

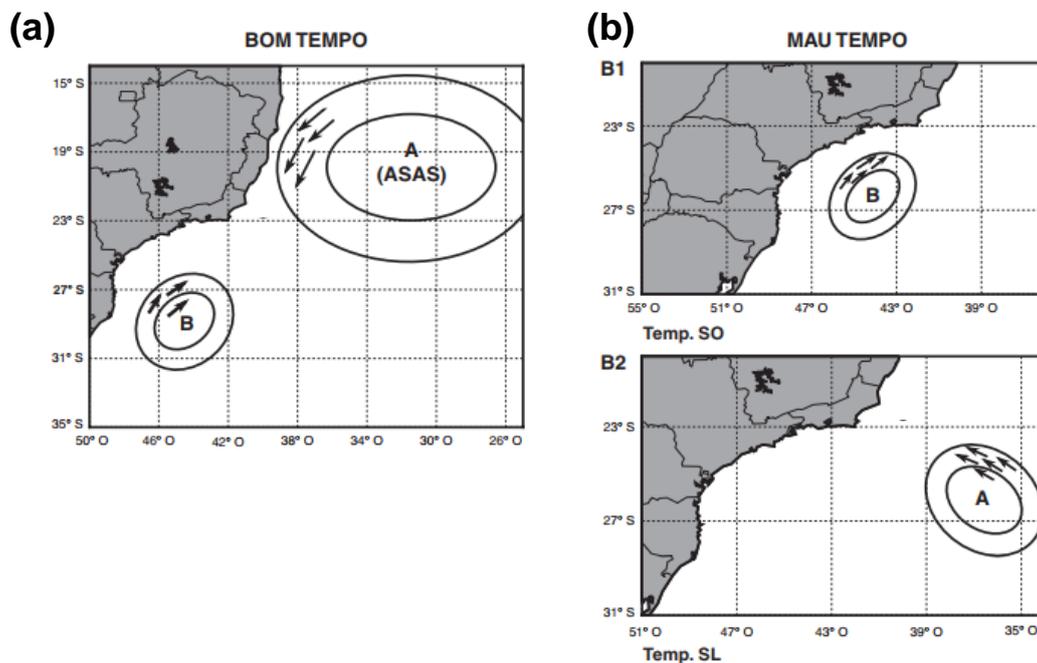
Tabela 1 – Clima de ondas da bacia de Santos segundo Nascimento (2013).

Fonte	Categoria	Int.(m/s)	$H_s$ (m)	$T_p$ (s)
Reconstituição do modelo de reanálise de ondas	Bom tempo	17	4,5	11,5
	Mau tempo de SW	19	6,1	18,4
	Mau tempo de SE	16	5,5	19,0
Boia meteo-oceanográfica	Bom tempo	13	4,0	11,9
	Mau tempo de SW	15	7,3	20,0
	Mau tempo de SE	13	4,9	16,7

Legenda: Valores máximos do clima de ondas. Int.: intensidade dos ventos;  $H_s$ : altura significativa da onda;  $T_p$ : período de pico da onda

Fonte: modificado de Nogueira, 2014 pela autora, 2019.

Figura 26 – Condições de tempo bom e tempestade ao largo do litoral fluminense.



Legenda: (a) Situação de bom tempo; (b): B1 – Situação de mau tempo com presença de ciclone; B2 – Situação de mau tempo com presença de anticiclone.

Fonte: Parente et al.,2015.

A região encontra-se sob o regime de micromaré semidiurna, com amplitudes variando entre 0,3 e 1,2 m (NEMES; CRIADO-SUDAU; GALLO, 2019) e propagação da maré de leste para oeste (HARARI; CAMARGO, 1994). Segundo Aubrey, Emery e Uchupi (1988), para o período entre 1950 e 1970, o nível do mar registrado pelo marégrafo da Ilha Fiscal, na região portuária da cidade do Rio de Janeiro, apresentava uma variação de 3,6 mm/ano. Recentemente, Losada et al. (2013) ao analisar as diferenças nas oscilações do nível do mar para os países da América Latina, calculou um tendência de subida de ~2,25 mm/ano no litoral fluminense.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para compreender a resposta da linha de costa em diferentes escalas temporais é necessário empregar uma série de técnicas que permitam evidenciar e quantificar as mudanças sofridas ao longo do período analisado. Com isto, o trabalho foi dividido em duas escalas temporais de análise – longo e médio prazo (Figura 4; círculos vermelhos) –, além da projeção da linha de costa futura – modelagem do comportamento costeiro em larga escala (Figura 4; círculo verde). Por fim, os resultados obtidos nas etapas prévias permitiram construir um índice vulnerabilidade à erosão e à inundação costeira (Figura 27).

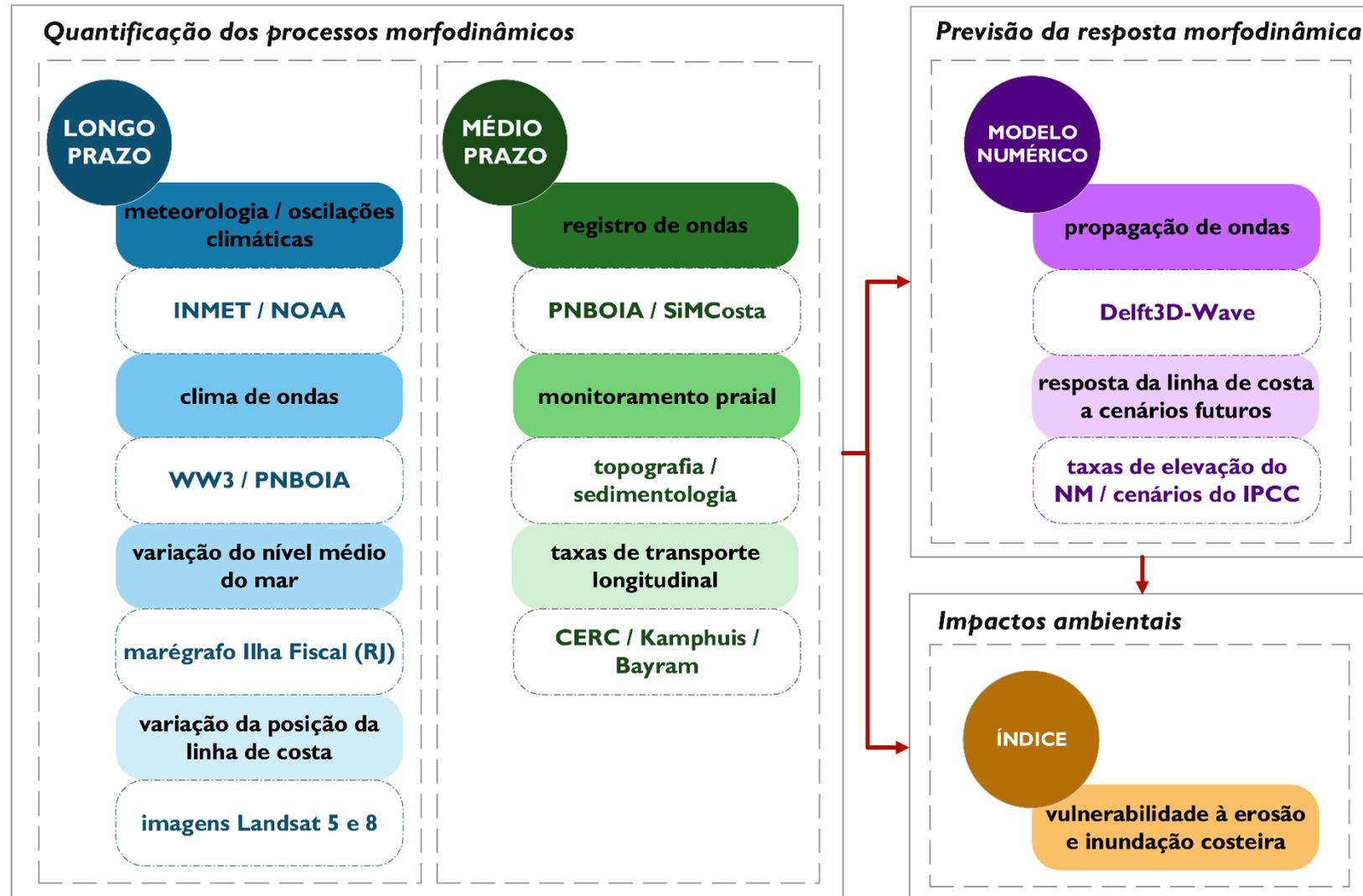
### 4.1 Dados de longo prazo (décadas)

Os dados compreendidos dentro da escala de longo prazo, período de 1986 a 2018, constituem-se de dados meteo-oceanográficos, traçados da linha de costa das praias oceânicas da restinga da Marambaia e dos arcos praias compreendidos entre Macumba e Recreio-Barra e análise estatística das taxas de variação da posição da linha de costa.

#### 4.1.1 Dados meteorológicos

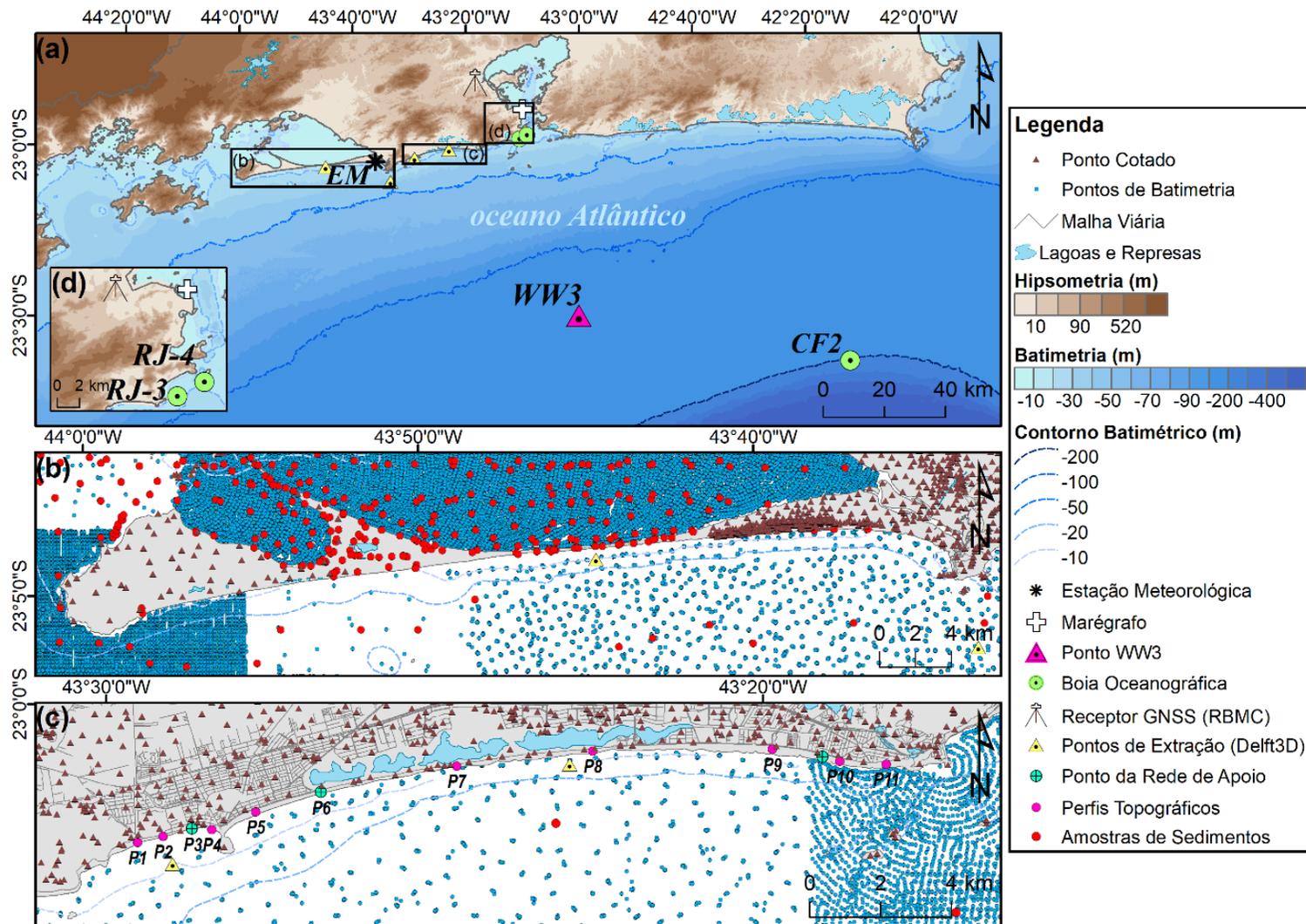
Dados de temperatura, precipitação, pressão atmosférica e intensidade e direção dos ventos foram obtidos da estação automática Marambaia (23.05°S, 43.59°W; EM na Figura 28; Figura 29) mantida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (BRASIL, 2019a), para o período compreendido entre os anos de 2002 e 2018 e analisados estatisticamente. Adicionalmente, os valores referentes ao Índice de Oscilação Sul (SOI), para identificar a ocorrência de *El Niño/La Niña*, Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), de 1986 a 2018, fornecidos pela Administração Oceânica e Atmosférica Nacional norte-americana (NOAA) (ESTADOS UNIDOS, 2019a), foram usados para verificar possíveis teleconexões (APÊNDICE A, Figura 99).

Figura 27 – Fluxograma do procedimento metodológico.



Fonte: A autora, 2019.

Figura 28 – Localização dos pontos de amostragem.



Fonte: A autora, 2019.

Figura 29 – Estação meteorológica da Marambaia.



Fonte: INMET, 2019.

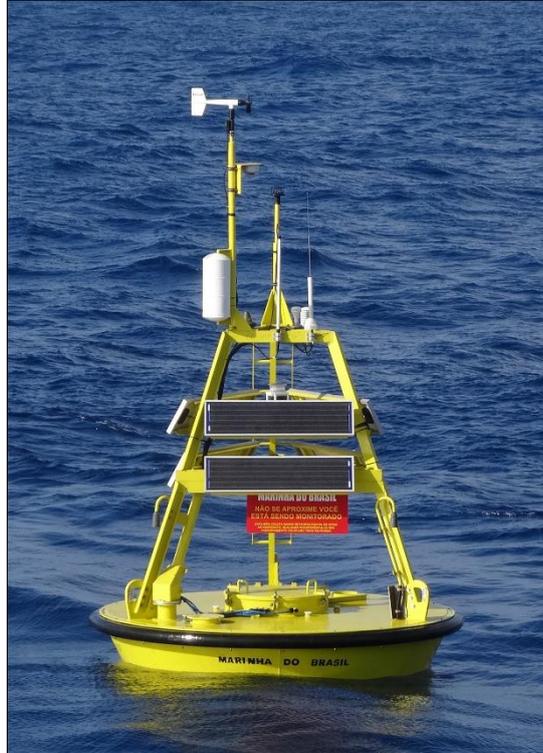
#### 4.1.2 Dados de ondas

Para investigar o clima de onda entre os anos de 1986 e 2018, altura de onda significativa ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e direção de pico ( $D_p$ ), com intervalos de 3 h, foram extraídos do modelo WaveWatch3 (WW3), que é disponibilizado gratuitamente pela NOAA (23.5°S e 43.0°W, WW3 na Figura 28). A série de dados compreendida entre os anos de 1986 e 2013 foi fornecida pelo professor Leonardo Klumb de Oliveira, da Universidade Federal do Recôncavo Baiano. A série compreendida entre 2014 e 2018 foi obtida no servidor de banco de dados da NOAA (ESTADOS UNIDOS, 2019b).

Para validar os dados do modelo, séries temporais registradas entre 2016 e 2018 por uma boia do programa PNBOIA (BRASIL, 2019b) posicionada na plataforma continental do litoral fluminense, da *Axys Technologies Inc.* e modelo 3-Meters (3M), a 200 m de profundidade (23°37'S, 42°12'W; Figura 30; CF2 na Figura 28), foi comparada aos dados do WW3 para o mesmo período. Primeiramente, foi aplicado um filtro de resposta a impulso finita (FIR) usando o algoritmo de Parks-McClellan para remover os dados espúrios (banda de passagem de 0,17e banda de parada de 0,62), seguido do cálculo dos coeficientes de correlação de Pearson ( $r$ ) entre os dados do modelo e da boia. Os resultados apresentaram

correlação moderada a forte (0,74 a 0,89) (Figura 31), validando o uso dos dados do WW3 para o período de análise (1986 a 2018).

Figura 30 – Boia oceanográfica Cabo Frio 2.



Fonte: GOOS-Brasil, s.d.

Além da análise estatística e de frequência dos dados de ondas, também foi calculada a magnitude da componente perpendicular à costa do fluxo de energia da onda ( $P_{per}$ ) (Eq. 1) deduzida conforme a teoria linear das ondas de gravidade e de análise espectral, a partir da rotina desenvolvida pelo pesquisador Thalles Augusto Abreu Araujo, da Marinha do Brasil, para linguagem Matlab®.

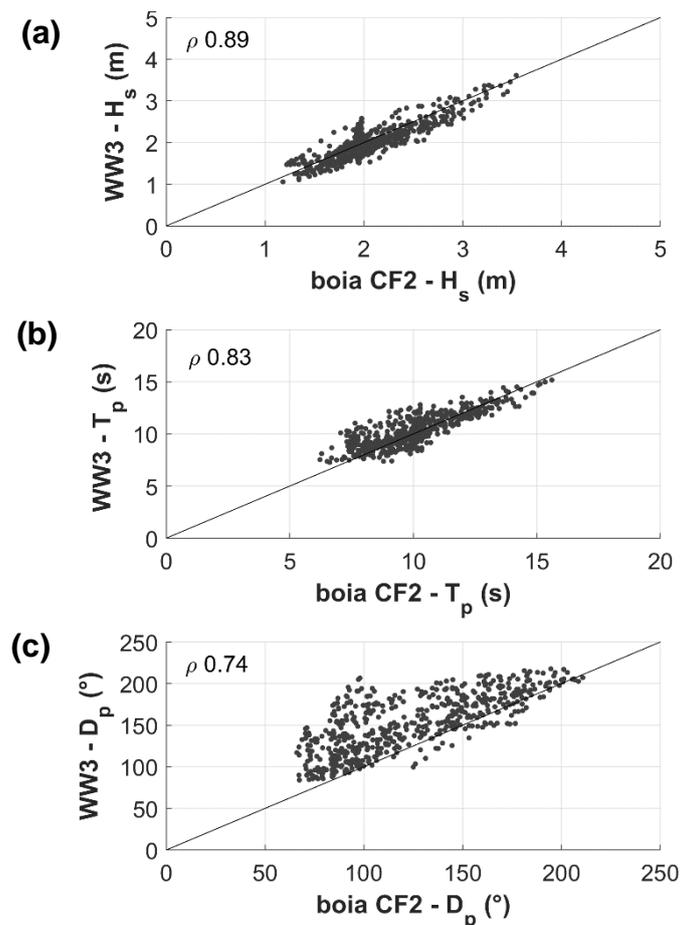
$$P_{per} = P \cos(\alpha_{costa} - \alpha_{onda}) \quad (\text{Eq. 1})$$

onde  $P$  é a magnitude do fluxo de energia (Eq. 2) e  $\alpha_{costa}$  e  $\alpha_{onda}$  representam, respectivamente, o azimute da linha da costa e da onda:

$$P = \left( \frac{\rho g^2 H_s^2}{16T} \right) \left( \frac{\lambda}{2} + \frac{2\pi d}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{\lambda}\right)} \right) \quad (\text{Eq. 2})$$

onde  $\rho$  é a densidade da água do mar ( $\sim 1026 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ),  $H_s$  é a altura significativa da onda,  $T$  é o período da onda,  $\lambda$  é o comprimento de onda e  $d$  é a profundidade local, neste trabalho considerada como 116 m. Como no Sistema Internacional de Unidades o fluxo de energia é obtido em W/m, os valores foram divididos por 1000 para que fossem analisados em kW/m.

Figura 31 – Correlação entre os dados do modelo WW3 e da boia oceanográfica CF2.



Legenda: (a) altura significativa da onda (m); (b) período (s); (c) direção (°). CF2: Cabo Frio 2.  
Fonte: A autora, 2019.

#### 4.1.2.1 Caracterização de eventos de tempestade

De acordo com Harley (2017), para que se possa entender o grau de exposição de uma região costeira à eventos de tempestade é necessário examinar os padrões e tendências temporais da chegada desses eventos (em inglês *storminess*), que incluem a frequência dos

eventos em um determinado período de tempo, intervalos entre as tempestades, padrões sazonais, teleconexões com padrões climáticos (p. ex. *El Niño/La Niña*), mudanças de direção, entre outros.

Para examinar tais padrões e tendências existem duas abordagens principais, a climatológica sinóptica e a estatística (HARLEY, 2017). Neste trabalho, optou-se pelo uso da abordagem estatística, que, de acordo com o autor, congrega a análise dos dados observados, neste caso os dados oriundos do modelo WW3, por meio de métodos estatísticos para separação individual dos eventos de tempestade.

Primeiramente, os valores limiares para definir um evento de tempestade foram obtidos a partir do 95° percentil dos valores de  $H_s$  e  $P$ , que de acordo com Harley, (2017), levam em conta a moda das condições de ondas e têm sido utilizadas em estudos de costas dominadas por ondas em diversos lugares do mundo (AARNES; BREIVIK; REISTAD, 2012; LAZARUS et al., 2019; XU; NOBLE, 2009). Os valores encontrados para  $H_s$  e  $P$  foram, respectivamente, de 3 m e 48 kW/m. Após a definição dos limiares, foram aplicadas filtragens para a separação dos eventos de tempestade, considerando que valores iguais ou superiores aos limiares adotados fossem mantidos por 12 horas ou mais (RANGEL-BUITRAGO; ANFUSO, 2011), bem como calculadas as durações de cada evento e o intervalo entre eles.

De forma a avaliar a magnitude de cada evento, foram estimados o índice de energia da tempestade (do inglês *Storm Power Index – SPI*) (DOLAN; DAVIS, 1992) e a energia total das ondas ( $E$ ) (MOLINA et al., 2019). O *SPI* foi desenvolvido por Dolan e Davis (1992) para classificar a intensidade dos eventos de tempestade através da integração da energia da onda durante cada evento, levando em conta o quadrado da altura da onda e a duração do evento (Figura 32a) (Eq. 3):

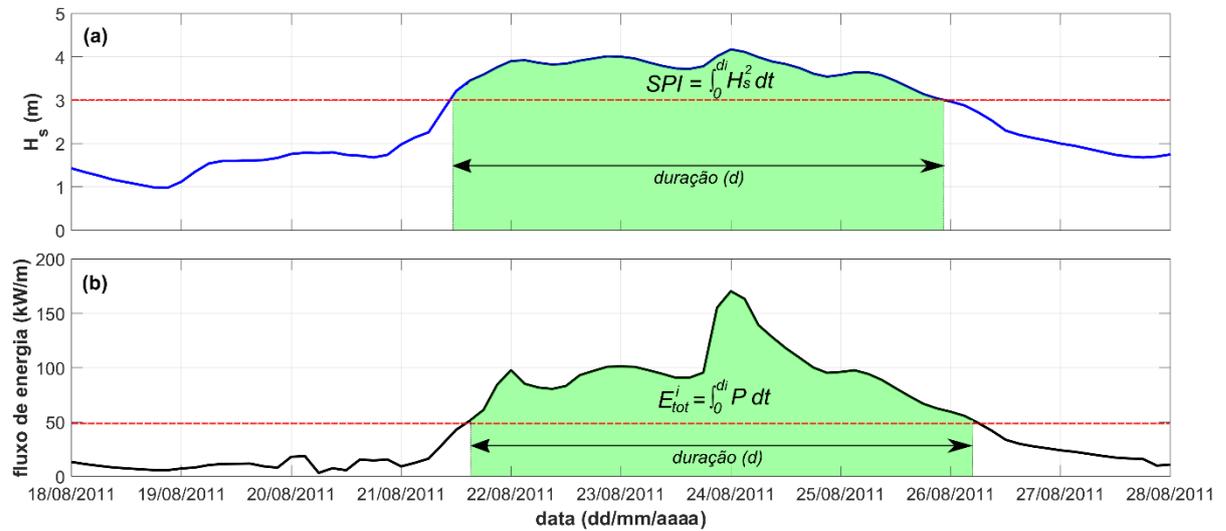
$$SPI = \int_0^{di} H_s^2 dt \quad (\text{Eq. 3})$$

onde,  $H_s$  representa a altura de onda significativa, igual ou superior ao limiar definido anteriormente de 3 m, e  $di$ , a duração do evento.

A energia total das ondas ( $E$ ) é estimada através da integração do fluxo de energia da onda ( $P$ ), calculado através da Equação 4, pelo tempo de duração do evento (MOLINA et al., 2019) (Figura32b) (Eq. 4):

$$E = \int_0^{di} P dt \quad (\text{Eq. 4})$$

Figura 32 – Caracterização da intensidade dos eventos de tempestade.



Legenda: (a) definição do evento de tempestade através da altura significativa da onda ( $H_s$ ); (b) definição do evento de tempestade através do fluxo de energia da onda ( $P$ ).

Nota: Exemplo apresentado para o evento de tempestade ocorrido entre 21 e 26/08/2011. A linha tracejada vermelha indica os limiares do  $H_s$  e do  $P$ , respectivamente, 3 m e 48 kW/m.

Fonte: A autora, 2019.

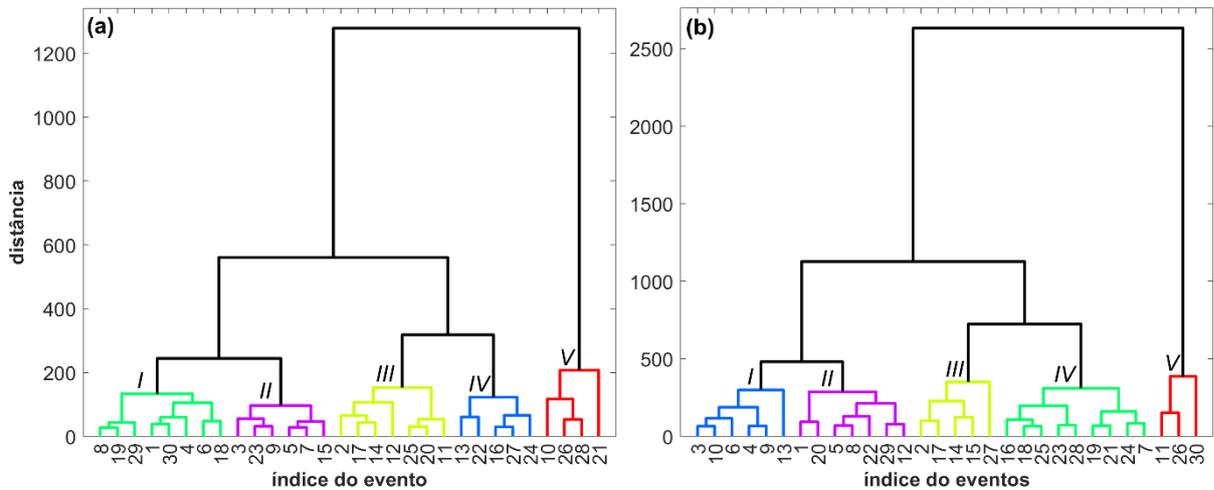
Aos resultados gerados a partir do  $SPI$  e do  $E$  foi aplicado o Teste-T de Student, para avaliar a significância dos valores entre cada método, e calculado os coeficientes de correlação de Pearson. Além disto, uma análise de agrupamento (*cluster*) a partir da distância euclidiana foi realizada para criação de cinco classes de eventos de tempestade (Figura 33; Tabela 2), onde I refere-se aos eventos menos energéticos e V, aos eventos mais energéticos.

O período de retorno dos eventos extremos, em termos de  $SPI$ ,  $E$  e altura máxima ( $H_{max}$ ), foi calculado através da ferramenta WAFO para MATLAB® (WAFO GROUP, 2017), considerando a distribuição de Gumbel (Eq. 5):

$$S_T = b - a \log(-\log(1 - 1/T_G)) \approx b + a \log T \quad (\text{Eq. 5})$$

onde  $T_G$  representa o valor de retorno máximo anual e  $a$  e  $b$  representam os parâmetros de localização e escala, respectivamente.

Figura 33 – Dendrograma para definição das classes de tempestade.



Legenda: (a) classes a partir do SPI; (b) classes a partir do fluxo de energia da onda ( $E$ ).

Nota: I – fraco; II – moderado; III – forte; IV – severo; V – extremo.

Fonte: A autora, 2019.

Tabela 2 – Classes de magnitude dos eventos de tempestade.

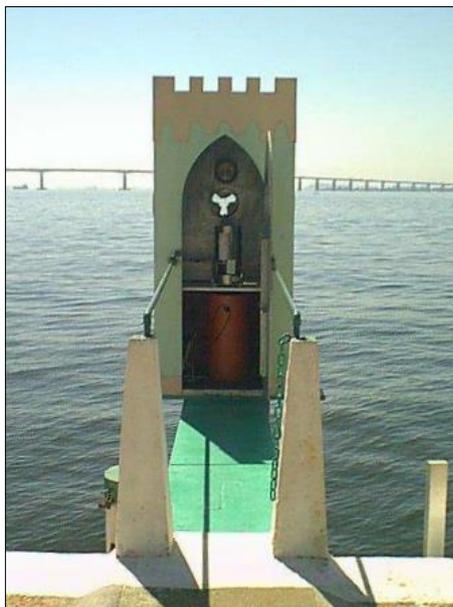
Classe	SPI ( $m^2h$ )	Fluxo de energia ( $kJ/m$ )
I – Fraco	< 280	< 570
II – Moderado	280 – 590	570 – 1215
III – Forte	590 – 910	1215 – 1965
IV – Severo	910 – 1190	1965 – 3125
V – Extremo	> 1190	>3125

Fonte: A autora, 2019.

#### 4.1.3 Medição do nível médio do mar

Os registros de nível do mar (NM) do marégrafo da Ilha Fiscal ( $22.9^{\circ}S$ ,  $43.2^{\circ}W$ ; Figura 34; localização na Figura 28), para o período de 1963 a 2017, foram obtidos gratuitamente por meio do site do *Global Sea Level Observing System* (GLOSS) (BRASIL, 2019a). Para o período analisado, foram encontradas 13 lacunas de dados (Tabela 3), sendo a maior delas entre os anos de 1987 e 1988. Entre 1963 e 2007 os dados foram amostrados com intervalos de 1 h, por meio de um marégrafo de boia e contrapeso. Entre 2008 e 2017, os dados foram registrados com intervalos de 5 minutos, com um marégrafo de radar modelo Encoder OTT SE200.

Figura 34 – Marégrafo da Ilha Fiscal.



Fonte: Cavalcante, 2006.

Para que toda série tivesse o mesmo intervalo amostral, o nível registrado a partir de 2008 foi filtrado para intervalos horários através de um filtro de convolução gaussiano, com desvio-padrão de dez minutos e abrangência de uma hora (isto é,  $\pm 30$  minutos). As lacunas presentes na série foram preenchidas desde que não fossem maior que um desvio padrão. Os dados espúrios foram eliminados caso fossem maior que três vezes o desvio padrão.

Tabela 3 – Lacunas no registro do nível do marégrafo da Ilha Fiscal.

<b>Lacunas</b>	<b>Data inicial</b>	<b>Data final</b>	<b>Duração (dias)</b>
1	21/04/1963 às 3 h	01/05/1963 às 2 h	9,96
2	01/01/1964 às 0 h	14/01/1964 às 5 h	13,21
3	25/04/1964 às 3 h	01/06/1964 às 2 h	101,83
4	01/08/1964 às 3 h	01/09/1964 às 2 h	30,96
5	29/12/1964 às 3 h	02/01/1965 às 2 h	3,96
6	24/12/1965 às 3 h	01/01/1966 às 2 h	7,96
7	01/06/1980 às 3 h	09/08/1980 às 2 h	68,96
8	01/11/1980 às 3 h	01/12/1980 às 2 h	29,96
9	01/01/1987 às 0 h	09/11/1988 às 2 h	678,08
10	19/01/1989 às 3 h	24/01/1989 às 3 h	5
11	12/03/1990 às 2 h	24/03/1990 às 2 h	12
12	03/09/1994 às 14 h	05/09/1994 às 11 h	1,88
13	01/12/2007 às 0 h	31/12/2007 às 23 h	30,96

Fonte: A autora, 2019.

Após o processamento inicial, a série foi segmentada em intervalos de 365 dias, desde que a quantidade de dados válidos fossem ao menos 80% dos 365 dias e 50% dos últimos 30 dias, para que fosse aplicada a análise harmônica por meio das rotinas T-Tide e T-Predict desenvolvidas para linguagem MATLAB® (PAWLOWICZ; BEARDSLEY; LENTZ, 2002). Em seguida, um novo filtro de convolução gaussiano foi aplicado para que fossem obtidos um, quatro e doze elementos por ano (Tabela 4; APÊNDICE B, Figura 100).

Tabela 4 – Parâmetros do filtro de convolução gaussiano aplicados ao registro do nível do mar.

<b>Quantidade de elementos por ano</b>	<b>Desvio-padrão</b>	<b>Abrangência</b>
1	2 meses	1 ano ( $\pm 6$ meses)
4	1/2 mês	3 meses ( $\pm 1,5$ meses)
12	5 dias	30 dias ( $\pm 15$ dias)

Fonte: A autora, 2019.

Por fim, três tipos de regressões – polinomial linear, quadrática e cúbica – foram aplicados para a série de um elemento por ano, a fim de determinar as taxas de subida ou descida do NM e projetá-lo para o ano de 2100. Também foram calculados os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e de determinação ajustado ( $R_{adj}^2$ ) das regressões. As rotinas de pré-processamento e cálculo das regressões foram desenvolvidas pelo pesquisador Thalles Augusto Abreu Araujo para linguagem Matlab®.

#### 4.1.4 Dados batimétricos e topográficos

Os dados de batimetria (Figura 28) são provenientes de cartas náuticas e folhas de bordo concedidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) da Marinha do Brasil e compilados pelo Grupo de Pesquisa GEOMARGEM<sup>1</sup>, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). O levantamento da batimetria na plataforma continental até a isóbata de 50 m foi realizada entre 1973 e 1979, da isóbata de 50 m até a linha de costa, entre 1980 e 1998 e nas baías costeiras (Sepetiba e Guanabara), entre 2004 e 2015.

Os dados de topografia (Figura 28) são oriundos da base cartográfica vetorial contínua do estado do Rio de Janeiro na escala 1:25.000, obtidas no portal do Instituto Brasileiro de

<sup>1</sup> [dgp.cnpq.br/dgp/espelhogrupo/5254079275196804](http://dgp.cnpq.br/dgp/espelhogrupo/5254079275196804)

Geografia e Estatísticas (IBGE) (BRASIL, 2017). Ambas informações foram tratadas no programa ArcGIS™ 10.5, onde foi feita a interpolação de grade regular *Topo to Raster* (HUTCHINSON; GALLANT, 2000) a partir da ferramenta *Spatial Analyst*, com resolução espacial de 25 m.

Os dados batimétricos da Marinha estão atrelados à um nível de referência que não é atrelado ao datum utilizado nos dados topográficos do IBGE, assim o zero nas cartas náuticas “refere-se às médias das mínimas das observações de maré em uma determinada estação” (BRASIL, 2006), enquanto que o zero do IBGE “refere-se ao nível médio das observações de maré de Imbituba” (BRASIL, 2006). Como a resolução desta diferença tem um cunho geodésico, fugindo do escopo deste trabalho, optou-se por considerar a cota zero a linha de costa mais recente mapeada através da imagem de satélite Landsat 8 de 12/05/2018.

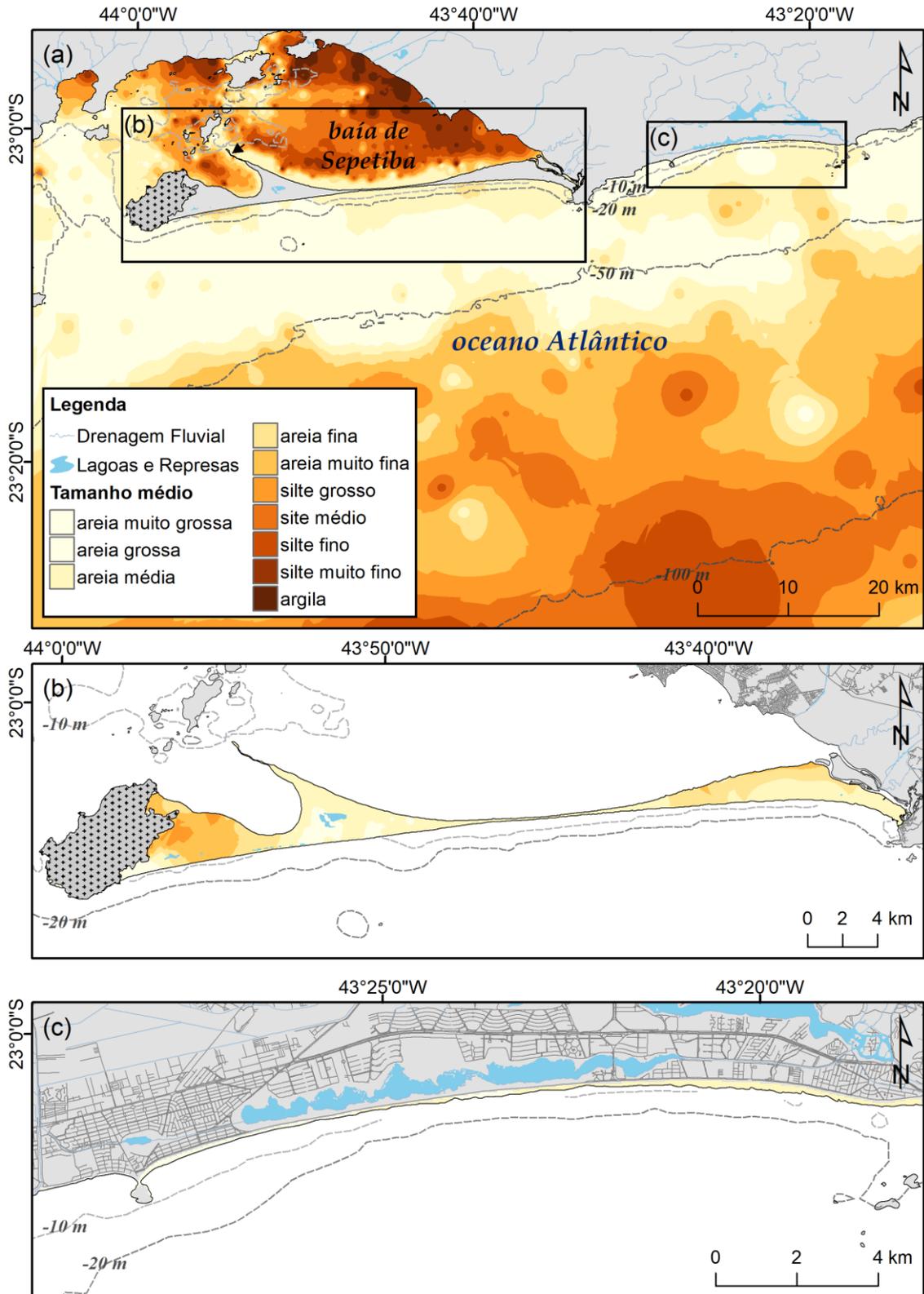
#### 4.1.5 Dados sedimentológicos

Informações referentes a cobertura sedimentar na plataforma continental foram fornecidas pelo CHM da Marinha do Brasil, provenientes do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), tendo sido coletadas entre os anos de 1973 e 2015. As amostras coletadas na baía de Sepetiba e na restinga da Marambaia foram compiladas a partir dos trabalhos de Carvalho (2014), Dadalto (2017) e Ponçano (1976). As amostras dos arcos praias Macumba e Recreio-Barra foram coletados durante esta pesquisa (detalhes na seção 4.2.2). Os dados foram tratados no programa ArcGIS™ 10.5, onde foi feita a interpolação Inverso das Distâncias (*Inverse Distance Weighted – IDW*) (WEI; MCGUINNESS, 1973) (Figura 35).

#### 4.1.6 Imagens de satélite da série Landsat

As imagens de satélite oriundas da série Landsat têm sido amplamente utilizadas em aplicações de observação e monitoramento da Terra (YOUNG et al., 2017).

Figura 35 – Cobertura sedimentar na área de estudo e plataforma continental adjacente.



Legenda: (a) plataforma continental e baía de Sepetiba; (b) restinga da Marambaia; (c) Macumba e Recreio-Barra.

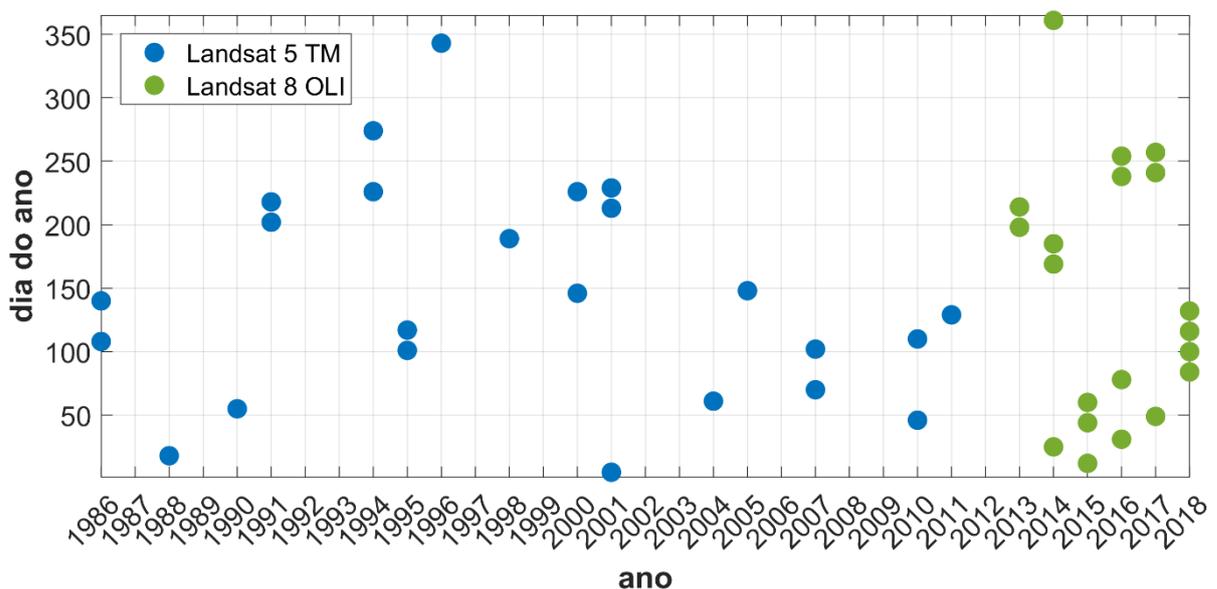
Fonte: gerado a partir dos pontos amostrais de Ponçano, 1976, Carvalho, 2014 e Dadalto, 2017 pela autora, 2019.

A série faz parte de um projeto desenvolvido pela Agência Espacial Americana (NASA), iniciado na década de 1960 (EMBRAPA, 2013) e que está em atividade até a atualidade, com seu oitavo satélite em órbita. O recente aumento no uso das imagens da série Landsat se deve ao fato de sua cobertura global e da disponibilização gratuita (YOUNG et al., 2017).

Recentemente, o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), órgão responsável pelo processamento e disponibilização dos dados, têm realizado um reprocessamento geométrico e radiométrico de todas as imagens da série, para que possam ser utilizadas em análises temporais (USGS, 2019). Com isto, não foi necessário realizar o pré-processamento comum às imagens de satélite, como correção atmosférica e georreferenciamento, pois as imagens utilizadas neste trabalho apresentam nível de qualidade alto, classificadas como *Tier 1*. Elas incluem nível 1 de precisão do terreno (L1TP), em que os dados são intercalibrados através de diferentes sensores Landsat e o georregistro das cenas são consistentes dentro das tolerâncias estabelecidas ( $\leq 12$  m RMSE)(USGS, 2019).

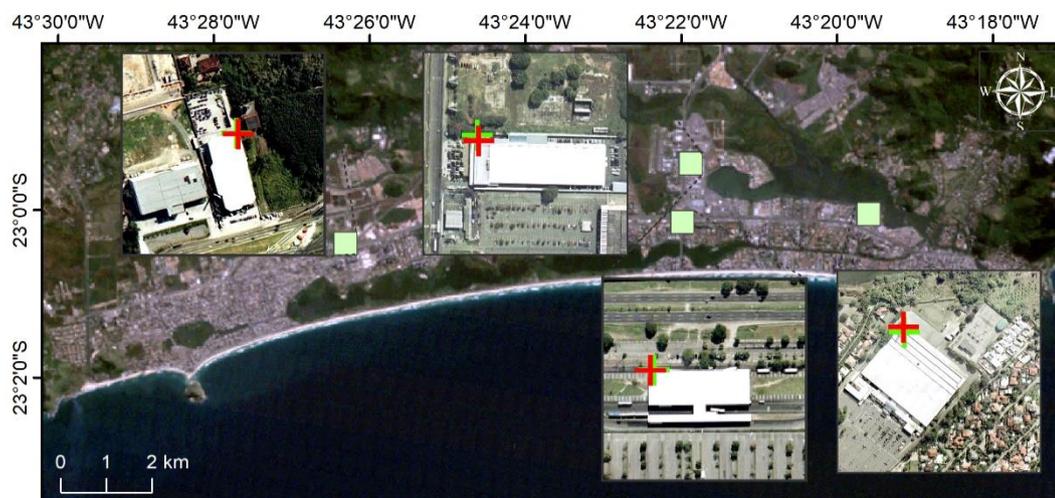
Desta forma, foram utilizadas 39 cenas das séries Landsat 5 e Landsat 8, órbita/ponto 217/076, resolução espacial de 30 m nas bandas multiespectrais, todas em condições de maré semelhantes (maré vazante) e com as melhores condições de cobertura de nuvens, entre os anos de 1986 e 2018 (Figura 36). Para verificar a acurácia do registro geométrico, as imagens Landsat foram comparadas a uma série de ortofotos tomadas entre junho de 2004 e julho de 2005 (BRASIL, 2005), apresentando diferenças entre os pontos de controle menores que 14 m (menor que um pixel) (Figura 37).

Figura 36 – Distribuição temporal das imagens Landsat.



Fonte: A autora, 2019.

Figura 37 – Pontos de controle para verificar a acurácia do registro.



Legenda: cruzes verdes: posição na imagem Landsat; cruzes vermelhas: posição na ortofoto.  
Fonte: A autora, 2019.

#### 4.1.7 Propagação de ondas de águas profundas para águas rasas

O módulo Delft3D-WAVE do modelo numérico Delft3D, de código aberto e desenvolvido pela empresa holandesa Deltares em parceria com a *Technische Universiteit Delft*, foi implementado para avaliar a refração da onda próximo à linha de costa. Este modelo propaga as ondas de águas profundas para águas rasas, baseando-se no modelo espectral de ondas SWAN (*Simulating Waves Near Shore*) (ROELVINK; WALSTRA, 2004), e contempla, entre outros parâmetros, os efeitos das interações e dissipações onda-onda não lineares. A vantagem deste módulo usar o modelo SWAN está no fato de “a física estar explicitamente representada com o estado da arte das formulações e com isto o modelo é incondicionalmente estável”(DELTAIRES, 2019).

Para tanto, malhas retangulares em escala espacial regional (1 km × 1 km), intermediária (0.25 km × 0.25 km) e local (25 m × 25 m) (Figura 38) foram criadas no módulo Delft3D-RGFGRID. Os dados batimétricos e topográficos foram interpolados no módulo Delft3D-QUICKIN.

Baseando-se na análise estatística de toda série temporal de ondas proveniente do modelo WW3 e dos eventos de tempestade, dois cenários de tempo bom e dois cenários de tempestade foram selecionados para a modelagem (Tabela 5). Para compor os cenários de

tempo bom, foram escolhidas as condições mais frequentes ao longo da série, já para os cenários de tempestade, foram escolhidas a condição média e extrema verificadas a partir da filtragem.

Tabela 5 – Condições de contorno para cada cenário modelado.

Cenários	Abreviação	$H_s$ (m)	$T_p$ (s)	$D_p$ (°)
Tempo bom	B1	1,25	8,00	90
	B2	1,75	9,84	154
Tempestade	T1	3,49	11,85	185
	T2	5,46	16,00	243

Legenda: B1: tempo bom 1; B2: tempo bom 2; T1: tempestade 1; T2: tempestade 2.

Fonte: A autora, 2019.

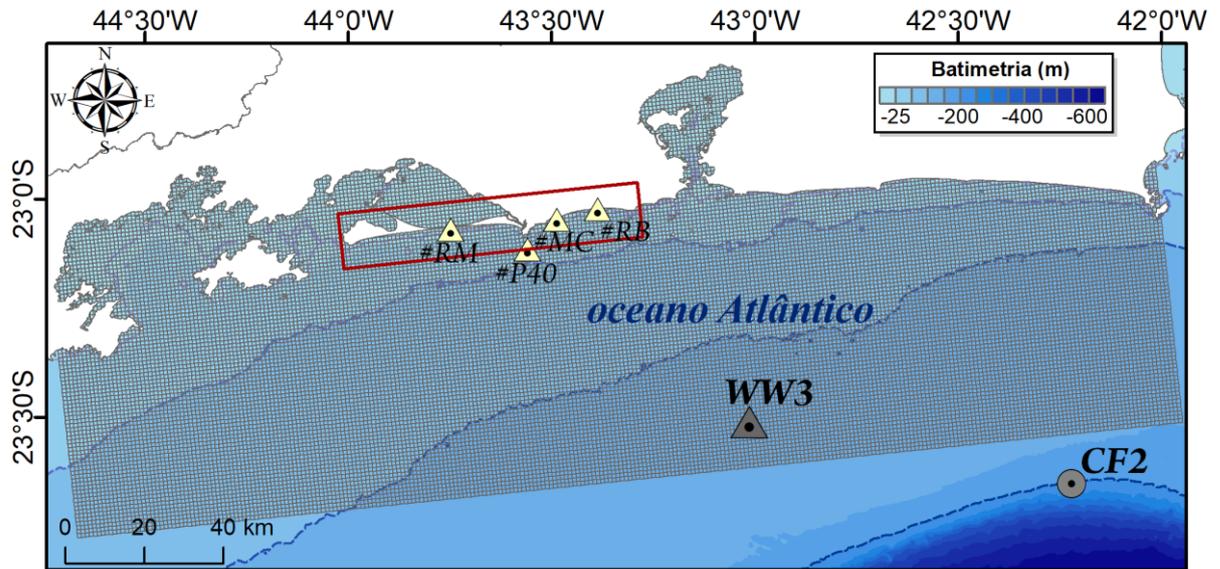
Os parâmetros físicos usados na configuração do modelo são apresentados na Tabela 6. As variáveis de saída foram  $H_s$ ,  $T_p$ ,  $D_p$  e velocidade orbital próximo ao fundo ( $U_{bot}$ ), para cada ponto da malha regional e para quatro pontos de extração (Figura 38): um mais externo (#P40) situado na isóbata de 40 m e três próximos à linha de costa (#RM, #MC e #RB), na isóbata de 9 m.

Tabela 6 – Parâmetros de configuração do modelo.

Parâmetro	Valor
Gravidade	9,81 m/s <sup>2</sup>
Densidade da água	1025 kg/m <sup>3</sup>
Profundidade mínima	0,05 m
Resolução espectral	36 direções
Vento	desativado
Fricção de fundo	0,067 m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> (JONSWAP)
Coeficiente de difração	0,2
Refração	ativado
Quebra de onda induzida pelo fundo	Battjes e Janssen (1978)
Fórmula <i>whitecapping</i>	Komen, Hasselmann e Hasselmann (1984)

Fonte: A autora, 2019.

Figura 38 – Configuração da malha usada no modelo numérico.



Legenda: malha regional (linhas cinzas) e malha local (retângulo vermelho). CF2: boia oceanográfica Cabo Frio 2; WW3: ponto de extração do modelo WW3. Pontos de extração #RM, #MC, #RB e #P40.  
Fonte: A autora, 2019.

#### 4.1.8 Mapeamento e taxas de variação da posição da linha de costa

A natureza dinâmica dos limites da linha de costa levam à adoção de indicadores da linha de costa, como representação (*proxy*) da verdadeira posição da linha de costa (BOAK; TURNER, 2005). Neste trabalho, a interface oceano-continente (linha seca/molhada) foi utilizada como indicador (BOAK; TURNER, 2005; DOLAN; HAYDEN; HEYWOOD, 1978), facilmente detectável na banda do infravermelho próximo (NIR)(GARCIA-RUBIO, 2012). Assim, o Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI) foi aplicado para delimitar a linha de costa, já que ele identifica o limite entre a interface água-terra (MCFEETERS, 1996)(Eq. 6):

$$NDWI = (banda\ verde - NIR) / (banda\ verde + NIR) \quad (Eq. 6)$$

onde NIR corresponde a banda do infravermelho próximo (banda 4 no Landsat 5 e banda 5 no Landsat 8). O cálculo do NDWI foi realizado por meio da ferramenta *Raster Calculator* do ArcMap™ 10.5, resultando em saídas matriciais (*raster*) que foram convertidas em vetores.