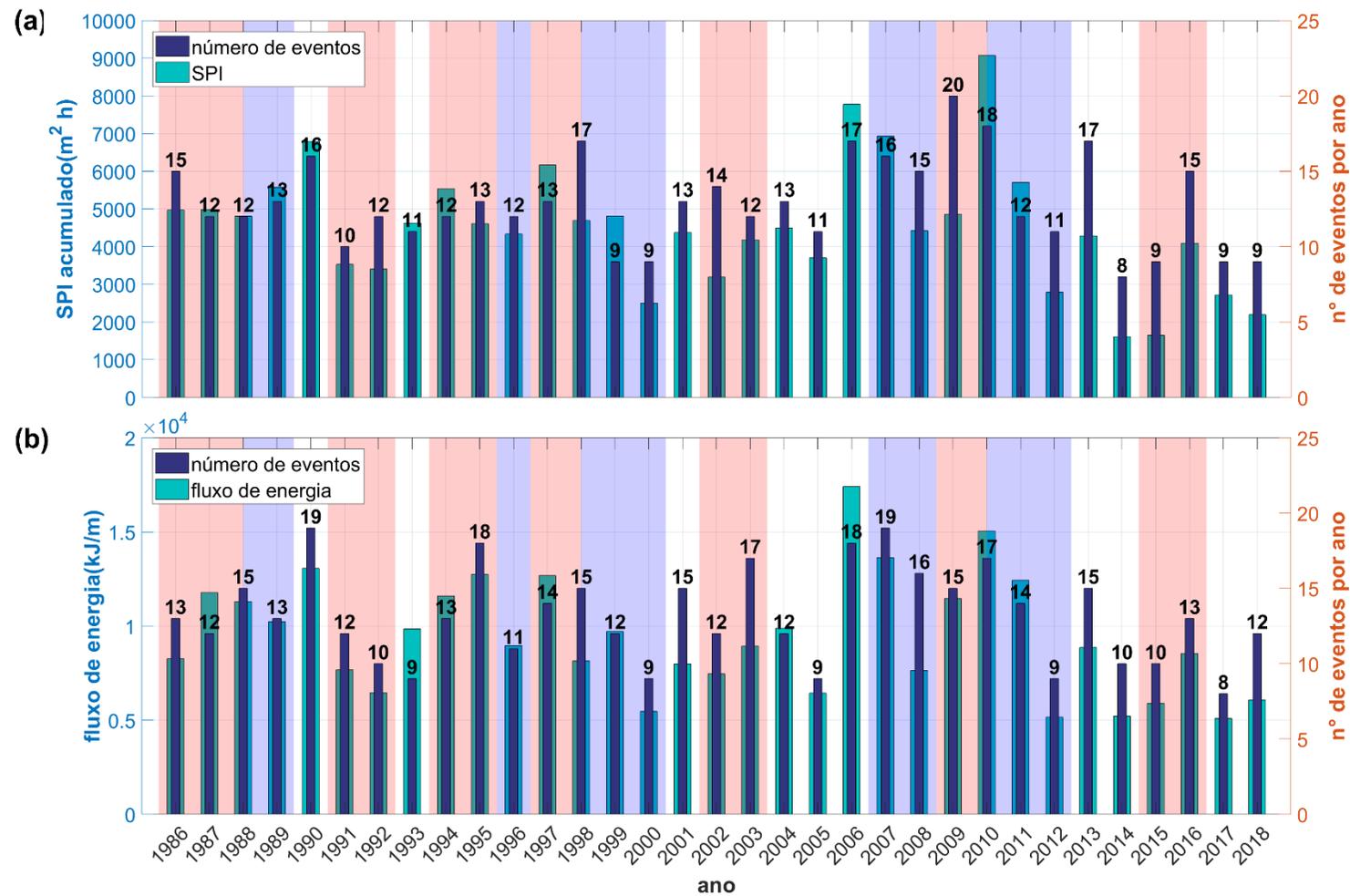
Com base na Figura 56a, é possível observar que os anos de 2009 e 2010 foram os que registram maior número de eventos com 20 e 18 registros, respectivamente, e os anos de 2006 e 2010 acumularam as maiores magnitudes, 7780 e 9070 m²h, respectivamente. Por outro lado, as informações extraídas a partir do *E* (Figura 56b), indicam que os anos de 2007 e 1990 registraram mais eventos, 19 cada um, enquanto que no ano de 2006, quando houve 18 eventos, registrou-se a maior magnitude acumulada (17402 kJ/m).

Tabela 9– Sumário das características dos eventos de tempestade durante anos neutros e de ocorrência de *El Niño* e *La Niña*.

Período (anos)	Evento climático	SPI					E				
		Nº de eventos	H_s médio (m)	T_p médio (s)	D_p médio (°)	Magnitude acumulada (m ² h)	Nº de eventos	H_s médio (m)	T_p médio (s)	D_p médio (°)	Magnitude acumulada (kJ/m)
1986-1988	<i>El Niño</i>	27	3,39	11,5	187	9795	25	3,33	12,4	188	20041
1988-1989	<i>La Niña</i>	25	3,38	11,8	191	10378	28	3,28	12,5	185	21526
1990	–	16	3,45	11,3	197	6792	19	3,32	13,0	193	13061
1991-1992	<i>El Niño</i>	22	3,35	11,7	190	6935	22	3,30	12,5	192	14121
1993	–	11	3,36	12,1	184	4625	9	3,36	12,8	191	9844
1994-1995	<i>El Niño</i>	25	3,46	12,3	189	10148	25	3,38	12,6	187	24343
1996	<i>La Niña</i>	12	3,41	11,7	186	4335	12	3,24	12,9	187	8958
1997-1998	<i>El Niño</i>	19	3,40	11,6	176	7869	19	3,33	12,5	184	15805
1998-2000	<i>La Niña</i>	29	3,44	11,4	190	10306	31	3,23	13,0	186	20193
2001	–	13	3,38	11,2	192	4376	15	3,28	12,0	188	7984
2002-2003	<i>El Niño</i>	26	3,31	11,7	191	7372	26	3,20	12,9	191	16395
2004-2006	–	41	3,38	11,9	186	15977	39	3,34	12,6	188	33708
2007-2008	<i>La Niña</i>	31	3,46	11,4	185	11357	35	3,33	12,5	187	21276
2009-2010	<i>El Niño</i>	23	3,35	12,17	188	5696	18	3,34	13,0	186	13166
2010-2012	<i>La Niña</i>	38	3,42	11,8	191	16728	37	3,42	12,3	190	30919
2013-2014	–	27	3,28	12,1	189	5899	25	3,20	13,0	185	14072
2015-2016	<i>El Niño</i>	25	3,30	12,2	186	5743	23	3,15	13,5	189	14438
2017	–	9	3,26	11,0	161	2719	8	3,11	13,4	182	5084
2018	–	9	3,29	12,3	195	2194	12	3,11	12,9	187	6066

Legenda: SPI: índice de energia da tempestade; E: fluxo de energia da onda integrado no tempo; H_s : altura significativa da onda; T_p : período de pico; D_p : direção de pico.
Fonte: A autora, 2019.

Figura 56 – Número de eventos e magnitude acumulada por ano.



Legenda: (a) calculado a partir do SPI; (b) calculado a partir do E.

Nota: Áreas destacadas em vermelho e azul correspondem, respectivamente, a anos de *El Niño* e *La Niña*.

Fonte: A autora, 2019.

5.2.1 Propagação das ondas

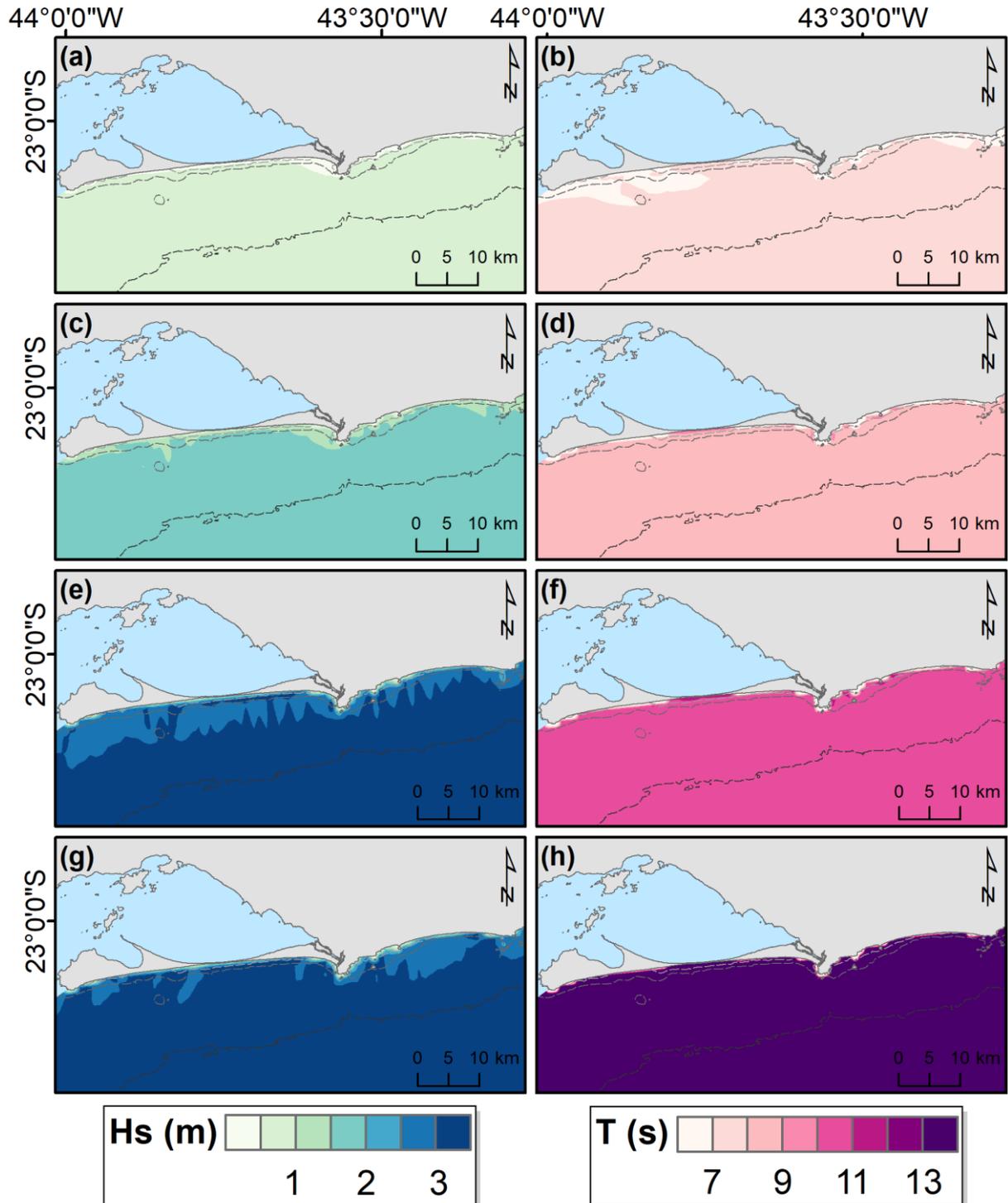
No primeiro cenário de tempo bom (B1 na Tabela 5, Figura 57a e b), as condições hidrodinâmicas na área de estudo caracterizam-se por ondas de pequena altura, não ultrapassando 0,6 m próximo à linha de costa, e curtos períodos, 8 s. No segundo cenário de tempo bom (B2 na Tabela 5, Figura 57c e d), condição mais comum de acordo com a análise estatística do clima de ondas, há um relativo aumento da altura da onda em relação ao cenário anterior, atingindo até 1,5 m próximo à linha de costa, e manutenção dos períodos curtos, 9 s.

No primeiro cenário de tempestade (T1 na Tabela 5, Figura 57e e f), ondas de maior energia atingem a área de estudo, com alturas chegando até 3 m e períodos mais longos, de até 12 s. Já no segundo cenário de tempestade (T2 na Tabela 5, Figura 57g e h), a linha de costa da restinga da Marambaia é atingida por ondas de maior altura, 3,2 m, enquanto que nos arcos praias Macumba e Recreio-Barra as ondas ultrapassam pouco mais de 2 m. Em toda a área o período da onda é de 16 s.

Relativo à direção das ondas, nota-se que no cenário B1, em que as condições de contorno são caracterizadas por ondas de L, as ondas chegam ao ponto mais externo (#P40) com direção SSE e ao atingir a linha de costa, são refratadas para SE. Já no cenário B2, as ondas de SSE mantêm sua direção ao atingir a linha de costa. Em condições de tempestade, as ondas oriundas de S (cenário T1) mantêm a sua direção ao atingir a linha de costa, enquanto que no cenário T2, as ondas de SW são refratadas para S ao se aproximar da área de estudo (Tabela 10).

Quanto às velocidades orbitais próximo ao fundo, no cenário B1 (Figura 58a) as velocidades são inferiores a 0,15 m/s próximo à linha de costa, exceto no setor central da Marambaia e na praia da Macumba, em que as velocidades atingiram até 0,3 m/s. No cenário B2 (Figura 58b), as velocidades próximo ao fundo, na isóbata de 30 m, são maiores que 0,35 m/s e a incidência quase paralela à costa faz com as velocidade alcancem entre 0,6 e 0,9 m/s próximo ao canal de Barra de Guaratiba e da Joatinga, além dos setores citados anteriormente. No cenário T1 (Figura 58c), as velocidades na isóbata de 20 m são superiores a 1 m/s ao longo de toda a linha de costa. No cenário T2 (Figura 58d), a partir da isóbata de 50 m, as velocidades orbitais alcançam 0,6 m/s e próximo à linha de costa chegam a atingir ~1.9 m/s.

Figura 57 – Modelagem dos cenários de ondas.



Legenda: (a) e (b) altura significativa e período de pico, respectivamente, para o cenário B1; (c) e (d) altura significativa e período de pico, respectivamente, para o cenário B2; (e) e (f) altura significativa e período de pico, respectivamente, para o cenário T1; (g) e (h) altura significativa e período de pico, respectivamente, para o cenário T2.

Nota: Condições de contorno de cada cenário na Tabela 5.

Fonte: A autora, 2019.

Tabela 10 – Condições hidrodinâmicas nos pontos de extração para cada cenário modelado.

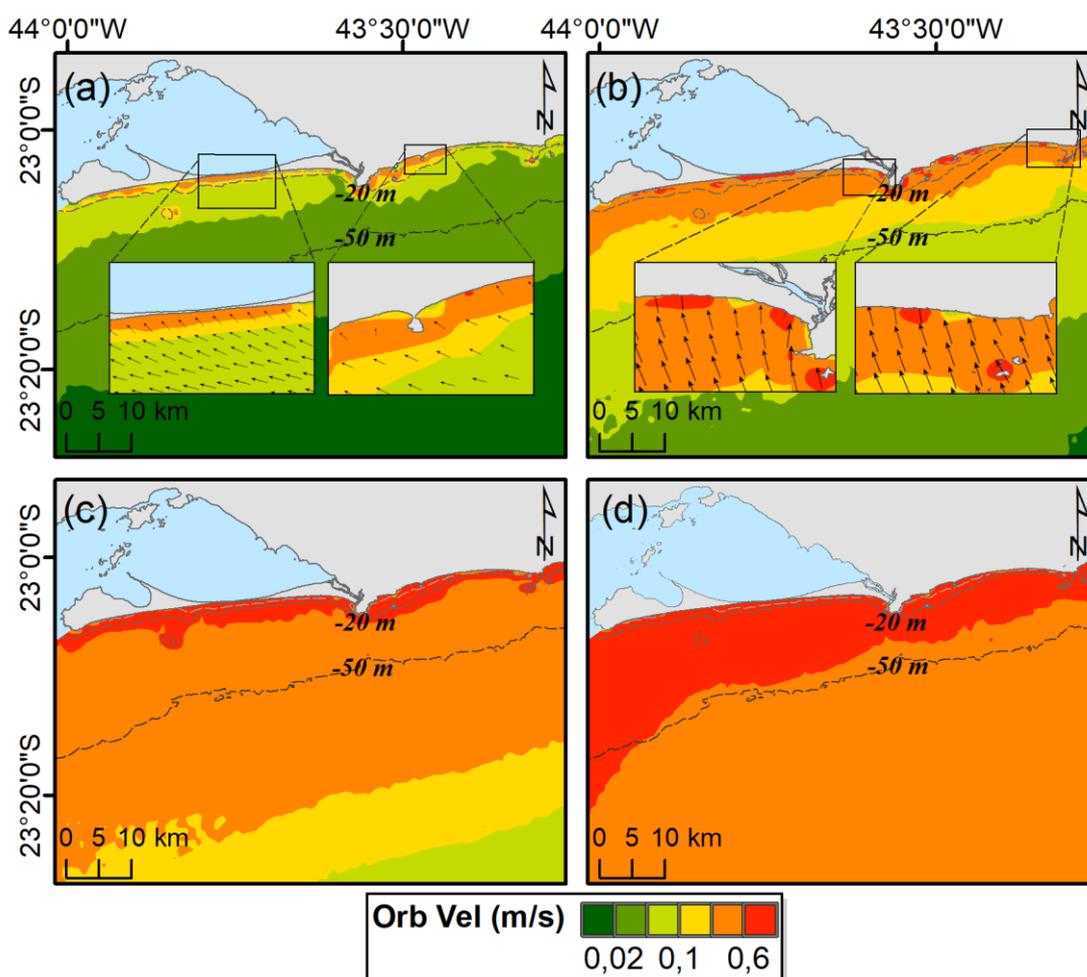
Cen.	#P40				#RM				#MC				#RB			
	H_s	T_p	D_p	U_{bot}												
B1	0,8	8	112	0,04	0,6	8	133	0,2	0,6	8	133	0,2	0,4	8	141	0,2
B2	1,6	9	156	0,14	1,5	9	163	0,6	1,4	9	158	0,7	1,5	9	166	0,7
T1	3,1	12	183	0,4	3,1	12	178	1,3	2,7	12	169	1,3	3,1	12	180	1,5
T2	3,1	16	210	0,6	3,2	16	192	1,8	2,0	16	176	1,5	2,0	16	193	0,6

Legenda: Cen. = cenário; H_s = altura de onda significativa; T_p = período de pico; D_p = direção de pico; U_{bot} = velocidade orbital próximo ao fundo; B1 = cenário de tempo bom 1; B2 = cenário de tempo bom 2; T1 = cenário de tempestade 1; T2 = cenário de tempestade 2.

Nota: Localização dos pontos de extração na Figura 38 e condições de contorno na Tabela 5. H_s em m, T_p em s, D_p em graus e U_{bot} em m/s.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 58 – Velocidade orbital próximo ao fundo.



Legenda: (a) velocidade para o cenário B1; (b) velocidade para o cenário B2; (c) velocidade para o cenário T1; (d) velocidade para o cenário T2.

Nota: Condições de contorno de cada cenário na Tabela 5.

Fonte: A autora, 2019.

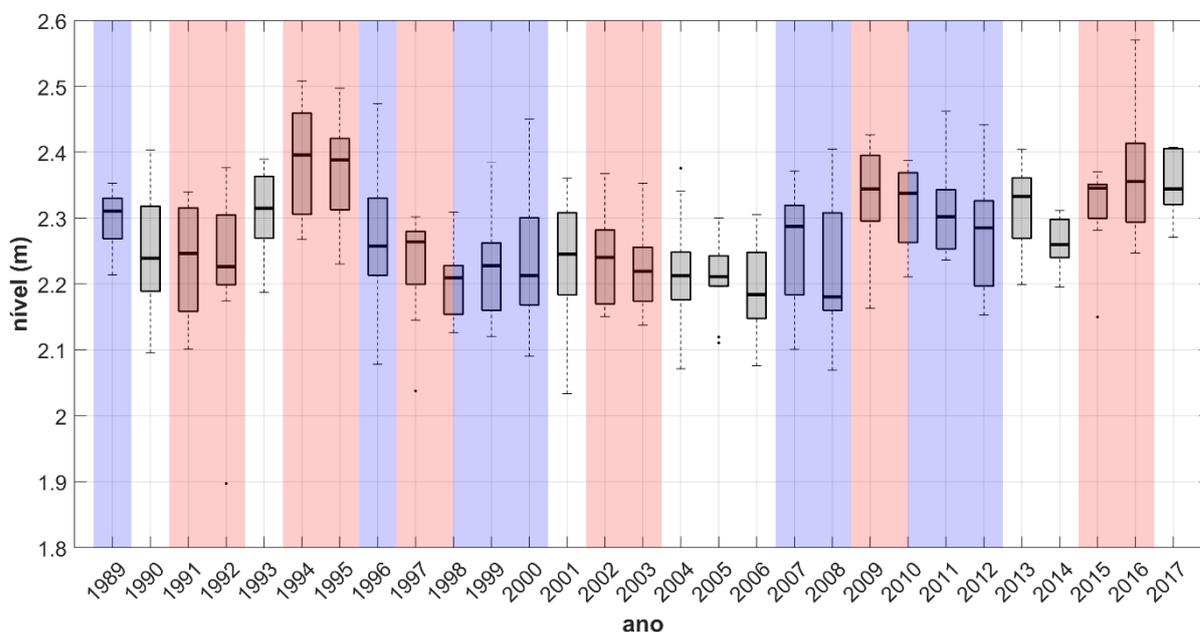
5.3 Nível do mar

Na Figura 59 são apresentadas as variações anuais do nível do mar (NM) entre os anos de 1989 e 2017 registrados no marégrafo da Ilha Fiscal, calculadas a partir da filtragem da série histórica para doze elementos por ano. Observa-se que o NM oscilou entre 1,90 e 2,58 m, apresentando valor médio de 2,25 m. Entre 1994 e 1995 foi registrado o maior valor mediano da série, 2,39 m. Posteriormente, nota-se uma queda no valor mediano, que chegou até 2,21 m. Nos anos de 1996, 2000 e 2001 verificaram-se maiores variações em torno da mediana, oscilando entre 2,03 e 2,47 m. A partir de 2007 o NM voltou a subir, mantendo valores medianos entre 2,26 e 2,34 m. No ano de 2016 foram registradas grandes variações em torno da mediana (2,36 m), entre 2,24 e 2,58 m, sendo que este último valor é o NM máximo do período analisado.

Nos anos de *El Niño* de 1994-1995, 2009-2010 e 2015-2016, o NM foi afetado positivamente, com destaque para o último período. Já em anos de *La Niña*, é possível observar a maior variação do NM ao longo de cada ano. Durante as fases negativas da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) observou-se uma descida do NM, entre 1988 e 1992, relativa estabilidade do NM até 2007, seguido de uma subida gradual até 2014 e em 2017 uma diminuição da variação dos valores médios. Nas fases positivas do PDO, nota-se a subida do NM. Relativo à Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), em sua fase negativa, até 1995, nota-se a subida do nível do mar no final desta fase, a partir de 1994, e em sua fase positiva o NM se manteve mais estável até 2009, posteriormente apresentando uma subida menos intensa que no final da fase anterior.

Ao analisar a distribuição da variação mensal dos dados de NM (Figura 60), observa-se que entre outubro e fevereiro os valores medianos oscilam entre 2,19 e 2,26 m, apresentando pouca variação nos valores mensais, entre 1,97 e 2,45 m. Nos demais meses, março a setembro, os valores medianos aumentam, chegando ao valor mediano máximo de 2,32 m em junho. No mês de julho são registradas as maiores variações no NM, de 1,92 a 2,58 m.

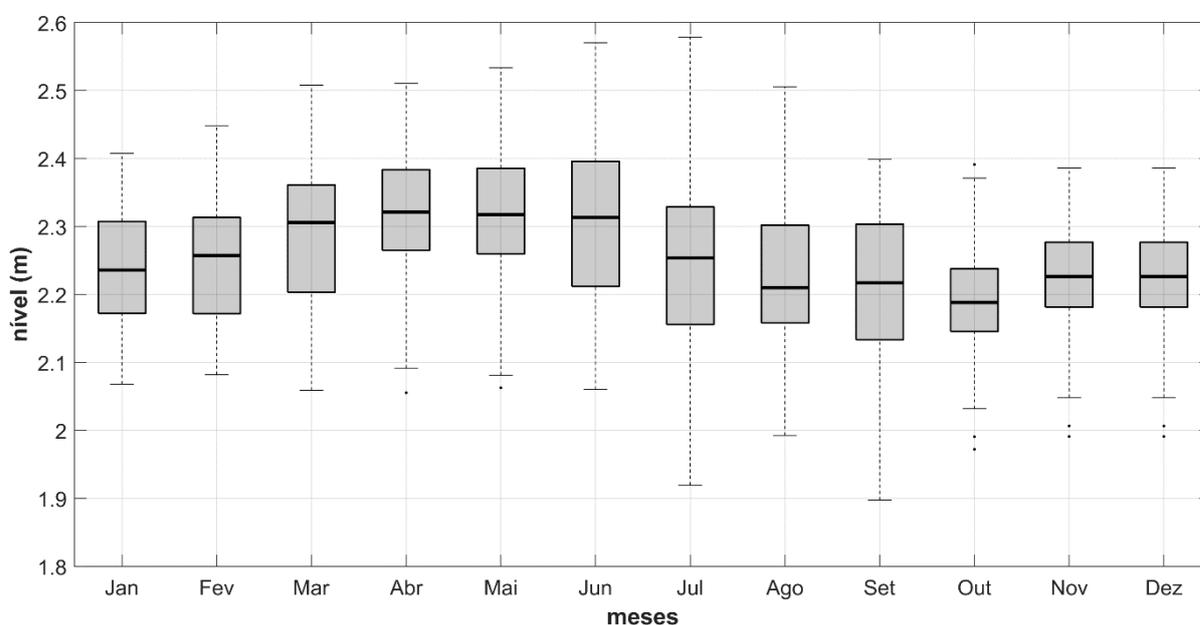
Figura 59 – Variação anual do nível médio do mar no marégrafo da Ilha Fiscal, entre 1989 e 2017.



Nota: As cores em vermelho e azul representam, respectivamente, anos de *El Niño* e *La Niña*.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 60 – Variação mensal do nível médio do mar no marégrafo da Ilha Fiscal, entre 1963 e 2017.



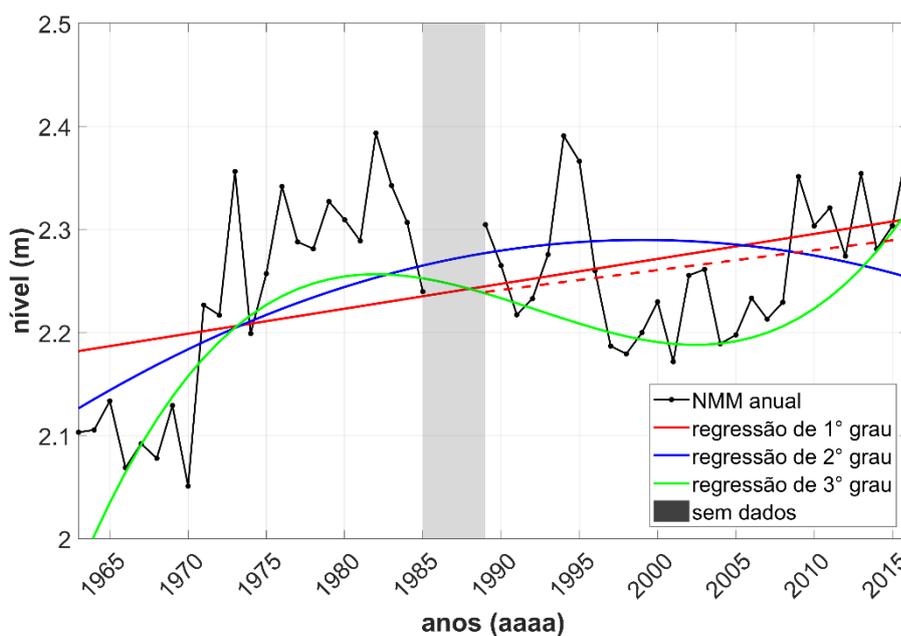
Fonte: A autora, 2019.

Na Figura 61 são apresentadas as regressões das variações anuais do nível do mar (NM) entre os anos de 1963 a 2017, calculadas a partir da filtragem da série histórica para um elemento por ano. A regressão linear (1º grau) indica uma tendência de subida do NM com uma taxa de 2,42 mm/ano (linha contínua vermelha na Figura 61), porém com uma leve

desaceleração para o período de 1989 a 2016 (linha tracejada vermelha na Figura 61), exibindo uma taxa de 1,93 mm/ano. Para a regressão compreendendo o nível entre 1963 e 2016, o R^2 foi de 0,20 e o R_{adj}^2 foi de 0,18. Já para o período compreendido entre 1989 e 2016, R^2 foi de 0,06 e o R_{adj}^2 foi de 0,002.

Pela regressão quadrática (2° grau), observa-se uma tendência de subida, a uma taxa de 4,54 mm/ano, até o ano de 1999, com posterior declínio no NM, com taxa de -2,13 mm/ano, tendo R^2 de 0,30 e R_{adj}^2 de 0,27. Por fim, pela regressão cúbica (3° grau), nota-se uma tendência de subida do nível do mar até 1982, com taxa de 15,34 mm/ano, seguida pela descida até 2002, com taxa de -3,43 mm/ano, e posterior subida até o presente momento, a uma taxa de 10,16 mm/ano, com R^2 de 0,59 e o R_{adj}^2 de 0,56.

Figura 61 – Tendência de variação do nível do mar no marégrafo da Ilha Fiscal, entre 1963 e 2016.



Nota: A linha contínua vermelha representa uma taxa de 2,42 mm/ano para o período de 1963 a 2016. A linha tracejada vermelha representa uma taxa de 1,93 mm/ano para o período de 1989 a 2016.
Fonte: A autora, 2019.

5.4 Posição da linha de costa e taxas de mudança entre 1986 e 2018

Na Tabela 11 são sumarizados os deslocamentos médios da posição da linha de costa, para os compartimentos da restinga da Marambaia e dos arcos praiais Macumba e Recreio-Barra (Figura 62), em cada data das imagens Landsat utilizadas neste trabalho.

No compartimento que compreende a restinga da Marambaia, destaca-se no ano de 1986 um avanço da linha de costa de 11 m no setor oeste e de ~30 m nos setores central e leste. Entre 1988 e 1994, observou-se o recuo em toda restinga, de aproximadamente 60 m. A partir de 1994, intercalaram-se ciclos de avanço e recuo da linha de costa em todos os setores, com deslocamentos de até 20 m. Nos anos subsequentes, até 2007, verificou-se a mesma tendência, porém com maiores recuos e avanços da linha de costa, agora de até 45 m, na área central. De 2007 a 2010 notou-se o avanço de 30 m da linha de costa e posterior erosão de ~40 m. Entre 2014 e 2015, os maiores deslocamentos foram observados nos setores oeste e central e entre 2015 e 2016, notou-se o recuo da linha de costa no setor leste, de ~50 m.

Na praia da Macumba, entre os de 1986 e 1994, houve uma leve tendência erosiva, de ~5 m, e de 1994 a 1997 observou-se um avanço de ~15 m da linha de costa. Posteriormente, em 1998, foi registrado o recuo da linha de costa, na ordem de 40 m. No ano de 2000 houve um avanço de 40 m e até o ano de 2007 a linha de costa mostrou-se estável. Em 2010 foi registrado um recuo de ~25 m e entre 2013 e 2017 ciclos de recuo e avanço da linha de costa foram observados, com deslocamentos médios de ~15 m.

No arco praiial Recreio-Barra, entre 1986 e 1988 observou-se um avanço da linha de costa, de ~40 m, seguido da tendência de recuo de ~40 m até o ano 1994. Após este período, alteraram-se ciclos de avanço e recuo da linha da costa, com deslocamentos da ordem de 30 m.

Ao verificar as tendências gerais da linha de costa, observa-se que tanto durante em anos de *El Niño*, quanto de *La Niña*, os avanços da linha costa possuem maiores magnitudes que os recuos, chegando até 22 m. Em anos de *La Niña* os recuos e avanços registrados no setor oeste da restinga da Marambaia e na praia da Macumba, respectivamente, são maiores que nos demais períodos. Já nos setores central e leste da restinga e no arco Recreio-Barra, em anos de *El Niño* observam-se recuos de maior magnitude.

Durante as fases positivas da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), alternam-se ciclos de avanço e recuo da linha de costa, destacando-se o período entre 2014 e 2017, quando nos setores central e leste da restinga da Marambaia e no arco Recreio-Barra observaram-se