

**Universidade Federal do Rio Grande - FURG**

**Instituto de Oceanografia**

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**Os Efeitos da Elevação do Nível do Mar e do  
Balanço Sedimentar em um Hotspot Erosivo**

**Matheus de Assis Bose**

Dissertação apresentada ao  
Programa de Pós-Graduação em  
Oceanologia, como parte dos  
requisitos para a obtenção do  
Título de Mestre.

**Orientador:** *Prof. Dr.* Lauro Júlio Calliari

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

**Coorientadora:** *Dra.* Salette Amaral de Figueiredo

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

**Outubro 2019**

# Os Efeitos da Elevação do Nível do Mar e do Balanço Sedimentar em um Hotspot Erosivo

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia,  
como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre

Por

**Matheus de Assis Bose**

Rio Grande, RS, Brasil

Outubro de 2019

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

de Assis Bose, Matheus

Considerações Modelagem Costeira em um Hotspot Erosivo: Farol da Conceição, Rio Grande do Sul, Brasil./ Matheus de Assis Bose. – Rio Grande: FURG, 2019.

Número de páginas p. 60

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Geologia Marinha e Costeira.

1. Modelagem Costeira. 2. Balanço Sedimentar. 3. Elevação do nível do mar. 4. Previsão do Recuo da Linha de Costa I. Considerações Modelagem Costeira em um Hotspot Erosivo: Farol da Conceição, Rio Grande do Sul, Brasil

# Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores, Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari e Dra. Salette Amaral de Figueiredo, pelo conhecimento compartilhado, apoio, incentivo e disposição em me ajudar a desenvolver este trabalho de mestrado. Agradeço também aos meus amigos de laboratório, que me ajudaram a desenvolver este projeto e desde o início estiveram à disposição para me ajudar.

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande, o Laboratório de Oceanografia Geológica por disponibilizar o espaço e a infraestrutura. Agradeço aos professores, colegas e amigos pelos momentos vividos e compartilhados, pelo aprendizado e evolução pessoal no qual cada um contribuiu com sua experiência vivida. Agradeço também aos membros da banca, por aceitarem participar e contribuir com engrandecimento deste trabalho.

Um muito obrigada enorme à minha família, em especial meus pais, que são o meu alicerce, meus exemplos.



# Índice

Lista de Figuras.....	1
Lista de Tabelas.....	2
Lista de Equação do Artigo.....	2
Lista de Abreviação do Artigo.....	3
Resumo.....	4
Abstract.....	5
Capítulo I.....	6
<i>Introdução</i> .....	7
<i>Objetivos</i> .....	8
<i>Área de Estudo</i> .....	9
<i>Metodologia</i> .....	14
Capítulo II.....	23
<i>Artigo</i> .....	24
Capítulo III.....	55
<i>Síntese da Discussão e Conclusões</i> .....	56
<i>Referências Bibliográficas</i> .....	56

# Lista de Figuras do Artigo

<b>Figura 1:</b> Diferentes categorias e processos os quais envolvem o recuo da LC. As setas mostram a interação e os feedbacks entre os processos. E devido à interação entre os mesmos a variação da linha de costa pode estar relacionada a vários fatores. Modificado por Cozanne et al., (2014) .....	26
<b>Figura 2:</b> Geomorfologia Costeira do Rio Grande do Sul, contendo a batimetria detalhada da região do Farol da Conceição e a Células Costeira.....	29
<b>Figura 3:</b> Imagens do Farol da Conceição, mostrando o recuo da linha de costa de A (1997) a C (2018). As figuras D e E mostra os afloramentos de turfa e beachrock, respectivamente.....	31
<b>Figura 4:</b> Mapa da batimetria da região do Farol da Conceição, o círculo preto é a localização do Banco Capela, onde apresenta as menores profundidades.....	32
<b>Figura 5:</b> Fluxograma da metodologia aplicada.....	33
<b>Figura 6:</b> A imagem A) representa o ortomosaico da região do Farol da Conceição com os 25 pontos de controle (bolinhas amarelas) e a imagem B) é o Modelo de Elevação do Terreno.....	36
<b>Figura 7:</b> A figura A) representa a batimetria da região do Bojuru (Goulart, 2010), contendo a Células Costeiras da região e as Sub-Células Banco Capela e Farol da Conceição, e B) o gráfico mostra os perfis médio da antepraia para a Célula Costeira, para cada Sub-Célula e a topografia média do MET.....	37
<b>Figura 8:</b> Simulações realizada pelo RanSTM. Simulação BS+ENM é a influência das duas várias juntas na evolução costeira; Simulações BS e ENM representam a influência individual de cada variável na evolução costeira.....	39
<b>Figura 9:</b> Perfis de praia de 1996 a 2018.....	41
<b>Figura 10:</b> Resultados de probabilidade de recuo da LC para 2041 e 2100. A) e B) representam CC; C) e D) referem-se à sub-célula FC; E) e F) para a sub-célula BC.....	44

## Lista de Tabelas do Artigo

<b>Tabela 1.</b> Tabelas dos valores da elevação do nível do mar e o tipo de simulação.....	40
<b>Tabela 2.</b> Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Célula Costeira.....	42
<b>Tabela 3.</b> Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Sub - Célula FC.....	42
<b>Tabela 4.</b> Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Sub - Célula BC.....	43
<b>Tabela 5.</b> Valores de distâncias e taxas de recuo, para 50% de risco, dos últimos 23 anos.....	45

## Lista de Equações do Artigo

$R = f\left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dBS}{dt}\right)$ (1) .....	35
$P(t) = \{mb, Lb, hb, m^*, L^*, h^*, d, LTZ, LR\}$ (2) .....	35
$BS = V_S + V_m$ (3) .....	35
$h_b \cong 2\bar{H}_s + 11\sigma$ (4) .....	38
$h_* \cong (\bar{H}_s - 0,3\sigma) \bar{T}_s(g/5000D)^{0,5}$ (5).....	38
$P = 100x(m \div (n + 1))$ (6) .....	40

# Lista de Abreviação do Artigo

## **B**

**BC** - Sub-Célula Banco Capela

**BS** – Balanço Sedimentar

## **C**

**CC** – Célula Costeira

## **E**

**ENM** – Elevação do Nível do Mar

## **F**

**FC** – Sub-Célula Farol da Conceição

**FDP** – Função Densidade de Probabilidade

## **L**

**LC** – Linha de Costa

## **M**

**MET** - Modelo de Elevação do Terreno

## **P**

**PC** - Pontos de Controles

## **R**

**RanSTM** - Random Shoreface Translation Model

**RS** - Rio Grande do Sul

## **S**

**SfM** - *Structure from Motion*

## **T**

**Topo-Bati** – Topografia e Batimetria

## **V**

**VANT** - Veículo Aéreo não Tripulado

# Resumo

Este artigo foca nos impactos da elevação do nível do mar (ENM) e do balanço sedimentar (BS) no recuo da linha de costa (LC) no setor do Farol da Conceição, Rio Grande do Sul, Brasil. Para entender estes comportamentos na região foi usado um modelo de larga escala, *Randon Shoreface Translation Model* (RanSTM), capaz de simular o efeito ENM, do BS e da geomorfologia na variação da LC. Foram realizadas quatro modelagens distintas: I) estimar o BS de 1996-2018, utilizando a taxa de ENM regional; II) projetar as futuras LC para 2041 e 2100, baseados nas estimativas da ENM para o século XXI; III) quantificar a influência isolada da ENM e do BS nas taxas de recuo da LC; IV) analisar a influência da geomorfologia da antepraia adjacente no recuo. Os resultados encontrados para as simulações mostram um déficit de sedimento de  $-1000 \text{ m}^3/\text{m}$  para o período de 1996-2018, e a taxa de recuo da LC foi de  $-2,95 \text{ m/ano}$ . As projeções mostram que, as taxas médias de erosão vão aumentar para 2041 e 2100 ( $-3,85$  e  $-4,23 \text{ m/ano}$ , respectivamente). Nas últimas décadas e para 2041 o recuo da LC foi dominado pelo BS negativo, no entanto para 2100 a principal componente do recuo é a ENM. Em relação a influência geomorfológica, o setor com a menor declividade apresentou as maiores taxas de recuo da LC.

**Palavras-chave.** Mudança climática, elevação do nível do mar, balanço sedimentar, geomorfologia e recuo da linha de costa.

# Abstract

This article is focused on the impact of sea level rise (SLR) and sediment budget (SB) on the shoreline retreat in the Conceição Lighthouse sector, Rio Grande do Sul, Brazil. The simulation of the effects of SLR and SB over the shoreline was made using a large-scale model, the Random Shoreface Translation Model (RanSTM), capable to simulate the effect of SLR, SB and geomorphology over the shoreline. Four distinct simulations were performed: I) estimation of the SB for the period between 1996–2018, considering regional sea level rise; II) shoreline projections for 2041 and 2100, based on the estimation of the SLR for the 21st century; III) calculation of the influence of the SLR and SB over the variation of the shoreline; IV) analysis of the geomorphology influence over erosion rates. The results for the simulations show a sediment deficit of  $-1000 \text{ m}^3 / \text{m}$  for the period between 1996 and 2018, and the shoreline variation rate was  $-2,95 \text{ m/year}$ . Projections show that average erosion rates will increase for the next years; by 2041 it will be  $-3,85 \text{ m/year}$  and by 2100 will be  $-4,23 \text{ m / year}$ . In the last decades and for 2041 the shoreline is controlled by the negative SB, and the projected shorelines for 2100 show that the SLR is controlling. When analyzing the geomorphology influence over the shoreline retrieve, the low gradient sector showed the highest rates of erosion.

Keywords. Climate change, sea level rise, sedimentary budget, geomorphology and shoreline retreat.

# Capítulo I

## I. Introdução

A barreira holocênica da costa do Rio Grande do Sul (RS) tem sido o objeto de diversos estudos para entender a variação da linha de costa (LC) de longo (Villwock et al., 1986; Dillenburg et al., 2000; Figueiredo, 2013) e curto períodos (Calliari & Klein, 1993; Toldo et al., 1993a; Barletta, 2000; Weschenfelder, J. & Ayup-Zouain, 2002; Barletta & Calliari, 2003). As avaliações dos dados de variação da LC, até hoje publicados, sugerem que a costa do RS é fortemente dominada pelo balanço sedimentar (BS), tanto em escalas de longo, quanto em escalas de curto período (Dillenburg et al., 2004).

Sendo assim, o BS é definido pela diferença entre o volume de sedimentos que entra e sai de um sistema (célula costeira) em um determinado tempo (Rosati, 2005). Os possíveis processos responsáveis pela entrada e saída de sedimentos do setor são: transporte longitudinal de sedimentos (TLS), transporte perpendicular de sedimentos, descarga fluvial e ventos. De acordo com a variação do BS, a LC apresentará caráter deposicional (BS positivo), erosivo (BS negativo) ou “estável”.

As incertezas que envolvem em estimar o BS é saber quais os principais processos que atuam no transporte de sedimentos e como calcular as taxas dos mesmos *in situ* (ex. transporte longitudinal), para um período de tempo relevante (décadas ou mais). Portanto para minimizar estas incertezas existem equações matemáticas e modelos numéricos que estimam o BS através da variação da LC ou da batimetria (Rosati, 2005; Cowell et al., 2006).

Considerando as mudanças climáticas sob intervenção antropogênica, espera-se alteração nos fatores associados à evolução da barreira, tais como: clima de ondas, BS e variação do nível do mar (Cowell et al., 2006). Para entender como a LC vai responder a essas variações, é necessário compreender as características geológicas locais, a história evolutiva e as condições futuras (Morton, 2007).

Portanto, como a costa do RS já vem sendo estudada a mais de uma década, hoje se sabe bastante sobre as características geológicas, como se deu a evolução nos últimos 5 ka e quais os principais processos responsáveis pela a variação da LC de longo e curto período (Dillenburg et al., 2000; Barletta & Calliari, 2003; Dillenburg et al., 2004; Dillenburg & Hesp, 2009; Martinho et al., 2009; Motta et al., 2015). Desse modo

facilitando prever o comportamento da LC. Como se sabe, nas próximas décadas, o nível do mar vai subir a taxas aceleradas, causada pela expansão térmica dos oceanos e pelo derretimento dos gelos continentais (IPCC, 2014; Jackson & Jevrejeva, 2016). Com base nisso, pesquisas apontam que, quando o nível do mar está subindo a taxas aceleradas pode passar a ser a principal componente de evolução costeira superando o BS (Roy et al., 1994).

Neste caso, segundo Cowell et al., (2006) para calcular a variação da LC em relação a mudança climática, esta deve ser realizada através do uso de modelos estocásticos. Estes modelos são capacitados a imitar a aleatoriedade do sistema real através de distribuições probabilísticas, as quais representam matematicamente as chances de ocorrência de todos os valores possíveis para um determinado processo do sistema. Este tipo de modelo é amplamente aplicado ao longo do globo (Cowell et al., 2003a e 2003b; Stolper et al., 2005; Moore et al., 2010) e na costa do RS (Dillenburg et al., 2000; Figueiredo, 2013; Figueiredo et al., 2018) para auxiliar no entendimento da evolução e dos processos costeiros.

Portanto, o presente estudo visa através da aplicação de um modelo estocástico (*Random Shoreface Translation Model, RanSTM*), que é capaz de simular o comportamento da LC em relação a variação do nível do mar, do BS e da geomorfologia regional. Sendo assim, permitindo estimar o BS dos últimos 23 anos para a região do Farol da Conceição, caracterizado como um *hotspot* erosivo (Speranski & Calliari, 2000). Além disso, busca prever o recuo da LC para diferentes cenários de elevação do nível do mar (ENM) - para 2041 e 2100. Serão analisadas, também, a influência individual do BS e da ENM no recuo da LC, e a influência da geomorfologia regional nas taxas de recuo.

## **1.2 Objetivos**

### *1.2.2 Objetivo Geral*

Este estudo objetiva caracterizar a evolução da linha de costa de uma barreira retrogradante, sob diferentes cenários de elevação do nível do mar.

### *1.2.3 Objetivos específicos*

1. Estimar o balanço sedimentar para os últimos 23 anos (1996 – 2018) na região do Farol da Conceição.

2. Projetar linhas de costa futuras para 2041 e 2100.
3. Avaliar a influência individual do balanço sedimentar e da elevação do nível do mar para o recuo da linha de costa.
4. Analisar o efeito da batimetria local na erosão costeira.

### 1.3 Área de Estudo

#### 1.3.1 Evolução Costeira

A costa do Rio Grande do Sul (RS) está localizada no sul do Brasil (29°S e 34°S), caracterizada como um sistema de laguna-barreira dominado por ondas, por se localizar em uma região de micromaré. Com uma extensão de 623 km, apresenta conformações côncavas e convexas, garantindo um formato ondulado (Fig. 2) (Dillenburg *et al.*, 2005). A LC se estende desde a desembocadura do Rio Mampituba ao norte até a desembocadura do Arroio Chuí ao sul. A costa é interrompida em duas regiões: na desembocadura da Lagoa dos Patos e Laguna de Tramandaí, nas cidades de Rio Grande e Tramandaí, respectivamente. Intermitentemente temos as aberturas da Lagoas do Peixe e Estreito ambos localizados no litoral médio.

O modelo evolutivo da costa do RS mais aceito é descrito por Villwock *et al.* (1986), na qual foram identificados quatro sistemas de laguna-barreira formadas durante as sucessivas variações do nível do mar no Quaternário (figura 1). As barreiras I, II e III datam do Pleistoceno. A barreira IV, é a atual LC, de idade Holocênica, formada a 5 ka. Cada sistema representa um limite de um evento de máxima transgressão marinha (Villwock e Tomazelli 1995, Tomazelli *et al.* 2000).

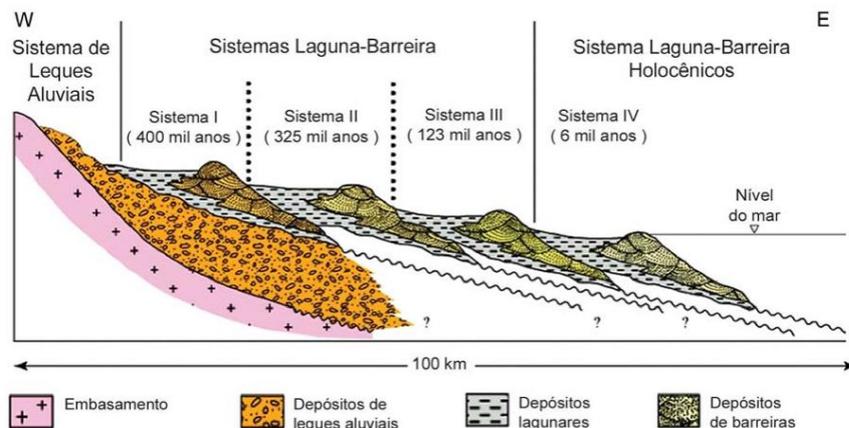


Figura 1 Corte esquemático mostrando a estrutura da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Modificado de Tomazelli & Villwock, 2005).

A 17,5 ka, o nível do mar estava cerca de 120 – 130 metros abaixo do nível atual (Corrêa. 1995). De 17,5 a 6,5 ka, o nível do mar se elevou a uma taxa de 1,2 cm/ano, quando o nível do mar atingiu aproximadamente 2 m acima do presente (figura 2) (Angulo *et al.*, 1996 e 2006). De 5 ka até o presente, o nível do mar pode ser considerado como “estável”, devido à baixa taxa de rebaixamento, cerca de 0,4 mm/ano (Dillenburg *et al.*, 2004; Martinho *et al.*, 2009).

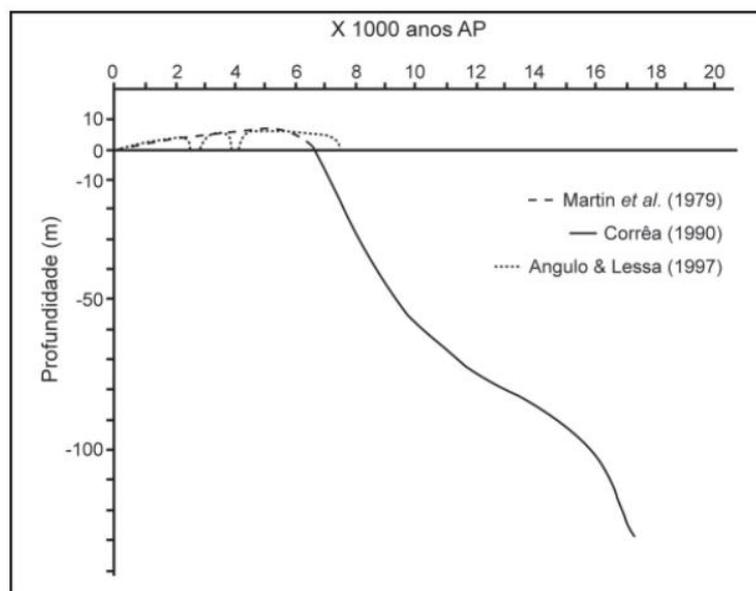


Figura 2. Gráfico da variação do nível do mar dos últimos 17,5 ka até presente, e a comparação dos dados do mesmo de diferentes trabalhos

Os primeiros estudos sobre a evolução da barreira holocênica, apontam que a variação do nível do mar é o principal fator da formação da barreira (Tomazelli e Villwock, 1989), baseados nas evidências geomorfológicas apresentadas na costa como, afloramento de lama na praia do Hermenegildo e em Bujuru e a migração das dunas transgressivas para o interior. No entanto, estudos mais recentes (Dillenburg *et al.*, 2000, 2003 e 2004) apontam que o BS é o principal fator na variação da LC.

Martinho *et al.*, (2009), baseando em estudos anteriores, conclui que o gradiente de energia das ondas, ao longo da costa, controla o BS dos setores côncavos e convexos, determinando dessa forma, os tipos de barreira encontradas no RS. Nas projeções, onde a erosão costeira garante um BS negativo, encontramos as barreiras retrogradantes. Nos embaiamentos, onde há deposição sedimentar, desenvolvem-se barreiras progradantes.

### 1.3.2 Caracterização Geológica e Morfodinâmica

O clima de ondas na costa do RS apresenta um comportamento sazonal. Durante a primavera e o verão (meses de outubro a fevereiro), as ondas são geradas por ventos locais do quadrante norte e leste e são denominadas vagas, as quais possuem menos energia. Já as ondas de maior energia são provenientes do quadrante sul, na forma de *swell*, gerado durante o outono e inverno (meses de abril a julho) e são associados a passagem de frentes frias (Calliari, *et al.* 1998; Barletta e Calliari, 2003; Romeu *et al.*, 2015). A corrente de deriva litorânea tem direção para o norte, a qual pode ser evidenciada pelos indicadores geomorfológicos discutidos por Tomazelli e Villwock (1992) e quantificados por Lima *et al.*, (2001) e Motta *et al.*, (2015). Martinho *et al.*, (2009) afirma que, apesar de a frequência das ondas oriundas do quadrante sul (9%) ser menor do que a frequência quadrante norte (13%), estas são responsáveis por 30% do transporte de sedimento ao longo da costa pela corrente de deriva.

Atualmente as praias do RS não recebem aporte significativo de sedimentos terrígenos. A maioria dos sedimentos transportados pelos rios ficam retida nos sistemas lagunares e em outros ambientes costeiros (Tomazelli *et al.*, 1998). Desta maneira, o BS da costa é controlado pelo transporte longitudinal e perpendicular de sedimentos (Martinho *et al.*, 2009).

Dillenburg *et al.*, (2000), analisando 25 perfis batimétricos, calculou a declividade da plataforma continental do RS que varia de  $0,027^\circ$  a  $0,125^\circ$  (Fig. 2, observar a isóbata de -50 m). A declividade varia de acordo com a orientação da LC. Do côncavo para convexo (projeção), a declividade da plataforma interna vai ficando mais íngreme, e quando a LC varia de convexa para côncava (embaimento) a declividade se torna mais suave.

Estas características morfológicas, orientação da LC e declividade da plataforma continental interna, geram um gradiente de energia de onda ao longo da costa (Dillenburg *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2009). Nos setores com maiores declividades, concentram-se maiores energias de onda, resultando em erosão costeira. Já nos embaimentos onde a declividade é menor, a energia de onda é dispersada (Dillenburg *et al.*, 2000). A diferença de energia de onda ocorre de acordo com os processos de: convergência dos raios de onda, o que leva a ter maior energia próximas das projeções costeiras, e menores energias nos embaimentos devido a dispersão dos raios, além mais existe o processo de dissipação da

energia de onda causado pelo atrito com o fundo, onde setores com menor declividade ocorre maior dissipação. Assim por transporte litorâneo sai areia das projeções e depositam nos embaiamentos.



Figura 3. Fotos da região do Farol da Conceição. A) Imagem do Farol de 1997; B) Imagem do Farol de 1999; C) Imagem do Farol de 2018; D) Afloramento de turfas na praia; E) Afloramento de *beachrock*

A área de estudo está localizada próximo da cidade de Bujuru, no Farol da Conceição (figura 4), apresenta uma extensão de aproximadamente 26 km. O setor é caracterizado como um *hotspot* erosivo, que segundo Speranski & Calliari (2004) é uma zona litorânea que apresenta uma sequência histórica de retração da LC. Trabalhos anteriores (Tomazelli & Dillenbug, 1998; Tomazelli *et al.*, 1998; Dillenbug *et al.*, 2000; Barleta & Calliari, 2003; Machado, 2014; Pereira *et al.*, 2007) apontam que este setor da costa é dominado por eventos erosivos a aproximadamente 5 ka. Algumas das evidências deste processo de erosão são os afloramentos de turfas na praia e sedimentos de retrabalhados datada do holocênica, a existência de uma escarpa praticamente continua ao longo das dunas frontais e a formação de dunas transgressivas (figura 3). Para este setor a barreira é caracterizada como retrogradante (Dillenbug *et al.*, 2000).

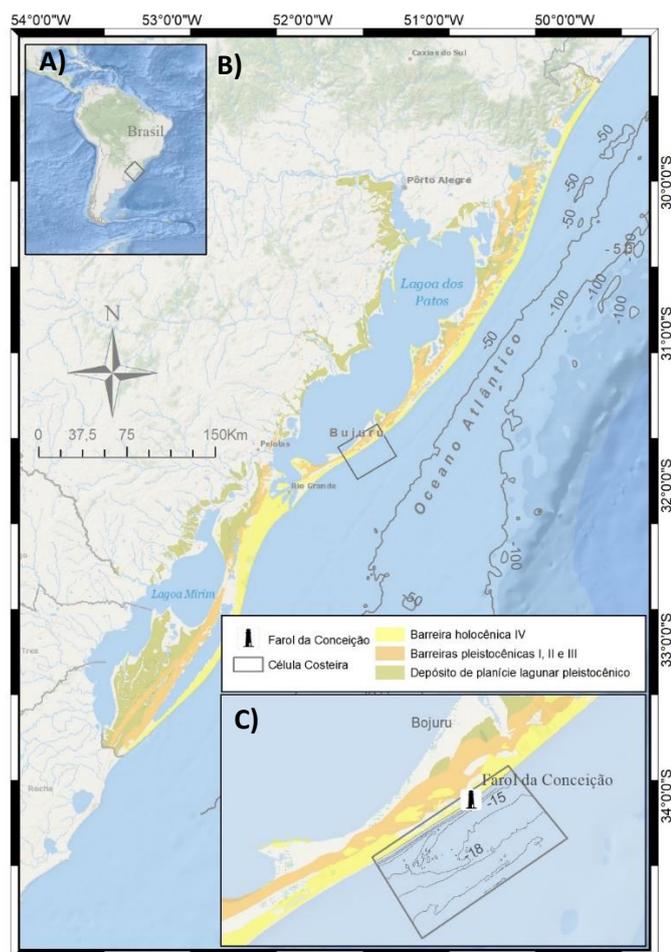


Figura 4. Mapas de localização da área de estudo. A) Mapa da América do Sul; B) Geomorfologia Costeira do Rio Grande do Sul; C) Célula Costeira da região com a batimetria detalhada da região do Farol da Conceição (Goulart, 2010).

Na região de antepraia existe a presença do Banco Capela (figura 5), localizado 12 km ao sudoeste do Farol da Conceição. Segundo Goulart (2010) o banco é uma feição morfológica fixada a uma estrutura rígida, possivelmente um parcel de arenito de praia, modelada pela interação com a hidrodinâmica e o sedimento disponível. A presença deste banco na antepraia influencia diretamente a erosão da LC na região de duas maneiras antagônicas: primeiramente o banco promove o dispersão da energia de onda e levando a diminuindo da erosão; e por outro lado, o sedimento que é transportado em direção ao mar além da feição em situações extremas de tempestade, e que tenderia a ser transportado de volta à costa com o tempo, o banco acaba atuando como uma barreira física que impede que este ciclo se complete, sendo assim, responsável por um déficit de sedimentos na praia adjacente (Goulart, 2010).

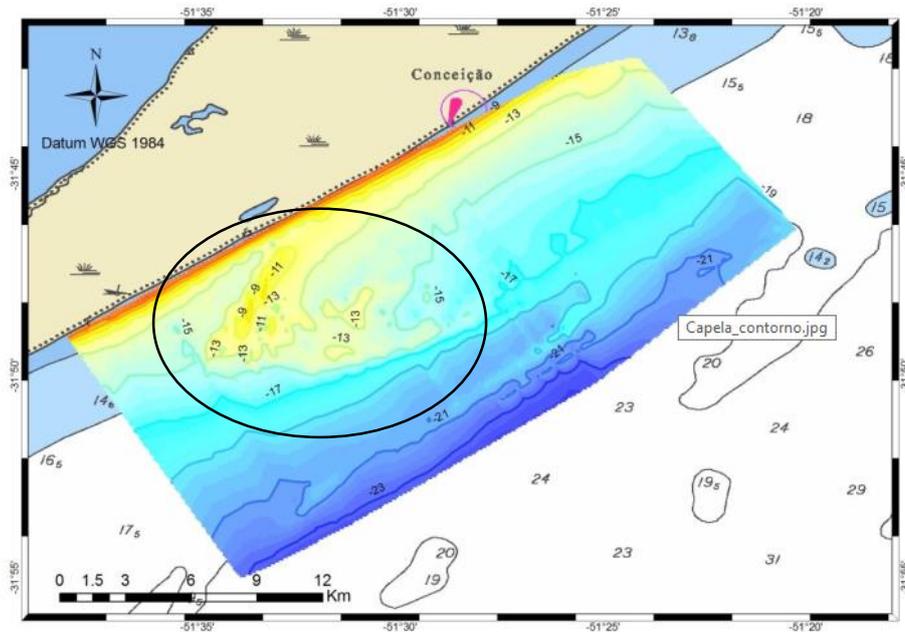


Figura 5. Mapa da batimetria da região do Farol da Conceição (Goulart, 2010), o círculo preto é a localização do Banco Capela, onde apresenta as menores profundidades.

#### 1.4 Metodologia

Para a realização deste estudo uma série procedimentos foram necessários. Os dados usados foram de trabalhos anteriores e coletados em campo, depois processados e analisados como demonstrado na figura 6.

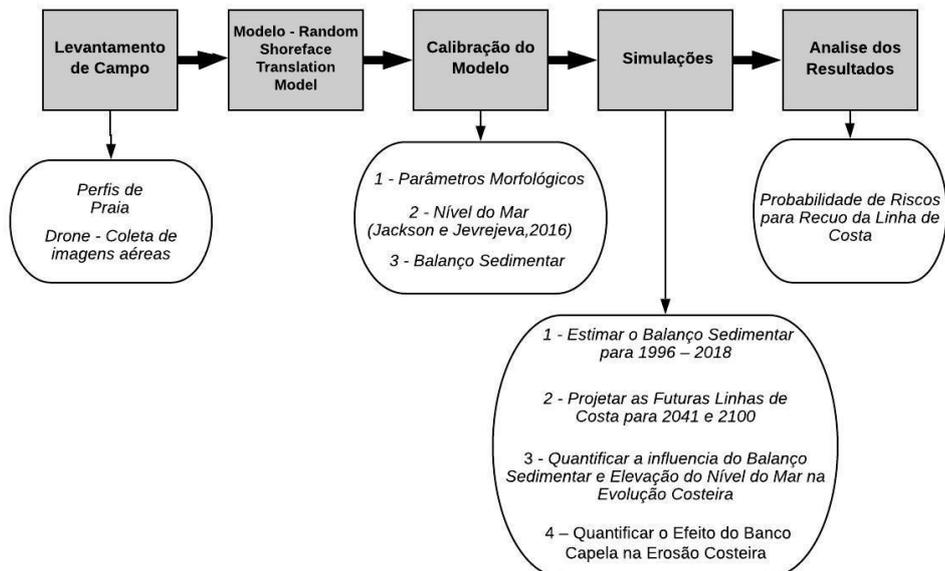


Figura 6. Fluxograma da metodologia aplicada.

#### 1.4.1 Levantamento de Campo

Primeiramente foram posicionados 25 PC no campo de dunas e georreferenciados utilizando GPS RTK (*Real Time Kinematic*), para obter as coordenadas (latitude x longitude x elevação elipsoidal) dos PC. Em seguida foram coletadas as imagens aéreas através do veículo aéreo não tripulado (VANT) (drone, modelo *DJI Phantom 4®*). VANT sobrevoou uma área de 621 x 600 m<sup>2</sup> a 50 m de altura, registrando 832 fotos (1,87 cm/pix).

Os dados de altitude adquiridos pelo RTK foram pós processados e corrigidos usando a ondulação geoidal (é a diferença entre a ondulação elipsoidal e o geoide). Esta correção foi feita utilizando o programa MAPGEO, disponível no site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

#### 1.4.2 O Modelo - *Random Shoreface Translation Model*

Optou-se pelo uso do modelo estocástico *Random Shoreface Translation Model* (*RanSTM*) para simular a variação da LC. O *RanSTM* permite transformar incertezas relacionadas aos parâmetros de entrada em riscos de probabilidade, através da aplicação da função densidade de probabilidade (FDP) para cada parâmetros de entrada, para geral um único valor de saída. O FDP descreve a probabilidade relativa de uma variável aleatória tomar um valor.

Os valores de saída do modelo representam os possíveis deslocamentos da LC, através dos valores assumidos pela FDP para cada parâmetro de entrada (parâmetros geométricos, nível do mar e BS). Os valores dos parâmetros podem assumir valores entre mínimos, máximos e modais inseridos no modelo. Os valores dos parâmetros de entrada são referentes a trabalhos anteriores e dados de campo.

O *RanSTM* se baseia no princípio de conservação de massa e nas regras que controlam o comportamento da antepraia e da barreira (Cowell et al., 2003a e 2003b). Segundo Roy et al., (1996), os principais fatores que controlam a evolução de uma barreira arenosa dominada por ondas são: a declividade, o BS e a variação do nível do mar, sendo estas as variáveis mais importantes e sensíveis do modelo (Cowell et al., 1995, 2003a e 2003b).

O modelo simula a variação da LC através do deslocamento horizontal e vertical da antepraia. O R (variação da LC) é controlado pelas variações do nível do mar, S(t), pelos parâmetros geométricos do substrato, P(t), e pelo balanço de sedimento, BS (t).

$$R = f\left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dBS}{dt}\right) \quad (1)$$

Onde  $\frac{dP}{dt}$  representa os parâmetros morfológicos que variam com o tempo, P(t).

$$P(t) = \{mb, Lb, hb, m^*, L^*, h^*, d, LTZ, LR\} \quad (2)$$

onde, mb, é o expoente adimensional da antepraia superior, Lb, largura da antepraia superior, hb, profundidade de fechamento da antepraia superior,  $m^*$ , expoente adimensional da antepraia inferior,  $L^*$ , largura da antepraia inferior,  $h^*$ , profundidade de fechamento da antepraia inferior, d, parâmetro de dilatação, LTZ, largura da zona de transição entre a antepraia inferior e superior, LR, largura da barreira.

O  $\frac{dBS}{dt}$  é calculado através da equação:

$$BS = V_s + V_m \quad (3)$$

onde:  $V_s$ , representa o ganho e perda de sedimento da antepraia,  $V_m$  representa o suprimento de sedimento da barreira.

### 1.4.3 Parâmetros Geométricos de Entrada - Substrato

#### 1.4.3.1 Topografia

Foi gerado um Modelo de Elevação do Terreno (MET) (figura 7) devido a necessidade de ter a topografia da costa com alta resolução espacial e precisão vertical. O MET vem sendo amplamente utilizado em vários estudos para reconstrução tridimensional do ambiente (Mancini et al., 2013). Entre estes estudos, a geomorfologia requer informações topográficas precisas para estudar a costa com intuito de simular a erosão, identificar área de inundação e avaliar o BS (Mancini et al., 2013).

Portanto para construção MET foi usado o *software Agisoft Metashape Professional* que se baseia no algorítmico *Structure From Motion* (SfM). Basicamente o algorítmico permite reconstruir o cenário em 3D, a partir de combinações de pontos em comum nas imagens (Long et al. 2016). Para uma explicação detalhada sobre SfM, ler os

trabalhos de Snavely et al. (2006), Snavely (2008). As etapas do processamento apresentado pelo *software* para gerar o MET é dividido em etapas: (1) na primeira etapa ocorre o alinhamento das imagens, nesta fase os pontos em comum das imagens são identificados e alinhados, e também os parâmetros da câmera são calibrados; (2) foram inseridos 25 pontos de controles (PC) (figura 7A), para uma melhor precisão no georreferenciamento das imagens, para a construção da nuvem densa de pontos (*dense point cloud*); (4) uma malha 3D é gerada representando a superfície do terreno; (5) foi aplicado uma máscara na malha 3D baseado nas elevações dos PC para eliminar qualquer ‘ruído’ da elevação da superfície do terreno (ex., retirada da vegetação); (6) o MET é calculado através da interpolação dos pontos da topografia em uma grade regular.

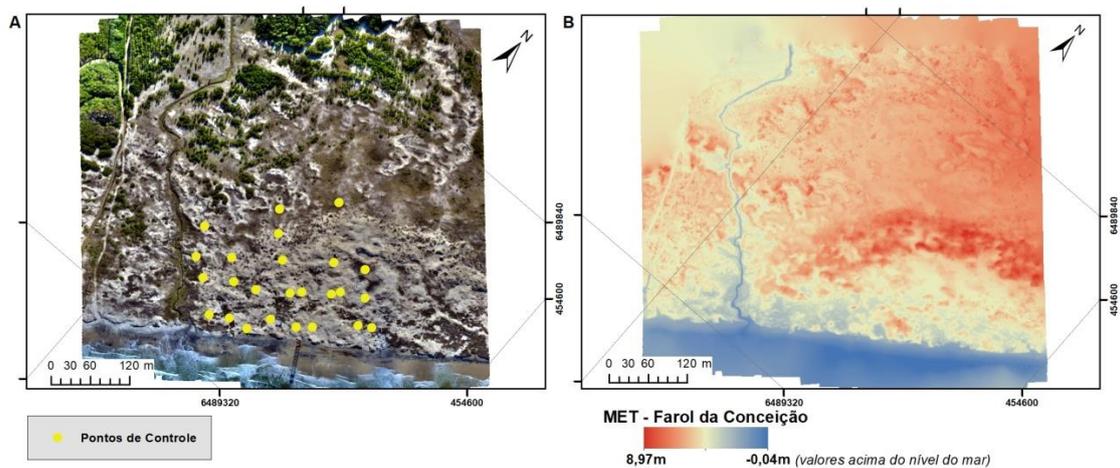


Figura 7. A imagem A) representa o ortomosaico da região do Farol da Conceição com os 25 pontos de controle (pontos amarelos) e a imagem B) é o Modelo de Elevação do Terreno.

Os 25 PC o erro médio foi de 1,84 cm para X, 1,5 cm para Y e 2,55 cm para Z, totalizando um erro de 3,49 cm, a figura 8 mostra que o erro variou de -7 a 4,2 cm para Z

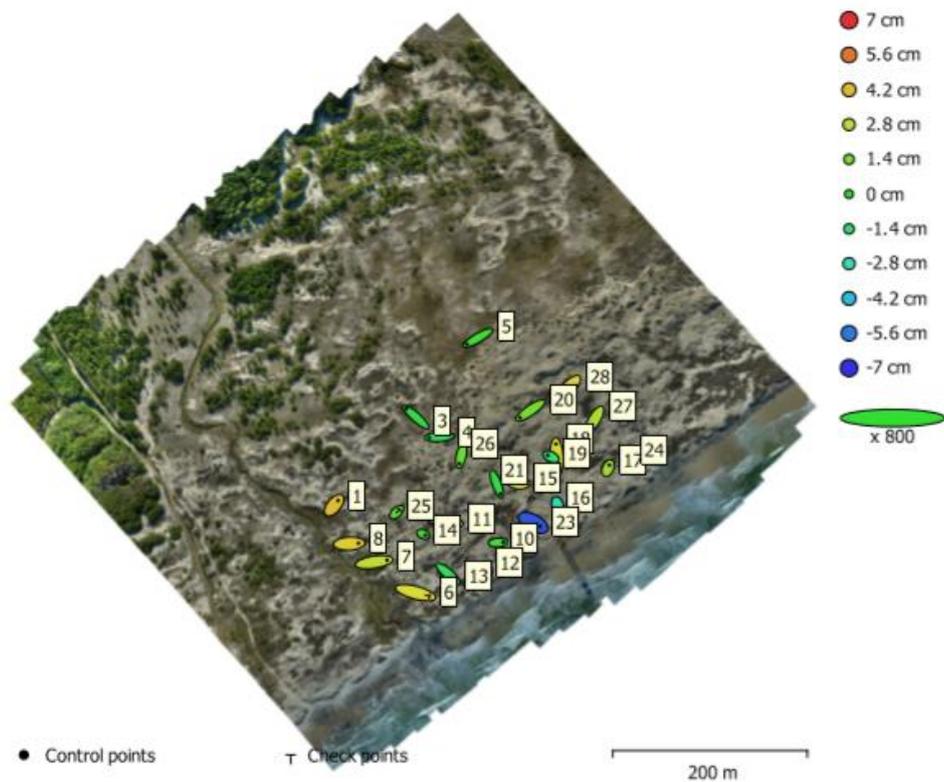


Figura 8. Localização dos 25 PC e os erros estimados. Z é representado pela cor da elipse. X e Y é representado pelo formato da elipse. E a estimativa é marcado pelos pontos.

#### 1.4.3.2 Batimetria e Célula Costeira

Os dados batimétricos usados são referentes ao trabalho de Goulart (2010) (figura 9A). A região do foi dividida em uma Célula Costeira (CC), que abrange toda região da batimetria e duas sub-células, uma contendo o Banco Capela (BC) e outra o FC (figura 9A). As delimitações das sub-células foram baseadas nas diferenças morfológicas da antepraia entre elas, observados nas figuras 9A e 9B (Rosati, 2005). A região do BC apresenta uma menor declividade comparando com o setor do FC.

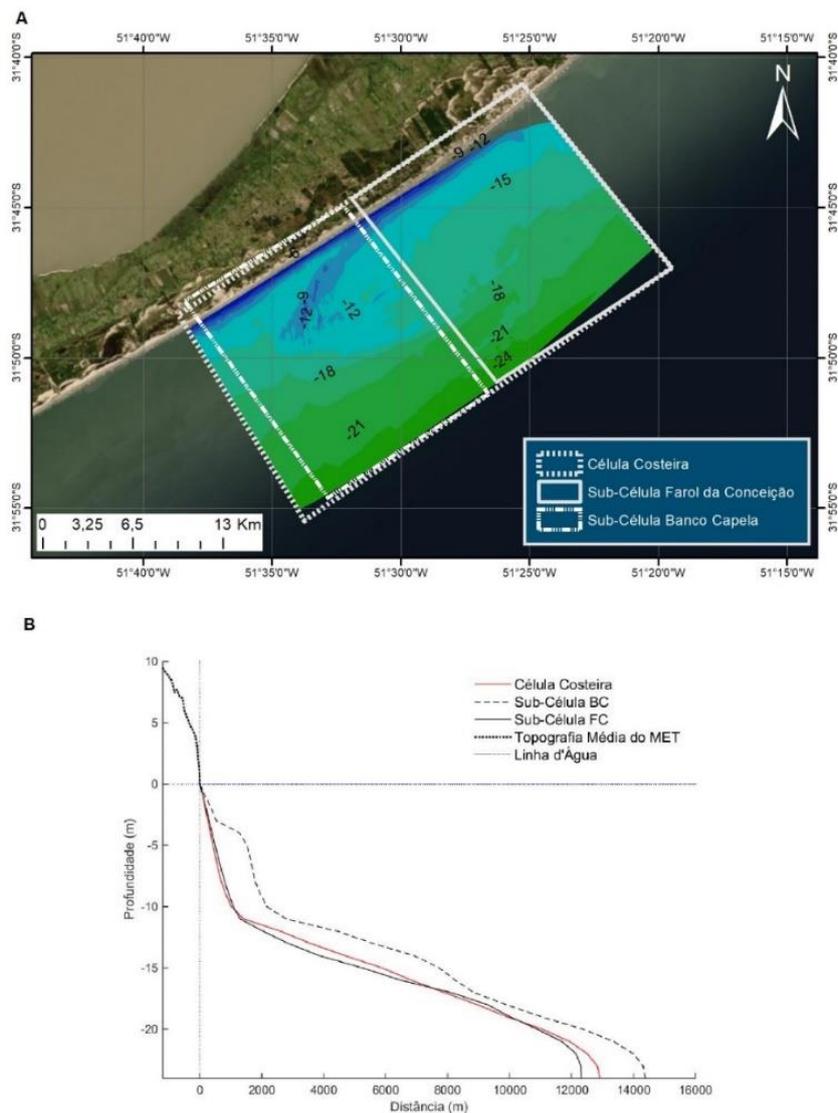


Figura 9. A figura A) representa a batimetria da região do Bojuru (Goulart, 2010), contendo a Células Costeiras da região e as Sub-Células Banco Capela e Farol da Conceição, e B) o gráfico mostra os perfis médio da antepraia para a Célula Costeira, para cada Sub-Célula e a topografia média do MET.

#### 1.4.4 Processamentos e Calibração dos Perfis Topográficos e Batimétricos

Os dados de topografia e de batimetria foram processados no ArcGIS <sup>TM</sup> para extrair o perfil médio topo-batimétricas (topo-bati). A metodologia aplicada segue dos trabalhos de Daley (2005) e Figueiredo (2011), para a criação do perfil médio topo-bati.

Os limites morfológicos superior e inferior dos perfis, sendo eles a profundidade de fechamento da antepraia superior ( $h_b$ ) e inferior ( $h_*$ ), foram determinados de duas maneiras, primeiro através equações de Hallermeier (1981) (equação 4 e 5)

$$h_b \cong 2\bar{H}_s + 11\sigma \quad (4)$$

$$h_* \cong (\bar{H}_s - 0,3\sigma) \bar{T}_s (g/5000D)^{0,5} \quad (5)$$

Onde  $\bar{H}_s$  é a altura média significativa de onda e  $\sigma$  o desvio padrão da altura significativa,  $\bar{T}_s$  é o período médio significativo das ondas,  $g$  é a gravidade e  $D$  é o tamanho médio do sedimento à uma profundidade de  $1,5 \times h_b$ . Os dados para altura de onda e período foram obtidos do site *Rede Ondas* (<https://redeondas.furg.br/pt/>), para o período de 2006 a 2016. O valor de  $D$  é referente do trabalho de Goulart (2010) caracterizado como areia muito fina. Os valores encontrados para  $h_b$  e  $h_*$ , foi de -8 e -26 m para todos os perfis.

O outro método aplicado para identificar os limites superior e inferior, foi através da quebra da declividade do perfil. Portanto, os valores considerados para  $h_b$  e  $h_*$  para os perfis foram de -8 e -20 m, sendo estes os valores assumidos como parâmetro de entrada para o modelo. Foi assumido este método devido a serie temporal dos dados de onda e a escala temporal do trabalho que é de décadas. Hands (1983) aponta que, para uma escala de décadas a profundidade de fechamento da antepraia superior e inferior estão relacionados a eventos extremos de altura de onda, enquanto que, as equações 4 e 5 consideram apenas clima de onda anual para encontrar os limites.

#### 1.4.5 Simulações

Para este estudo, foram realizadas 21 simulações (figura 10) com o modelo *RanSTM* e cada simulação apresenta 1000 resultados possíveis para o recuo da LC. Segundo Carrasco e Chang (2005), 1000 soluções é ideal para representar a probabilidade da variação da LC para a escala de tempo do trabalho.

De início o modelo *RanSTM* foi rodado de modo determinístico para simular o recuo de 68m da LC para 23 anos (1996 – 2018), para estimar o BS da Célula Costeira (CC). Considerando a elevação do nível do mar (ENM) de 2 mm/ano segunda Da Silva et al., (2016).

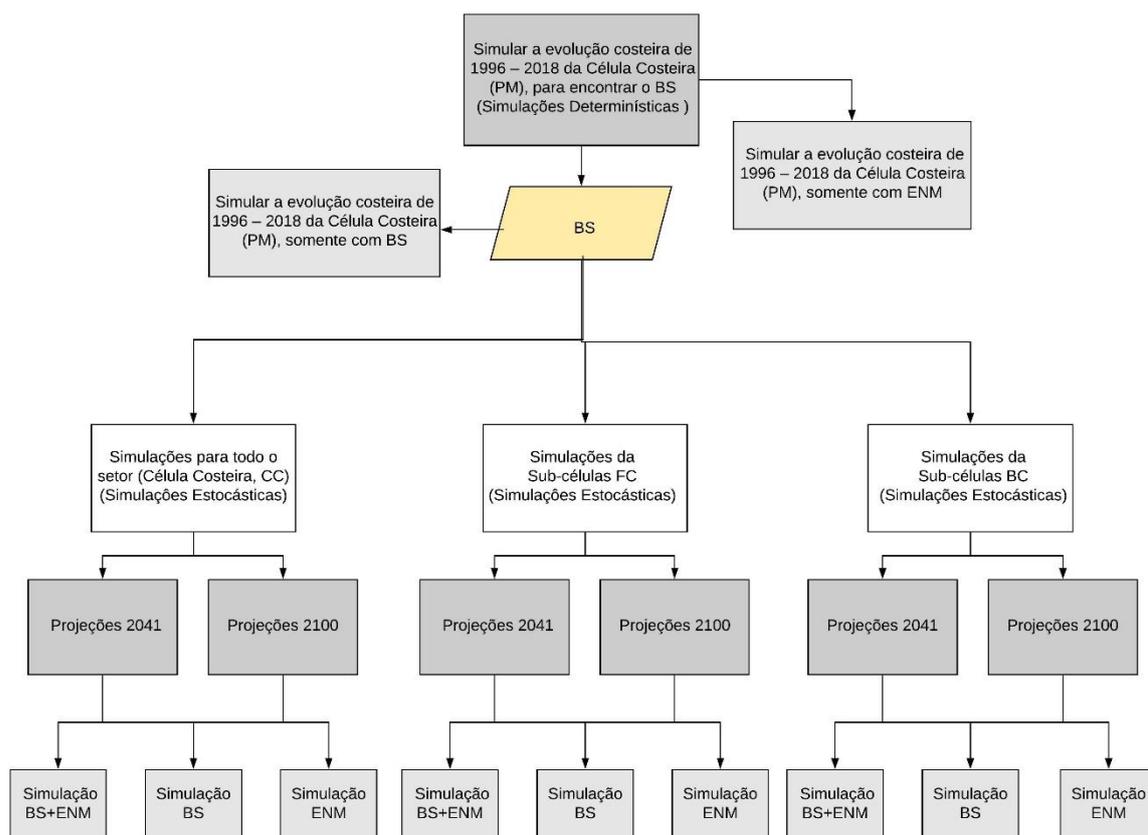


Figura 10. Simulações realizada pelo *RanSTM* para cada divisão do setor. Simulação BS+ENM é a influência das duas variáveis juntas na evolução costeira; Simulações BS e ENM representam a influência individual de cada variável na evolução costeira.

O valor de BS encontrado para o período de 23 anos, foi usado como dado de *input* para as projeções futuras da LC. Com o BS encontrado, o modelo foi rodado de modo estocástico para as projeções de 2041 e 2100, onde os valores de ENM, variaram randomicamente entre o mínimo, a moda e o máximo (Tab. 1). Os dados de ENM foram obtidos do trabalho de Jackson e Jevrejeva (2016), que analisaram a probabilidade regional da variação do nível do mar para o século 21. Sendo assim, os valores assumidos para os anos de 2041 e 2100, foram: 0,1 (min), 0,1 (moda) e 0,2 (máx) metros e 0,5, 0,5 e 1 m, respectivamente.

Tab. 2. Tabelas dos valores da elevação do nível do mar e o tipo de simulação.

Período	Simulações	Nível do Mar (m)			Referência
		min	moda	max	
1996 - 2018	Determinística	0,046	0,046	0,046	Da Silva et al.,(2016)

2018 - 2041	Estocástica	0,1	0,1	0,2	Jackson & Jevrejeva (2016)
2018 - 2100	Estocástica	0,5	0,5	1	Jackson & Jevrejeva (2016)

#### 1.4.5 Analise estatística

Para a interpretação dos dados de saída do modelo foram gerados gráficos de probabilidade de excedência. Esta análise permite calcular a possibilidade de um evento acontecer para um determinado período de tempo, neste caso o recuo da LC. A equação da probabilidade de excedência é:

$$P = 100x(m \div (n + 1)) \quad (6)$$

Na equação,  $P$  representa a porcentagem de probabilidade do evento de acontecer,  $m$  é ordem dos valores das amostras (decrecente) e  $n$  representa o número total de eventos.

## **Capitulo II: Artigo**

# Os Efeitos da Elevação do Nível do Mar e do Balanço Sedimentar em um *Hotspot* Erosivo

## The effects of Sea Level Rise and Sediment Budget over an Erosional Hotspot

Matheus de Assis BOSE<sup>1</sup>, Salette Amaral de FIGUEIREDO<sup>2</sup>, Lauro Júlio CALLIARI<sup>3</sup>, Jorge Arigony NETO<sup>3</sup>, Elaine Siqueira GOULART<sup>3</sup>, João Augusto de Carvalho FERREIRA<sup>4</sup> & Miguel da Guia ALBUQUERQUE<sup>4</sup>

- (<sup>1</sup>) Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal do Rio Grande. km 8, Av. Itália - Carreiros, Rio Grande - RS - 96.201-900- Brasil. E-mail: matheusoceano@gmail.com.
- (<sup>2</sup>) Programa de pos-graduação em Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia. km 8, Av. Itália - Carreiros, Rio Grande - RS - 96.201-900- Brasil. E-mail: saletteoc@gmail.com
- (<sup>3</sup>) Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia. km 8, Av. Itália - Carreiros, Rio Grande - RS - 96.201-900- Brasil. E-mail: [lcalliari@log.furg.br](mailto:lcalliari@log.furg.br), [arigony@gmail.com](mailto:arigony@gmail.com) e [elainegoulart@gmail.com](mailto:elainegoulart@gmail.com).
- (<sup>4</sup>) Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul - Campus Rio Grande. R. Eng. Alfredo Huck, 475 - Centro, Rio Grande - RS, 96201-460, Brasil. E-mail: [joao.ferreira@riogrande.ifrs.edu.br](mailto:joao.ferreira@riogrande.ifrs.edu.br) e [miguel.albuquerque@riogrande.ifrs.edu.br](mailto:miguel.albuquerque@riogrande.ifrs.edu.br).

**Resumo.** Este artigo foca nos impactos da elevação do nível do mar (ENM) e do balanço sedimentar (BS) no recuo da linha de costa (LC) no setor do Farol da Conceição, Rio Grande do Sul, Brasil. Para entender estes comportamentos na região foi usado um modelo de larga escala, *Randon Shoreface Translation Model* (RanSTM), capaz de simular o efeito ENM, do BS e da geomorfologia na variação da LC. Foram realizadas quatro modelagens distintas: I) estimar o BS de 1996-2018, utilizando a taxa de ENM regional; II) projetar as futuras LC para 2041 e 2100, baseados nas estimativas da ENM para o século XXI; III) quantificar a influência isolada da ENM e do BS nas taxas de recuo da LC; IV) analisar a influência da geomorfologia da antepraia adjacente no recuo. Os resultados encontrados para as simulações mostram um déficit de sedimento de -1000 m<sup>3</sup>/m para o período de 1996-2018, e a taxa de recuo da LC foi de -2,95 m/ano. As projeções mostram que, as taxas médias de erosão vão aumentar para 2041 e 2100 (-3,85 e -4,23 m/ano, respectivamente). Nas últimas décadas e para 2041 o recuo da LC foi dominado pelo BS negativo, no entanto para 2100 a principal componente do recuo é a ENM. Quando analisado a influência da geomorfologia, o setor com a menor declividade apresentou as maiores taxas de recuo da LC.

**Palavras-chave.** Mudança climática, elevação do nível do mar, balanço sedimentar, geomorfologia e recuo da linha de costa.

**Abstract** This article focus on the impact of sea level rise (SLR) and sediment budget (SB) on the shoreline retreat in the Conceição Lighthouse sector, Rio Grande do Sul, Brazil. The simulation of the effects of SLR and SB over the shoreline was made using a large-scale model, the Random Shoreface Translation Model (RanSTM), capable to simulate the effect of SLR, SB and geomorphology over the shoreline. Four distinct simulations were performed: I) estimation of the SB for the period between 1996–2018, considering regional sea level rise; II) shoreline projections for 2041 and 2100, based on the estimation of the SLR for the 21st century; III) calculation of the influence of the SLR and SB over the variation of the shoreline; IV) analysis of the geomorphology influence over erosion rates. The results for the simulations show a sediment deficit of  $-1000 \text{ m}^3 / \text{m}$  for the period between 1996 and 2018, and the shoreline variation rate was  $-2,95 \text{ m/year}$ . Projections show that average erosion rates will increase for the next years; by 2041 it will be  $-3,85 \text{ m/year}$  and by 2100 will be  $-4,23 \text{ m / year}$ . In the last decades and for 2041 the shoreline is controlled by the negative SB, and the projected shorelines for 2100 show that the SLR is controlling. When analyzing the geomorphology influence over the shoreline retrieve, the low gradient sector showed the highest rates of erosion.

**Keywords.** Climate change, sea level rise, sedimentary budget, geomorphology and shoreline retreat.

## 1 Introdução

Ao longo das últimas décadas, a comunidade científica vem estudando a variação da linha de costa (LC) em relação à variação do nível do mar (Bruun, P., 1962; Cowell *et al.*, 2003a e 2003b; Nicholls *et al.*, 2011; Cozannet *et al.*, 2014). No último século, o nível do mar subiu, decorrente do derretimento dos gelos e pela expansão térmica dos oceanos, causado pela mudança climática antropogênica (Milne *et al.*, 2009; Church *et al.*, 2011). Simulações para as próximas décadas indicam um aumento na taxa de elevação do nível do mar (ENM) (com a possibilidade de o nível chegar a 0,5 a 1 m acima do atual em 2100), em decorrência destas mudanças (Church *et al.*, 2013; IPCC 2014).

Desta forma, existe uma crescente preocupação sobre o impacto da aceleração da ENM na zona costeira, em relação as taxas de recuo da LC (Cozannet *et al.*, 2014). Diante disso, espera-se que áreas serão afogadas permanentemente ou erodidas (Bird, 1996; Stive *et al.*, 2004). Todavia, o processo de inundação é diferente de erosão costeira em relação a ENM, sendo que no primeiro processo a linha da água migra em direção a terra, afogando a região com a rápida ENM, sem causar alteração significativas na morfologia,

onde, as regiões com as menores declividades serão as mais afetadas (Zhang *et al.*, 2004). Em relação a erosão costeira (assumindo nenhuma variação no clima de onda e no suprimento de sedimento), com a subida do nível de água, a ação das ondas vão atingir níveis mais altos da costa, influenciando no transporte do sedimentos na praia, tendo como resultado o recuo da LC (Bird, 1996; Slott *et al.*, 2010).

No entanto, a ENM não é o único fator responsável pelo recuo da LC. Diversos fatores e processos de diferentes escalas espaciais e temporais influenciam a sua variação, como exposto na Figura 1 (Bird, 1996, Stive *et al.*, 2002), e também diferentes tipos de costas não vão ter a mesma resposta em relação a mesma taxa de variação do nível do mar (Gornitz, 1991; Fletcher, 1992).

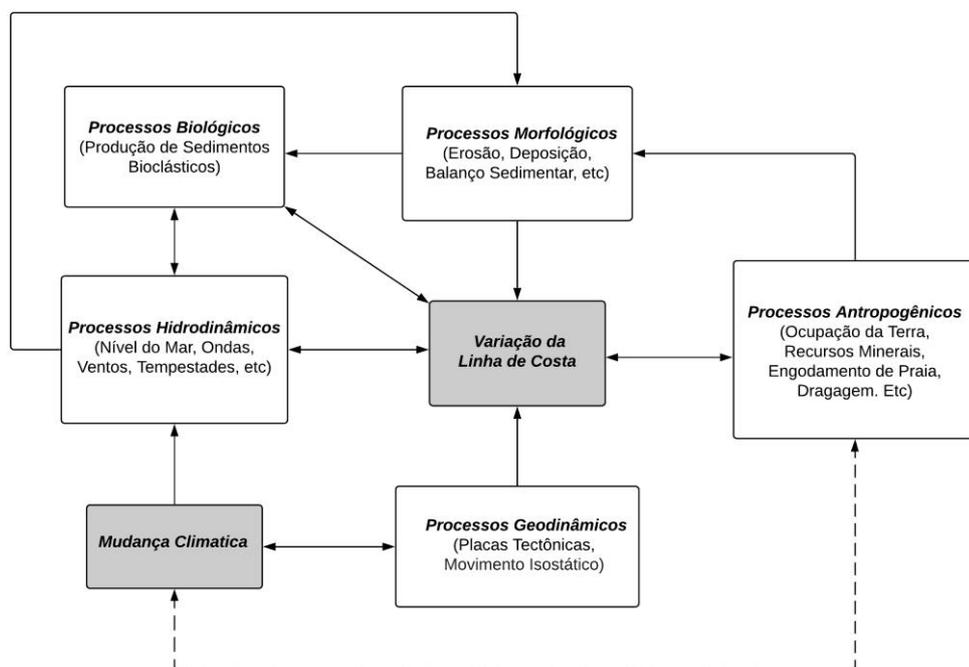


Figura 3. Diferentes categorias e processos os quais envolvem o recuo da LC. As setas mostram a interação e os feedbacks entre os processos. Devido à interação entre os mesmos a variação da linha de costa pode estar relacionada a vários fatores. Modificado por Cozanne *et al.*, (2014). *Figure 1. Different categories of processes involved in shoreline changes. Interactions and feedbacks between these factors are indicated by arrows. Because of the multiplicity of factors, processes, interactions and feedbacks, the attribution of shoreline changes to several causes. Modify by Cozanne et al., (2014).*

Diante dos cenários apresentados para as projeções de ENM em relação às mudanças climáticas no século 21 (IPCC, 2014; Jackson & Jevrejeva, 2016), faz-se hoje necessário prever o recuo das LC, considerando a concentração da população nas zonas costeiras (Cooper & Pilkey, 2004). Estudos de larga escala vêm sendo amplamente aplicados nesta área, pelo fato de trabalharem em uma escala de tempo relevante às

mudanças climáticas (décadas a milênios) (Cowell *et al.*, 2003a; Cowell *et al.*, 2006), em que a retrogradação da LC é resultado de três fatores: ENM, balanço sedimentar (BS) e geomorfologia (Carter e Woodroffe, 1994; Figueiredo 2013). A configuração geomorfológica deve ser considerada diante do cenário da mudança climática, já que, para diferentes morfologias a LC vai apresentar comportamento diferentes (Dillenburg *et al.*, 2000; Slott *et al.*, 2010).

O presente estudo visa analisar o recuo da LC dos últimos 23 anos e projetar o mesmo para 2041 e 2100, em um setor costeiro localizado no litoral médio do Rio Grande do Sul (RS), caracterizado por apresentar erosão permanente (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg *et al.*, 2004; Figueiredo, 2013). Para isso, foi aplicado o modelo de evolução de larga escala *Random Shoreface translation model (RanSTM)*, capaz de modelar a variação da LC em relação aos parâmetros de ENM, BS e geomorfológicos do substrato. Sendo assim, simulações com configurações geomorfológicas distintas foram realizadas, para analisar o efeito da antepraia local no recuo da LC, e também foi possível quantificar o efeito do BS e da ENM para o recuo da LC.

## **2 Área, materiais e métodos**

### *2.1 Área de Estudo*

#### *2.1.1 Caracterização Geológica e Morfodinâmica*

A costa do Rio Grande do Sul (RS) está localizada no sul do Brasil (29°S e 34°S), caracterizada como um sistema de laguna-barreira dominado por ondas, por se localizar em uma região de micromaré. Com uma extensão de 623 km, apresenta conformações côncavas e convexas, garantindo um formato ondulado (Fig. 2) (Dillenburg *et al.*, 2005). A LC se estende desde a desembocadura do Rio Mampituba ao norte até a desembocadura do Arroio Chuí ao sul. A costa é interrompida em duas regiões: na desembocadura da Lagoa dos Patos e Laguna de Tramandaí, nas cidades de Rio Grande e Tramandaí, respectivamente. Intermitentemente temos as aberturas da Lagoas do Peixe e Estreito ambos localizados no litoral médio.

O clima de ondas na costa do RS apresenta um comportamento sazonal. Durante a primavera e o verão (meses de outubro a fevereiro), as ondas são geradas por ventos locais do quadrante norte e leste e são denominadas vagas, as quais possuem menos energia. Já as ondas de maior energia são provenientes do quadrante sul, na forma de

*swell*, gerado durante o outono e inverno (meses de abril a julho) e são associados a passagem de frentes frias (Calliari, *et al.* 1998; Barletta e Calliari, 2003; Romeu *et al.*, 2015). A corrente de deriva litorânea tem direção para o norte, a qual pode ser evidenciada pelos indicadores geomorfológicos discutidos por Tomazelli e Villwock (1992) e quantificados por Lima *et al.*, (2001) e Motta *et al.*, (2015). Martinho *et al.*, (2009) afirma que, apesar de a frequência das ondas oriundas do quadrante sul (9%) ser menor do que a frequência quadrante norte (13%), estas são responsáveis por 30% do transporte de sedimento ao longo da costa pela corrente de deriva.

Atualmente as praias do RS não recebem aporte significativo de sedimentos terrígenos. A maioria dos sedimentos transportados pelos rios ficam retida nos sistemas lagunares e em outros ambientes costeiros (Tomazelli *et al.*, 1998). Desta maneira, o BS da costa é controlado pelo transporte longitudinal e perpendicular de sedimentos (Martinho *et al.*, 2009).

Dillenburg *et al.*, (2000), analisando 25 perfis batimétricos, calculou a declividade da plataforma continental do RS que varia de  $0,027^\circ$  a  $0,125^\circ$  (Fig. 2, observar a isóbata de -50 m). A declividade varia de acordo com a orientação da LC. Do côncavo para convexo (projeção), a declividade da plataforma interna vai ficando mais íngreme, e quando a LC varia de convexa para côncava (embaiamento) a declividade se torna mais suave.

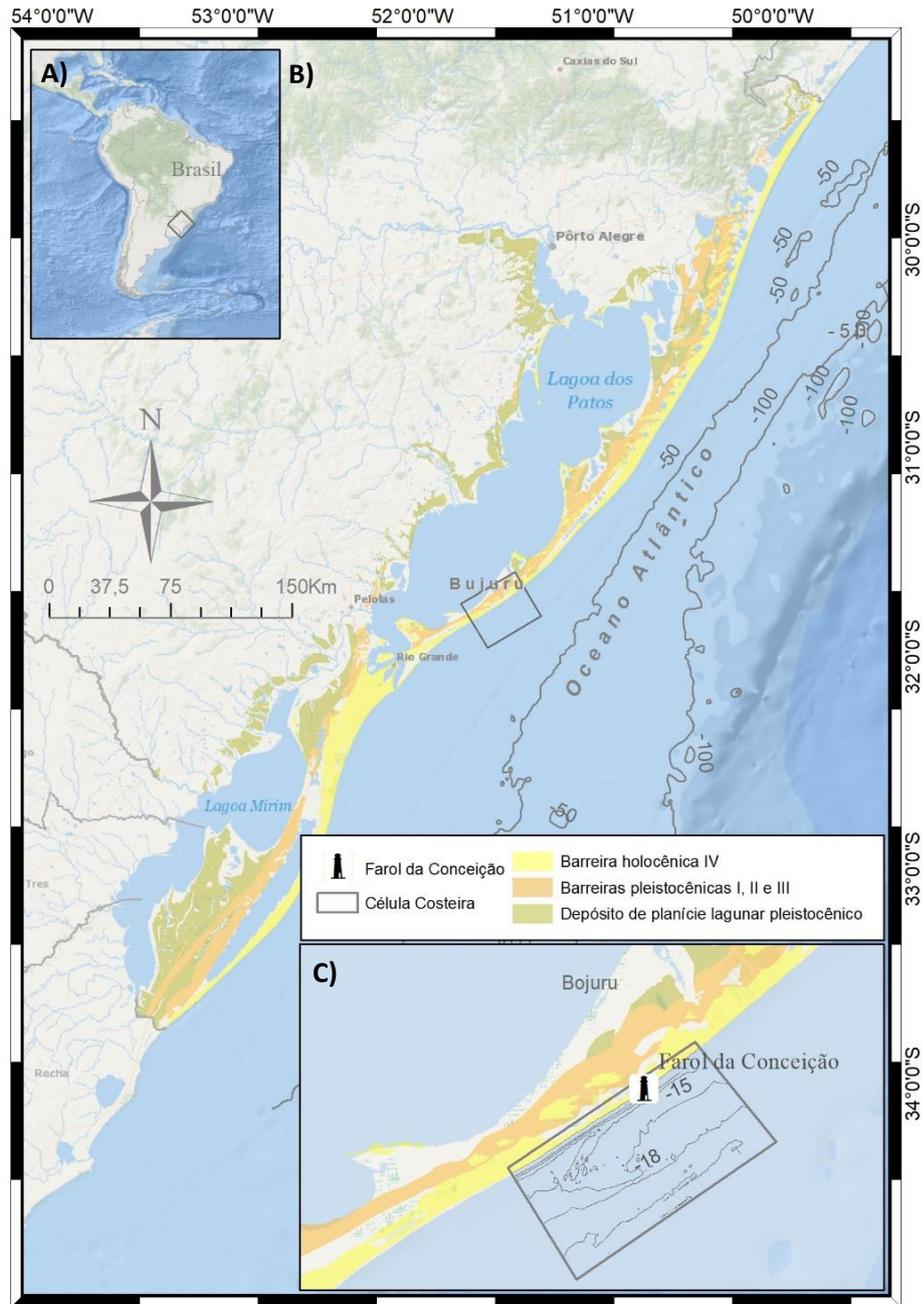


Figura 2. Mapas de localização da área de estudo. A) Mapa da América do Sul; B) Geomorfologia Costeira do Rio Grande do Sul; C) Célula Costeira da região com a batimetria detalhada da região do Farol da Conceição (Goulart, 2010). *Figure 2. Maps of the localization of the study area. A) South America map; B) Coastal Geomorphology of Rio Grande do Sul; C) Costal Cell with the detailed bathymetry of the Conceição Lighthouse region.*

Estas características morfológicas, orientação da LC e declividade da plataforma continental interna, geram um gradiente de energia de onda ao longo da costa (Dillenburg

*et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2009). Nos setores com maiores declividades, concentram-se maiores energias de onda, resultando em erosão costeira. Já nos embaiamentos onde a declividade é menor, a energia de onda é dispersada (Dillenburg *et al.*, 2000). A diferença de energia de onda ocorre de acordo com os processos de: convergência dos raios de onda, o que leva a ter maior energia próximas das projeções costeiras, e menores energias nos embaiamentos devido a dispersão dos raios, além mais existe o processo de dissipação da energia de onda causado pelo atrito com o fundo, onde setores com menor declividade ocorre maior dissipação. Assim por transporte litorâneo sai areia das projeções e depositam nos embaiamentos.

### 2.1.2 Evolução Costeira

O modelo evolutivo da costa do RS mais aceito é descrito por Villwock *et al.* (1986), na qual foram identificados quatro sistemas de laguna-barreira formadas durante as sucessivas variações do nível do mar no Quaternário. As barreiras I, II e III datam do Pleistoceno. A barreira IV, é a atual LC, de idade Holocênica, formada a 5 ka. Cada sistema representa um limite de um evento de máxima transgressão marinha (Villwock e Tomazelli 1995, Tomazelli *et al.* 2000).

A 17,5 ka, o nível do mar estava cerca de 120 – 130 metros abaixo do nível atual (Corrêa. 1995). De 17,5 a 6,5 ka, o nível do mar se elevou a uma taxa de 1,2 cm/ano, quando o nível do mar atingiu aproximadamente 2 m acima do presente (Angulo *et al.*, 1996 e 2006). De 5 ka até o presente, o nível do mar pode ser considerado como “estável”, devido à baixa taxa de rebaixamento, cerca de 0,4 mm/ano (Dillenburg *et al.*, 2004; Martinho *et al.*, 2009).

Os primeiros estudos sobre a evolução da barreira holocênica, apontam que a variação do nível do mar é o principal fator da formação da barreira (Tomazelli e Villwock, 1989), baseados nas evidências geomorfológicas apresentadas na costa como, afloramento de lama na praia do Hermenegildo e em Bujuru e a migração das dunas transgressivas para o interior. No entanto, estudos mais recentes (Dillenburg *et al.*, 2000, 2003 e 2004) apontam que o BS é o principal fator na variação da LC.

Martinho *et al.*, (2009), baseando em estudos anteriores, conclui que o gradiente de energia das ondas, ao longo da costa, controla o BS dos setores côncavos e convexos, determinando dessa forma, os tipos de barreira encontradas no RS. Nas projeções, onde

a erosão costeira garante um BS negativo, encontramos as barreiras retrogradantes. Nos embaiamentos, onde há deposição sedimentar, desenvolvem-se barreiras progradantes.

A área de estudo está localizada próximo da cidade de Bujuru, no Farol da Conceição (Fig. 2), apresenta uma extensão de aproximadamente 26 km. O setor é caracterizado como um *hotspot* erosivo, que segundo Speranski & Calliari (2004) é uma zona litorânea que apresenta uma sequência histórica de retração da LC. Trabalhos anteriores (Tomazelli & Dillenbug, 1998; Tomazelli *et al.*, 1998; Dillenbug *et al.*, 2000; Barleta & Calliari, 2003; Machado, 2014; Pereira *et al.*, 2007) apontam que este setor da costa é dominado por eventos erosivos a aproximadamente 5 ka. Algumas das evidências deste processo de erosão são os afloramentos de turfas na praia e sedimentos de retrabalhados datada do holocênica, a existência de uma escarpa praticamente continua ao longo das dunas frontais e a formação de dunas transgressivas (Fig. 3). Para este setor a barreira é caracterizada como retrogradante (Dillenbug *et al.*, 2000).



Figura 3. Fotos da região do Farol da Conceição. A) Imagem do Farol de 1997; B) Imagem do Farol de 1999; C) Imagem do Farol de 2018; D) Afloramento de turfas na praia; E) Afloramento de beachrock. Figure 3. Photograph of the Conceição Lighthouse. A) Photograph of Lighthouse in 1997; B) Photograph of Lighthouse in 1998; C) Photograph of Lighthouse in 2018; D) Peat outcrop on the beach; E) Beachrock outcrop on the beach.

Na região de antepraia existe a presença do Banco Capela (Fig. 4), localizado 12 km ao sudoeste do Farol da Conceição. Segundo Goulart (2010) o banco é uma feição morfológica fixada a uma estrutura rígida, possivelmente um parcel de arenito de praia, modelada pela interação com a hidrodinâmica e o sedimento disponível. A presença deste banco na antepraia influencia diretamente a erosão da LC na região de duas maneiras antagônicas: primeiramente o banco promove a dispersão da energia de onda e levando a diminuindo da erosão; e por outro lado, o sedimento que é transportado em direção ao mar além da feição em situações extremas de tempestade, e que tenderia a ser transportado de volta à costa com o tempo, o banco acaba atuando como uma barreira física que impede que este ciclo se complete, sendo assim, responsável por um déficit de sedimentos na praia adjacente (Goulart, 2010).

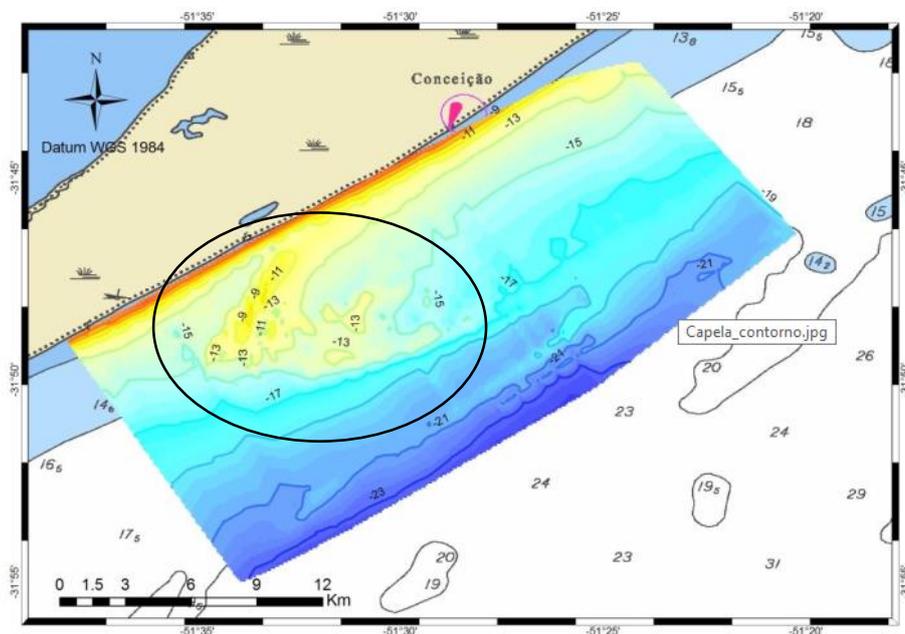


Figura 4. Mapa da batimetria da região do Farol da Conceição (Goulart, 2010), o círculo preto é a localização do Banco Capela, onde apresenta as menores profundidades. *Figure 4. Bathymetric map of the Conceição Lighthouse region (Goulart, 2010), the black circle is the location of Banco Capela, where it has the lowest depths.*

## 2.2 Metodologia

Para a realização da pesquisa uma serie procedimentos foram necessários. Parte dos dados foram coletados em campo, depois processados e analisados como demonstrado na figura 5.

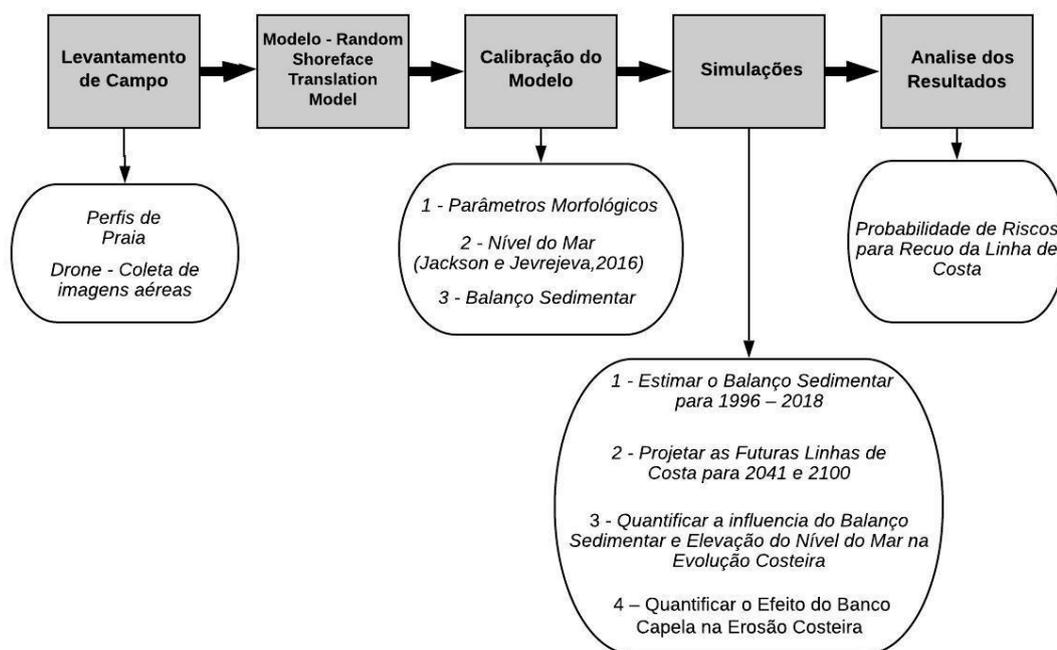


Figura 5. Fluxograma da metodologia aplicada. *Figure 5. Flowchart of the applied methodology.*

### 2.2.1 Levantamento de Campo

Foram realizados quatro trabalhos de campo para a realização do projeto, na quais foram realizadas coletas de perfis de praias e posicionados 25 PC no campo de dunas e georreferenciados utilizando GPS RTK (*Real Time Kinematic*), para obter as coordenadas (latitude x longitude x elevação elipsoidal) dos PC. Em seguida foram coletadas as imagens aéreas através do veículo aéreo não tripulado (VANT) (drone, modelo *DJI Phantom 4®*). VANT sobrevoou uma área de 621 x 600 m<sup>2</sup> a 50 m de altura, registrando 832 fotos (1,87 cm/pix).

Os dados de altitude adquiridos pelo RTK foram pós processados e corrigidos usando a ondulação geoidal (é a diferença entre a ondulação elipsoidal e o geóide). Esta correção foi feita utilizando o programa MAPGEO, disponível no site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

### 2.2.2 O Modelo - Random Shoreface Translation Model

Com as mudanças climáticas previstas, os processos costeiros de larga escala (décadas a milênios) serão afetados, sendo eles, nível médio do mar, clima de onda e BS (Cowell *et al.*, 2006). Os mesmos autores apontam que, tais processos são difíceis de serem mensurados, levando a incertezas de como prever o comportamento da linha de

costa (LC). As incertezas estão relacionadas a três fatores: em relação a própria mudança climática; como a variação do nível do mar, do clima de ondas e do BS vão influenciar na evolução costeira; e como simular a evolução costeira para um período de tempo relevante a mudança climática (décadas a centenas de anos) (Cowell *et al.*, 2006).

Neste caso, segundo Cowell *et al.*, (2006) para calcular a variação da LC em relação a mudança climática, esta deve ser realizado através do uso de modelos estocásticos. Estes modelos são capacitados a imitar a aleatoriedade do sistema real através de distribuições probabilísticas, as quais representam matematicamente as chances de ocorrência de todos os valores possíveis para um determinado processo do sistema.

Já os modelos determinísticos não são indicados nos estudos de evolução costeira de larga escala, uma vez que, apresentam um conjunto de dados de entrada conhecido e do qual resultara em um único conjunto de saída, que muitas vezes não representam a realidade. Diversos pesquisadores (Pilkey *et al.*, 1993; Cooper & Pilkey, 2004; Nicholls & Stive, 2004) ressaltam que o uso de modelo determinístico para estudar a evolução costeira está no modo como o modelo é usado, e não no modelo em si.

Em vista disso, optou-se pelo uso do modelo estocástico *Random Shoreface Translation Model (RanSTM)* para simular a variação da LC. O *RanSTM* permite transformar incertezas relacionadas aos parâmetros de entrada em riscos de probabilidade, através da aplicação da função densidade de probabilidade (FDP) para cada parâmetros de entrada, para geral um único valor de saída. O FDP descreve a probabilidade relativa de uma variável aleatória tomar um valor.

Os valores de saída do modelo representam os possíveis deslocamentos da LC, através dos valores assumidos pela FDP para cada parâmetro de entrada (parâmetros geométricos, nível do mar e BS). Os valores dos parâmetros podem assumir valores entre mínimos, máximos e modais inseridos no modelo. Os valores dos parâmetros de entrada são referentes a trabalhos anteriores e dados de campo (ver seções 2.2.2).

O *RanSTM* se baseia no princípio de conservação de massa e nas regras que controlam o comportamento da antepraia e da barreira (Cowell *et al.*, 2003a e 2003b). Segundo Roy *et al.*, (1996), os principais fatores que controlam a evolução de uma barreira arenosa dominada por ondas são: a declividade, o BS e a variação do nível do

mar, sendo estas as variáveis as mais importantes e sensíveis do modelo (Cowell *et al.*, 1995, 2003a e 2003b).

O modelo simula a variação da LC (R) através do deslocamento horizontal e vertical da antepraia. O R é controlado pelas variações do nível do mar, S(t), pelos parâmetros geométricos do substrato, P(t), e pelo balanço de sedimento, BS (t).

$$R = f\left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dBS}{dt}\right) \quad (1)$$

Onde  $\frac{dP}{dt}$  representa os parâmetros morfológicos que variam com o tempo, P(t).

$$P(t) = \{mb, Lb, hb, m^*, L^*, h^*, d, LTZ, LR\} \quad (2)$$

Onde, mb, é o expoente adimensional da antepraia superior, Lb, largura da antepraia superior, hb, profundidade de fechamento da antepraia superior,  $m^*$ , expoente adimensional da antepraia inferior,  $L^*$ , largura da antepraia inferior,  $h^*$ , profundidade de fechamento da antepraia inferior, d, parâmetro de dilatação, LTZ, largura da zona de transição entre a antepraia inferior e superior, LR, largura da barreira. O  $\frac{dBS}{dt}$  é calculado através da equação:

$$BS = V_s + V_m \quad (3)$$

Onde:  $V_s$ , representa o ganho e perda de sedimento da antepraia,  $V_m$  representa o suprimento de sedimento da barreira.

## 2.2.3 Parâmetros Geométricos de Entrada - Substrato

### 2.2.3.1 Topografia

Foi gerado um Modelo de Elevação do Terreno (MET) (Fig. 6) devido a necessidade de ter a topografia da costa com alta resolução espacial e precisão vertical. O MET vem sendo amplamente utilizado em vários estudos para reconstrução tridimensional do ambiente (Mancini *et al.*, 2013). Entre estes estudos, a geomorfologia requer informações topográficas precisas para estudar a costa com intuito de simular a erosão, identificar área de inundação e avaliar o BS (Mancini *et al.*, 2013).

Portanto para construção MET foi usado o *software Agisoft Metashape Professional* que se baseia no algorítmico *Structure From Motion* (SfM). Basicamente o

algorítmico permite reconstruir o cenário em 3D, a partir de combinações de pontos em comum nas imagens (Long *et al.* 2016). Para uma explicação detalhada sobre SfM, ler os trabalhos de Snavely *et al.* (2006), Snavely (2008). As etapas do processamento apresentado pelo *software* para gerar o MET é dividido em etapas: (1) na primeira etapa ocorre o alinhamento das imagens, nesta fase os pontos em comum das imagens são identificados e alinhados, e também os parâmetros da câmera são calibrados; (2) foram inseridos 25 pontos de controles (PC) (Fig. 6A), para uma melhor precisão no georreferenciamento das imagens, para a construção da nuvem densa de pontos (*dense point cloud*); (3) uma malha 3D é gerada representando a superfície do terreno; (4) foi aplicado uma máscara na malha 3D baseado nas elevações dos PC para eliminar qualquer ‘ruído’ da elevação da superfície do terreno (ex., retirada da vegetação); (5) o MET é calculado através da interpolação dos pontos da topografia em uma grade regular.

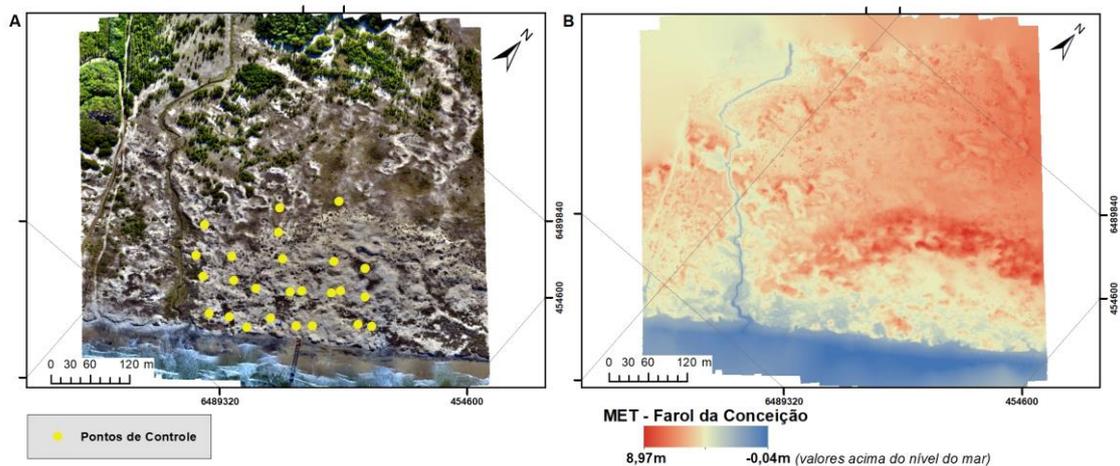


Figura 6. Modelo digital de elevação do terreno. A) Representa o ortomosaico da região do Farol da Conceição com os 25 pontos de controle (pontos amarelos); B) Modelo de Elevação do Terreno. *Figure 6. Terrain Elevation Model. A) Represents the orthomosaic of Conceição Lighthouse region with 25 control points (yellow balls); B) Terrain Elevation Model (TEM).*

### 2.2.3.2 Batimetria

Os dados batimétricos usados são referentes ao trabalho de Goulart (2010) (Fig. 7A). A região foi dividida em uma Célula Costeira (CC), que abrange toda região da batimetria e duas sub-células, uma contendo o Banco Capela (BC) e outra o FC (Fig. 7A). As delimitações das sub-células foram baseadas nas diferenças morfológicas da antepraia entre elas, observados nas figuras 7A e 7B (Rosati, 2005). A região do BC apresenta uma menor declividade comparando com o setor do FC.

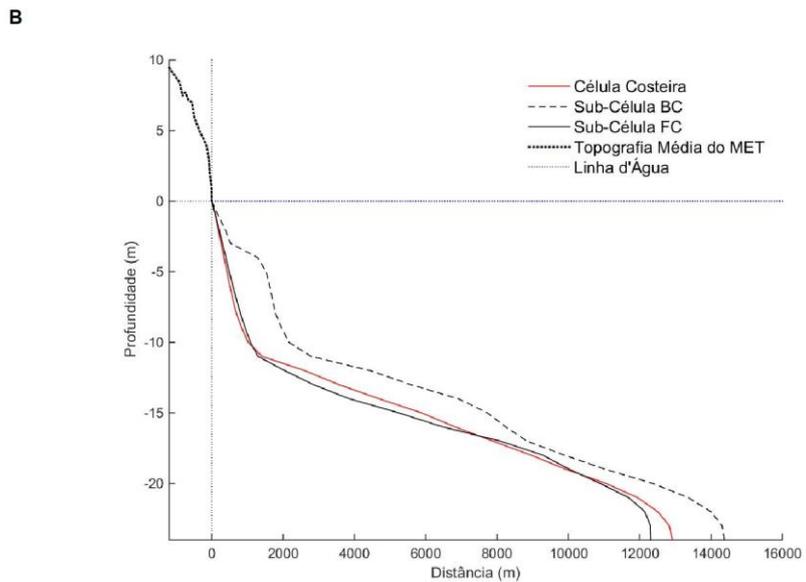
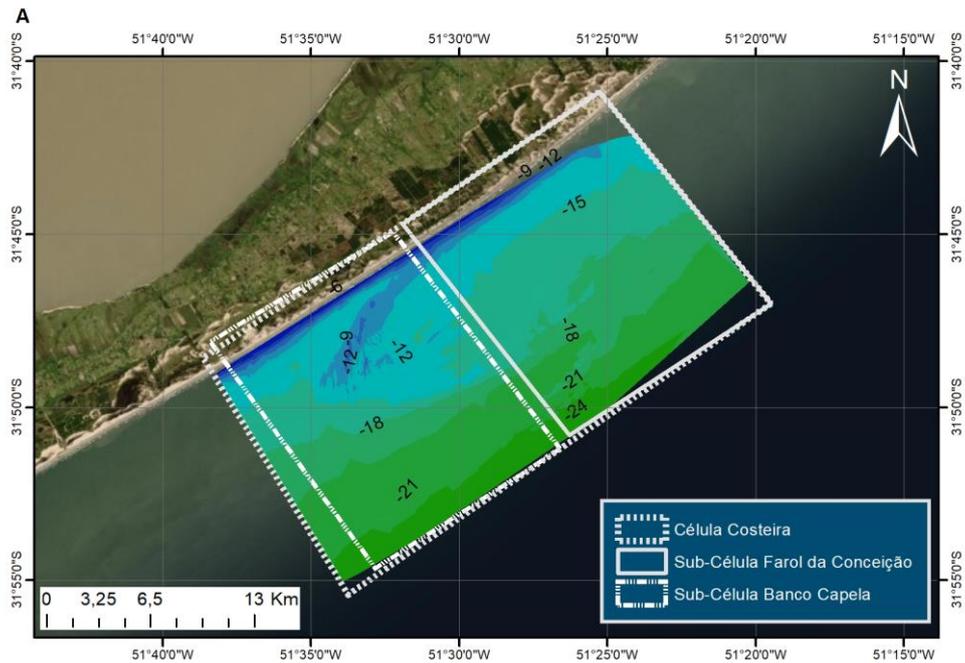


Figura 7. Batimetria da região. A) Representa a batimetria da região do Bojuru (Goulart, 2010), contendo a Células Costeiras da região e as Sub-Células Banco Capela e Farol da Conceição; B) O gráfico mostra os perfis médio da antepraia para a Célula Costeira, para cada Sub-Célula e a topografia média do MET. *Figure 7. Region Bathymetry. A) Represents the bathymetry of the Conceição Lighthouse region (Goulart, 2010), containing the Coastal Cells and the sub-cells Banco Capela and Farol da Conceição; B) The graphic of the mean shoreface profiles for the Coastal Cell, for each Sub-cell and the mean TEM topography.*

#### 2.2.4 Processamentos e Calibração dos Perfis Topográficos e Batimétricos

Os dados de topografia e de batimetria foram processados no ArcGIS™ para extrair o perfil médio topo-batimétricas (topo-bati). A metodologia aplicada segue dos trabalhos de Daley (2005) e Figueiredo (2011), para a criação do perfil médio topo-bati, que representa uma região com similaridade geomorfológica.

Os limites morfológicos superior e inferior dos perfis, sendo eles a profundidade de fechamento da antepraia superior ( $h_b$ ) e inferior ( $h_*$ ), foram determinados de duas maneiras, primeiro através equações de Hallermeier (1980) (equação 4 e 5)

$$h_b \cong 2\bar{H}_s + 11\sigma \quad (4)$$

$$h_* \cong (\bar{H}_s - 0,3\sigma) \bar{T}_s (g/5000D)^{0,5} \quad (5)$$

Onde  $\bar{H}_s$  é a altura média significativa de onda e  $\sigma$  o desvio padrão da altura significativa,  $\bar{T}_s$  é o período médio significativo das ondas,  $g$  é a gravidade e  $D$  é o tamanho médio do sedimento à uma profundidade de  $1,5 \times h_b$ . Os dados para altura de onda e período foram obtidos do site *Rede Ondas* (<https://redeondas.furg.br/pt/>), para o período de 2006 a 2016. O valor de  $D$  é referente do trabalho de Goulart (2010) caracterizado como areia muito fina. Os valores encontrados para  $h_b$  e  $h_*$ , foi de -8 e -26 m para todos os perfis.

O outro método aplicado para identificar os limites superior e inferior, foi através da quebra da declividade do perfil. Portanto, os valores considerados para  $h_b$  e  $h_*$  para os perfis foram de -8 e -20 m, sendo estes os valores assumidos como parâmetro de entrada para o modelo. Foi assumido este método devido a serie temporal dos dados de onda e a escala temporal do trabalho que é de décadas. Hands (1983) aponta que, para uma escala de décadas a profundidade de fechamento da antepraia superior e inferior estão relacionados a eventos extremos de altura de onda, enquanto que, as equações 5 e 6 consideram apenas clima de onda anual para encontrar os limites.

#### 2.2.4 Simulações

Para este estudo, foram realizadas 21 simulações (Fig. 8) com o modelo *RanSTM* e cada simulação apresenta 1000 resultados possíveis para o recuo da LC. Segundo

Carrasco e Chang (2005), 1000 soluções é ideal para representar a probabilidade da variação da LC para a escala de tempo do trabalho.

De início o modelo *RanSTM* foi rodado de modo determinístico para simular o recuo de 68m da LC para 23 anos (1996 – 2018), para estimar o BS da Célula Costeira (CC). Considerando a elevação do nível do mar (ENM) de 2 mm/ano segunda Da Silva *et al.*, (2016).

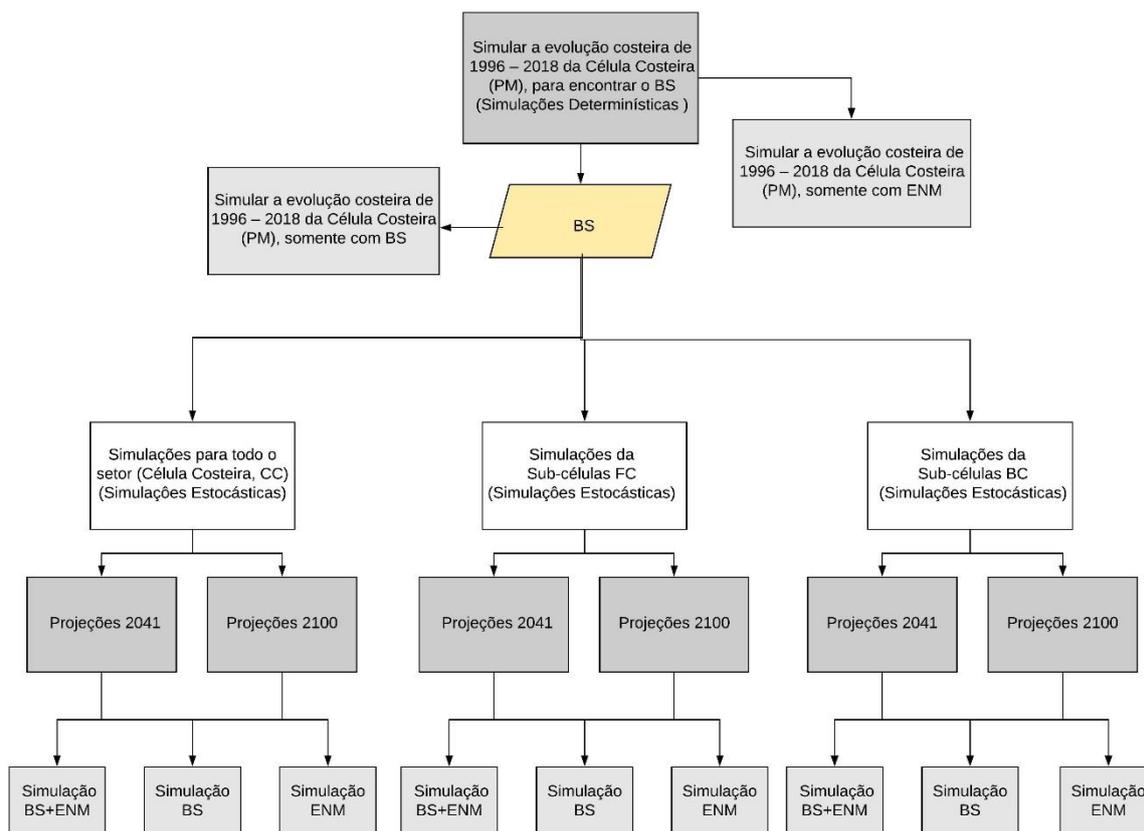


Figura 8. Simulações realizada pelo *RanSTM* para cada divisão setor. Simulação BS+ENM é a influência das duas várias juntas na evolução costeira; Simulações BS e ENM representam a influência individual de cada variável na evolução costeira. *Figure 8. RanSTM simulations for it division of the aria. BS + ENM is the simulation of the influence of the two various on coastal evolution; BS and ENM simulations represent the individual influence of each variable on coastal evolution*

O valor de BS encontrado para o período de 23 anos, foi usado como dado de *input* para as projeções futuras da LC. Com o BS encontrado, o modelo foi rodado de modo estocástico para as projeções de 2041 e 2100, onde os valores de ENM, variaram randomicamente entre o mínimo, a moda e o máximo (Tab. 1). Os dados de ENM foram

obtidos do trabalho de Jackson e Jevrejeva (2016), que analisaram a probabilidade regional da variação do nível do mar para o século 21. Sendo assim, os valores assumidos para os anos de 2041 e 2100, foram: 0,1 (min), 0,1 (moda) e 0,2 (máx) metros e 0,5, 0,5 e 1 m, respectivamente.

Tab. 2. Tabelas dos valores da elevação do nível do mar e o tipo de simulação. *Tab. 1. Tables of sea level rise values and the type of simulation.*

Nível do Mar (m)					
Período	Simulações	min	moda	max	Referência
1996 - 2018	Determinística	0,046	0,046	0,046	Da Silva <i>et al.</i> ,(2016)
2018 - 2041	Estocástica	0,1	0,1	0,2	Jackson & Jevrejeva (2016)
2018 - 2100	Estocástica	0,5	0,5	1	Jackson & Jevrejeva (2016)

### 2.2.5 Analise Estatística

Para a interpretação dos dados de saída do modelo foram gerados gráficos de probabilidade de excedência. Esta análise permite calcular a possibilidade de um evento acontecer para um determinado período de tempo, neste caso o recuo da LC. A equação da probabilidade de excedência é

$$P = 100x(m \div (n + 1)) \quad (6)$$

Na equação,  $P$  representa a porcentagem de probabilidade do evento de acontecer,  $m$  é ordem dos valores das amostras (decrecente) e  $n$  representa o número total de eventos.

## 3 Resultados e Discussões

### 3.1 Evolução Costeira dos Últimos 23 anos.

Ao analisar os perfis de praia dos últimos 23 anos (Fig. 9), assumindo a base da duna como indicador da LC, constatou-se um recuo de 68 m à uma taxa de -2,96 m/ano. Diversos trabalhos foram realizados nesta região procurando entender o padrão do recuo da LC na praia (Barletta & Calliari, 2003; Machado, (2014); Pereira et. al., 2007), através do deslocamento dos perfis de praia ao longo dos anos, demonstrando que a LC recuou - 3,6 m/ano entre 1996 e 1999, -4,37 m/ano de 1996 a 2012 e -3,7 m/ano de 1996 a 2006, respectivamente.

Dillenburg et. al. (2000) simularam a evolução costeira de larga escala do RS dos últimos 5 ka anos, usando o modelo *STM*, encontrando para a região um recuo da LC de 2,5 km à uma taxa de -0,5 m/ano.

A simulação da evolução costeira de 1996 a 2018 demonstrou que a área apresenta um déficit de sedimento de -1000 m<sup>3</sup>/m correspondendo aproximadamente -2,6x10<sup>6</sup>m<sup>3</sup> ao longo de 26 km de LC. Motta *et al.*, (2015) encontrou para o período de 1998 a 2009 um déficit de sedimento -4,8x10<sup>6</sup>m<sup>3</sup> na região utilizando dados de deriva litorânea, para estimar o BS.

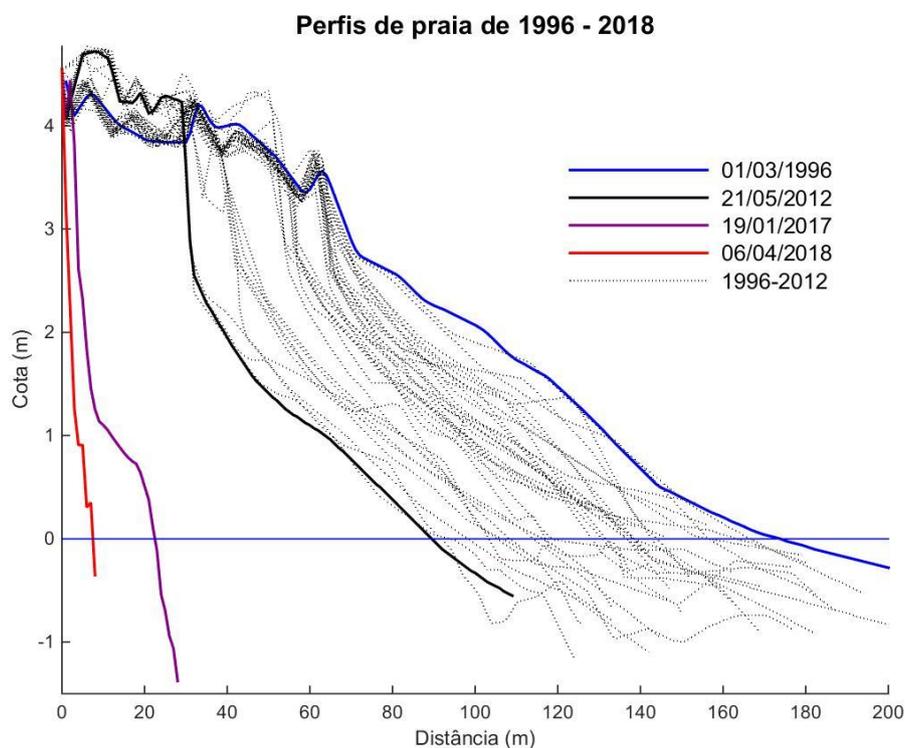


Figura 9. Perfis de praia de 1996 a 2018, que mostra um recuo de 68 m durante este período. *Figure 9. Beach profiles from 1996 to 2018, which shows a retreat of 68 m during this period.*

### 3.2 Projeções das Futuras Linhas de Costa para 2041 e 2100

Para a CC, as simulações realizadas para as projeções futuras da LC para 2041 e 2100 (Tab. 2 e as Fig. 10A e B) mostraram que o setor tem 50% de risco de apresentar um recuo de 92,2 m, a uma taxa de -4,01 m/ano para 2041, e para 2100, o recuo seria de 359,2 m, a uma taxa de -4,38 m/ano. Estas taxas se aproximam dos valores encontrados por Barletta e Calliari (2003), Pereira et. al., (2007) e Machado (2014) descritos anteriormente.

Tab. 2. Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Célula Costeira. *Tab 2. Distance values and retreat rates for 50% and 1% risk, for 2041 and 2100 for the Coastal Cell.*

Resultados	Célula Costeira					
	Total		Balanço Sedimentar		Elevação do Nível do Mar	
	2041	2100	2041	2100	2041	2100
Recuo Médio (m)	92,20	359,20	52,70	176,40	42,70	193,20
Taxa de Recuo Médio (m/ano)	4,01	4,38	2,29	2,15	1,86	2,36
1% de Risco (m)	117,22	487,61	57,20	189,30	74,20	336,76
Taxa de Recuo referente a 1% (m/ano)	5,10	5,95	2,49	2,31	3,23	4,11

Figueiredo (2013) usou o modelo *RanSTM* para simular o efeitos da mudança climática no litoral do RS, baseando-se nos dados de ENM do IPCC (2007), e encontrou para 2030, 2070 e 2100, um recuo médio da costa de 73, 209 e 316 m, a taxas de -3,7, -3,5 e -3,5 m/ano, respectivamente.

As simulações feitas para os anos 2041 e 2100, realizadas para cada sub-célula, mostraram comportamentos diferentes de regressão da LC (Tab. 3 e 4), sendo que, as maiores taxas de recuo foram encontradas na sub-célula BC. Os valores encontrados para cada projeção foram de -4,55 e -5,07 m/ano, para a sub-célula BC, e -3,85 e -4,23 m/ano, para a sub-célula FC.

Tab. 3. Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Sub - Célula FC. *Tab 3. Distance values and retreat rates for 50% and 1% risk, for 2041 and 2100 for the sub-cell FC.*

Resultados	Sub - Célula FC					
	Total		Balanço Sedimentar		Elevação do Nível do Mar	
	2041	2100	2041	2100	2041	2100
Recuo Médio (m)	88,60	347,10	50,50	172,40	40,50	186,40
Taxa de Recuo Médio (m/ano)	3,85	4,23	2,20	2,10	1,76	2,27
1% de Risco (m)	114,10	472,65	55,50	186,30	70,72	335,93
Taxa de Recuo referente a 1% (m/ano)	4,96	5,76	2,41	2,27	3,07	4,10

Tab. 4. Valores de distâncias e taxas de recuo para 50% e 1% de risco, para 2041 e 2100, para a Sub - Célula BC. *Tab 4. Distance values and retreat rates for 50% and 1% risk, for 2041 and 2100 for the sub-cell BC*

Resultados	Sub - Célula BC					
	Total		Balanço Sedimentar		Elevação do Nível do Mar	
	2041	2100	2041	2100	2041	2100
Recuo Médio (m)	104,60	415,40	52,70	176,20	54,10	251,90
Taxa de Recuo Médio (m/ano)	4,55	5,07	2,29	2,15	2,35	3,07
1% de Risco (m)	131,30	568,94	57,80	191,20	89,52	409,55
Taxa de Recuo referente a 1% (m/ano)	5,71	6,94	2,51	2,33	3,89	4,99

As diferentes taxas de erosão encontradas entre as sub-células (Fig. 10 C, D, E e F) estão relacionadas com a declividade do substrato. Diversos pesquisadores (Roy *et al.*, 1994, Dillenburg *et al.*, 2000 e Figueiredo, 2011) apontam que a diferença de declividade batimétrica produz variações nas taxas e nas distâncias de recuo da LC. Desta forma, a sub-célula BC, a qual contém o Banco Capela, apresentou a menor declividade e as maiores taxas de erosão por ano em relação à sub-célula FC, a qual apresentou a maior declividade e as menores taxas de erosão. Figueiredo (2013) encontrou o mesmo padrão de erosão para a praia do Cassino (embaçamento costeiro) e para o Farol da Conceição (projeção costeira), analisando a evolução costeira para 2030, 2070 e 2100. A praia do Cassino recuou mais quando comparada ao setor do Farol da Conceição, cujas declividades da antepraia são 0,027° e 0,070°, para cada região, respectivamente (Dillenburg *et al.*, 2000).

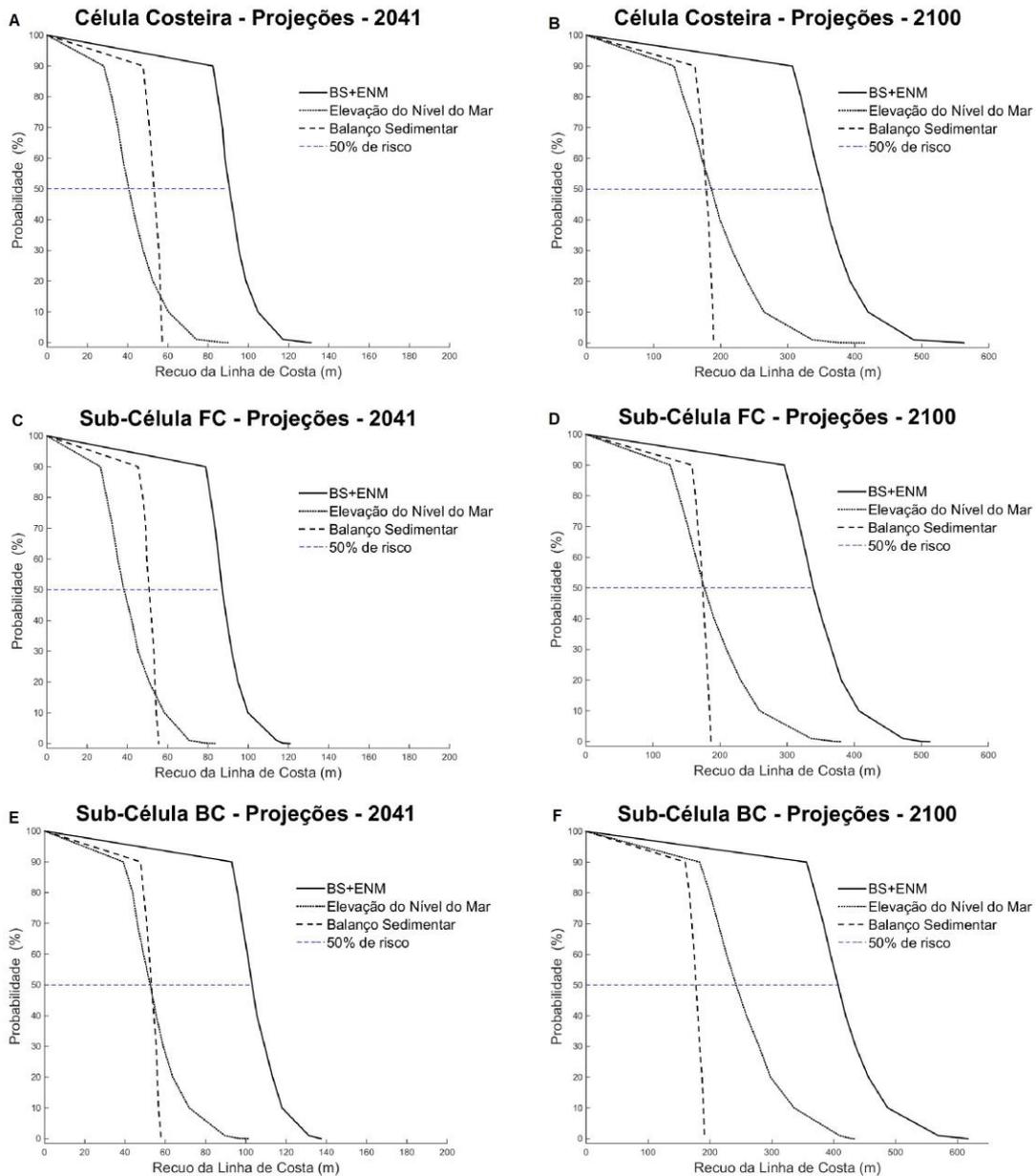


Figura 10. Resultados de probabilidade de recuo da LC para 2041 e 2100. A) Projeções para 2041 do setor CC; B) Projeções para 2100 do setor CC; C) Projeções para 2041 da sub-célula FC; D) Projeções para 2100 da sub-célula FC; E) Projeções para 2041 da sub-célula BC; F) Projeções para 2100 da sub-célula BC. *Figure 10. Shoreline retreat probability for 2041 and 2100. A) Projection of the shoreline for 2041 for CC region; B) Projection of the shoreline for 2100 for CC region; C) Projection of the shoreline for 2041 for sub-cell FC; D) Projection of the shoreline for 2100 for sub-cell FC; E) Projection of the shoreline for 2041 for sub-cell BC; F) Projection of the shoreline for 2100 for sub-cell BC.*

### 3.3 Efeito do Balanço Sedimentar e da Elevação do Nível do Mar no Recuo da Linha de Costa.

As simulações independentes feitas para cada variável (BS e ENM) foram realizadas com o intuito de quantificar o efeito de cada fator, e identificar qual a principal

componente da evolução costeira nos últimos 23 anos, e também, para as projeções de 2041 e 2100.

Tab. 5. Valores de distâncias e taxas de recuo, para 50% de risco, dos últimos 23 anos.  
*Tab 5. Distance values and retreat rates for 50% and 1% risk, for the last 23 years.*

Resultados	Simulação da Evolução Costeira de 1996 - 2018		
	Total	Balanco Sedimentar	Elevação do Nível do Mar
Recuo Médio (m)	68	54,70	15,4
Taxa de Recuo Médio (m/ano)	2,95	2,38	0,67

Dillenburg *et al.*, (2000, 2003 e 2004) apontam que a evolução costeira do RS durante os últimos 5 Ka foi conduzida, sobretudo, pelo BS, quando o nível do mar estava abaixando. O mesmo padrão descrito pelo autor foi encontrado na simulação da evolução costeira entre 1996 a 2018 (Tab. 5) no entanto para um cenário de ENM, em que as taxas médias de recuo da LC para a CC são -2,38 m/ano (recuo de 54,7 m) para o BS, e -0,67 m/ano (15,4 m de recuo) para a ENM.

Estudos mostram que setores costeiros em que a ENM corresponde à média global, outros processos são mais relevantes no recuo da LC, como por exemplo o transporte de sedimentos (Webb & Kench, 2010; Ford, 2013). No entanto, outras pesquisas, mostraram que, onde ENM é significativamente diferente da média global, como por exemplo na costa leste dos EUA (Zhang *et al.*, 2004; Gutierrez *et al.*, 2011), nas praias do Haváí (Romine *et al.*, 2013), da Papua-Nova Guiné (Shearman *et al.*, 2013) e da Europa (Le Cozannet *et al.*, 2014) demonstraram que, existe uma forte relação entre a variação do nível do mar na variação da LC. Por outro lado, onde ENM está subindo a taxas aceleradas acima da média (ex. Pacífico ocidental), o efeito da ENM na costa é mascarado por outros processos como eventos de tempestades, correntes ao longo da praia e pela influência antropogênicos (Le Cozannet *et al.*, 2013).

As projeções de LC realizadas para toda região (CC) demonstraram que o BS negativo é a principal componente para 2041 (Tab. 2 e Fig. 10A). Esta componente pode ser explicado pelos trabalhos de Lima *et al.*, (2002) e Motta *et al.*, (2015), que analisaram o transporte de sedimento longitudinal e o BS para o litoral médio do RS, sendo assim,

encontrando as maiores taxas de transporte e déficit de sedimento na região do Farol da Conceição; e segundo Dillenburg *et al.* (2000) e Martinho *et al.* (2009), estas taxas estão relacionadas com alta declividade e alta energia de onda, acarretando maiores velocidades de transporte de sedimentos para fora do setor, criando, conseqüentemente, um déficit de sedimentos ou BS negativo. Além disso, Sallenger *et al.*, (1992) e List *et al.*, (1997) ao estudarem a evolução das barreiras da Louisiana nos Estados Unidos, apontaram que o BS pode ser a principal componente da evolução costeira ao mesmo passo em que ocorre uma lenta ENM.

No entanto, as projeções para 2100 mostram que a ENM passa a ser a principal componente do recuo da LC (Tab. 2 e Fig. 10B), devido a maiores taxas de ENM esperado para 2100. Um estudo de modelagem feito em um outro setor da costa do RS, na praia do Hermenegildo, usando dados de ENM atuais, demonstrou que o BS corresponde a 58% da erosão da região (Figueiredo *et al.*, 2018). Entretanto, os mesmos pesquisadores estimaram o efeito da ENM e do BS para 2100, usando os dados do IPCC (2013) para ENM, e constataram que a ENM passa a controlar a evolução costeira, correspondendo a 79% e 85% do recuo da LC para a praia do Hermenegildo.

Em relação às sub-células FC e CC, as projeções para 2041 demonstraram que para o setor FC (Tab. 3), a principal componente da erosão é o BS, apresentando uma taxa de recuo médio maior comparada à taxa apresentada pela ENM, sendo estas -2,2 m/ano (50,5 m de recuo) e -1,76 m/ano (40,5 m de recuo), respectivamente. No entanto, para o setor BC (Tab. 4) a principal componente é a ENM, porém as duas variáveis apresentaram a mesma relevância para a evolução costeira, apresentando valores semelhantes entre as taxas médias de recuo da LC, -2,29 m/ano (52,7 m de recuo) para BS, e -2,35 m/ano (54,1 m de recuo) para ENM.

As simulações feitas para 2100 indicaram que a componente principal é a ENM para ambas as sub-células (Fig. 10D e F.), sendo que no setor FC, as taxas médias não apresentaram diferenças significativas entre ENM e BS, apresentando os respectivos valores -2,27 m/ano (186,4 de recuo) e -2,1 m/ano (172,4 m de recuo). Isto indica que as duas variáveis têm a mesma relevância na evolução deste setor. Para a sub-célula BC, os valores encontrados foram de -3,07 m/ano (251,9 de recuo) para ENM, e 2,38 m/ano (179,2 m de recuo) para BS.

A diferença entre os resultados para as sub-células reflete a variação de declividade e comprimento da antepraia entre os setores, principalmente para as projeções de 2100. Dillenburg *et. al.* (2000) e Figueiredo (2013) apontam que, sob o efeito da ENM, as regiões com as menores declividades na antepraia apresentam as maiores taxas de recuo. O mesmo padrão é observado entre as sub-células, em que as maiores taxas de recessão da LC da sub-célula BC são em relação à ENM (Fig. 10F e Tab. 4).

Ao observar os dados de recuo da LC em relação as menores probabilidades (1%) de riscos para 2041 e 2100, mostraram que, para CC a principal componente é a ENM (Tab. 2), assim como para as sub-células (Tab. 3 e 4).

#### **4 Conclusões**

Através da modelagem da resposta costeira sob diferentes cenários de ENM, foi estimado o BS dos últimos 23 anos, que resultou em 68 m de recuo da LC, e também foram projetadas as LC para 2041 (recuo de 92,2 m) e 2100 (recuo de 359,2 m). Além disso, taxas de recuo da LC foram estimadas para cada componente que influencia sua variação (ENM e BS), considerando diferentes configurações morfológicas.

Para as condições de ENM atual na região do Farol da Conceição, a principal causa da recessão da LC é o BS. As projeções feitas para as diferentes morfologias da região mostram que o Banco Capela influencia o aumento das taxas de recuo da LC devido à baixa declividade, permitindo um maior avanço do nível do mar continente adentro.

Além disso, as projeções para 2041 e 2100 mostram que, quando maior as taxas de ENM, maior será a sua influência no recuo da LC no RS, considerando que, o clima de onda e o estoque de sedimento continue o mesmo, sob o efeito da mudança climática prevista para o século XXI.

#### **5 Referências bibliográficas**

- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na Região Sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67–75.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C. & Souza, M.C. 2006. A critical review of the Mid to Late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5): 486–506.

- Barletta, R.C. & Calliari, L.J. 2003. An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central coast of RS state, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35(SI): 300–308.
- Bird, E.C.F. 1996. Coastal Erosion and rising sea level. In: Millimann J.D. and Haq, B.U. (eds.). *Sea Level Rise and Coastal subsidence*. Dordrecht, the Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 87-103.
- Bruun, P. 1962. Sea-level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Journal of Waterways Harbors Division*, 88: 117-130.
- Calliari, L.J., Tozzi, H.A., & Klein, A.H. 1998. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in the Southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIA, 70(2): 231-247.
- Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. 1994. Coastal evolution: an introduction. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.). *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 1–31.
- Carrasco, I.J. & Chang, S.Y. 2005. Random Monte Carlo simulation analysis and risk assessment for ammonia concentrations in wastewater effluent disposal. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19:134–145.
- Church, J.A. & White, N.J. 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32 (4–5): 585–602.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A.S. 2013. Sea-level rise by 2100. *Science*, 42 (6165): 1445-1445.
- Cooper, J.A.G. & Pilkey, O.H. 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43 (3–4): 157–171.
- Corrêa I.C.S. 1995. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Mar Geol* 130: 163-178.
- Cowell, P.J., Roy, P.S. & Jones, R.A. 1995. Simulation of LSCB using a Morphological Behaviour Model. *Marine Geology*, 126: 45– 61.

- Cowell, P.J., Stive, M. J.F., Niedoroda, A. W., Vriend, H. J., Swift, D.J.P., G.M., K. & Capobianco, M. 2003a. The coastal-tract (part 1): A conceptual approach to aggregated coastal modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19: 812-827.
- Cowell, P.J., Stive, M.J.F., Niedoroda, A.W., Swift, D.J.F., De Vriend, H.J., Buijsman, M.C., Nicholls, R.J., Roy, P.S., Kaminsky, G.M., Cleveringa, J., Reed, C.W., & De Boer, P.L. 2003b. The coastal-tract (part 2): A conceptual approach to aggregated coastal modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19: 828-848.
- Cowell, P.J., Thom, B.G., Jones, R. A., Everts, C.H. & Simanovic, D. 2006. Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*, 22: 232-245.
- Daley, M. 2005. *Effects of rock truncation on shoreface profile geometry*. Sydney, 121p. Bachelor of Science in Marine Honours, University of Sydney, Australia.
- Da Silva, L.M., De Freitas, S.R.C. & Dalazoana, R. 2016. Análise de séries temporais maregráficas correlacionadas com observações gnss no datum vertical brasileiro de imbituba-sc. *Revista Brasileira de Cartografia*, 68: 73-90.
- Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J. & Tomazelli, L. J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface TranslationBarrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16: 71-81.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J. & Clerot, L.C.P. 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. *In: PROCEEDINGS OF THE 5<sup>TH</sup> INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL ENGINEERING AND SCIENCE OF COASTAL SEDIMENT PROCESS* vol. 1. American Society of Civil Engineers, New York, NY. CD-ROM.
- Dillenburg, S.R., Esteves, L.S. & Tomazelli, L.J. 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIA*, 76(3): 611-623.

- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Martins, L.R. & Barbosa, E.G. 2005. Modificações de longo e curto período da linha de costa das barreiras do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 3: 9-14.
- Fletcher, C.H. 1992. Sea-level trends and physical consequences — applications to the United States shore. *Earth Science*, 33 (2): 73–109.
- Figueiredo, S.A. 2011. *External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil*. Sydney, 192p. Doctoral Thesis, Philosophy in Science, University of Sydney, Australia.
- Figueiredo, S.A. 2013. Modeling climate change effects in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 65, 1-6.
- Figueiredo, S.A., Calliari, L.J. & Machado, A.A. 2018. Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at Hermenegildo beach, Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66: 210–219.
- Ford, M. 2013. Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high-resolution satellite images: Wotje Atoll, Marshall Islands, *Remote Sensing of Environment*, 135: 130–140.
- Gornitz, V. 1991. Global coastal hazards from future sea-level rise. *Global and Planetary Change*, 89 (4): 379–398.
- Goulart, E.S. 2010. *Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS*. Rio Grande, 89p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Oceanografia, Instituto de Oceanografia Universidade Federal do Rio Grande.
- Gutierrez, B.T., Plant, N.G. & Thieler, E.R. 2011. A Bayesian network to predict coastal vulnerability to sea level rise. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 1-15.
- Hallermeier, R.J. 1980. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineer*, 4: 253–277.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on

- Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151p.
- Jackson, L.P. & Jevrejeva, S. 2016. A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Global and Planetary Change*, 146: 179–189.
- Le Cozannet, G., Garcin, M., Petitjean, L., Cazenave, A., Becker, M., Meyssignac, B., Walker, P., Devilliers, C., Le Brun, O., Lecacheux, S., Baills, A., Bulteau, T., Yates, M. & Wöppelmann, G. 2013. Exploring the relation between sea level rise and shoreline erosion using sea level reconstructions: an example in French Polynesia. *Journal of Coastal Research*, 65(sp2): 2137-2142.
- Le Cozannet, G.L., Garcin, M., Yates, M., Idier, D. & Meyssignac, B. 2014. Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes. *Earth-Science Reviews*. 138: 47–60.
- List, J.H., Sallenger, A.H., Hansen, M.E. & Jaffe, B.E. 1997. Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140: 347–365.
- Lima, S.F., Almeida, L.E.S.B. & Toldo Jr., E.E. 2001. Estimate of alongshore sediment transport from wave data at Rio Grande do Sul coast. *Pesquisas*, 28: 99-107.
- Long, N., Millescamp, B., Guillot, B., Pouget, F. & Bertin, X. 2016. Monitoring the topography of a Dynamic tidal inlet using UAV imagery. *Remote Sensing*, 8: 387.
- Machado, A. 2014. *Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do rio grande do sul*. Rio Grande, 87p. Tese de Doutorado, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal de Rio Grande.
- Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S. & Gabbianelli, G. 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*, 5: 6880–6898.

- Martinho, C.T., Dillenburg, S.R., Hesp, P. 2009. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 252: 285–293.
- Motta, L.M.D., Toldo, Jr., Ernestino, E., De Sá, L.E., De Almeida, B., & Nunes, J.C. 2015. Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Marine Research*, 73: 49-69.
- Milne, G.A., Gehrels, W.R., Hughes, C.W. & Tamisiea, M.E. 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2:471–78.
- Nicholls, R.J. & Stive, M.J.F. 2004. Society and sea-level rise requires modelling. *Science, E-Letter responses to: Pilkey and Cooper (2004)*, (issn):0036–8075.
- Nicholls, R., Hinkel, J., Tol, R., Boot, G., Vafeidis, A. & McFadden, L. 2011. A global analysis of coastal erosion of beaches due to sea-level rise: an application of DIVA. *Proceedings of Coastal Sediments*, 313–326.
- Pereira, P.S., Calliari, L.J., Barletta, R.C., Antiquiera, J.A., & Guedes, R.C. 2007. Variação Decadal dos Perfis Praiais do Farol da Conceição e terminal Turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. *In: XII COLACMAR*, 4p.
- Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Smith, A.W.S., Wu, H. & Pilkey, W.D. 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 9 (1): 255– 278.
- Rosati, J.D. 2005. Concepts in sediment budgets. *Journal of Coastal Research*, 21(2): 307–322.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. & Thom, B.G. 1994. Wave dominated coasts. In: Carter, R.W. & Woodroffe, C.D. (ed.) *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge: *Cambridge University Press*. p. 121-186.
- Romine, B.M., Fletcher, C.H., Barbee, M.M., Anderson, T.R. & Frazer, L.N. 2013. Are beach erosion rates and sea-level rise related in Hawaii?. *Global and Planetary Change*, 108: 149–157.
- Romeu, M.A.R., Fontoura, J.A.S., & Melo, E. 2015. Typical scenarios of wave regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 31(1): 61–68.

- Sallenger, A.H., Doran, K.S.Jr. & Howd P.A. 2012. Hotspot of accelerated sea-level rise on the Atlantic coast of North America. *Nature Climate Change*, 2(12): 884–888.
- Shearman, P., Bryan, J. & Walsh, J.P. 2013. Trends in Deltaic Change over Three Decades in the Asia-Pacific Region. *Journal of Coastal Research*, 29 (5): 1169–1183.
- Snaveley, N. 2008. *Scene reconstruction and visualization from internet photo collections*. Washington, 192 p. Doctoral Thesis, University of Washington.
- Snaveley, N., Seitz, S.N. & Szeliski, R. 2006. Photo Tourism: Exploring Image Collections in 3D. *ACM Transactions on Graphics*, 1–12.
- Slott, J.M., Murray, A.B. & Ashton, A.D. 2010. Large-scale responses of complex-shaped coastlines to local shoreline stabilization and climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115: 1-19.
- Speranski, N. & Calliari, L.J. 2000. Bathymetric lenses and localized coastal erosion. *Journal of Coastal Research*, 34: 209-215.
- Stive, M.J.F., Aarninkhof, Stefan G.J., Hamm, Luc, Hanson, Hans, Larson, Magnus, Wijnberg, Kathelijne M., Nicholls, Robert J. & Capobianco, Michele 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineer*, 47 (2): 211–235
- Stive, M.J.F. 2004. How important is global warming for coastal erosion? *Climate Change*, 64: 27–39.
- Tomazelli, L.J. & Villwock J.A., 1989. Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. *In: CONGRESSO DA ABEQUA II. Boletim de Resumos*, 16p.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1992. Considerações sobre a o ambiente praias e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19: 3-12.
- Tomazelli, L.J. & Dillenburg S.R. 1998. O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. *Geosul*, 14: 47- 53.

- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., Dillenburg S.R., & Dehnhardt, B.A. 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIA*, 70: 221-229.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R. & Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 30: 474-476.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn Filho, N.O., Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 79-97.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Tecnicas*, 8: 1-45.
- Webb, A.P. & Kench P.S. 2010. The dynamic response of reef islands to sea-level rise: Evidence from multi-decadal analysis of island change in the Central Pacific, *Global Planet Change*, 72(3): 234–246.
- Zhang, K., Douglas, B. & Leatherman, S. 2004. Global warming and coastal erosion. *Climate Change*, 64: 41–58.

## **Capítulo III: Síntese da Discussão e Conclusões**

### 3.1 Síntese da Discussão e Conclusões

Esta dissertação buscou entender a variação da LC nos últimos 23 anos, na região do Farol da Conceição, através de dados históricos e geológicos da evolução costeira da barreira holocênica do RS. Assim, o efeito da ENM esperado para o século XXI, decorrente das mudanças climáticas, pôde ser melhor compreendido. O estudo foi aplicado em um setor da costa caracterizado por ser uma barreira retrogradante, a qual sofre erosão há aproximadamente 5 ka. Foi possível quantificar o efeito do BS, da ENM e da geomorfologia regional sobre as taxas de recuo da LC, considerando diferentes cenários de ENM para o século XXI.

Pode-se afirmar que a geomorfologia da região influencia as taxas de erosão, uma vez que no setor no qual se localiza o Banco Capela foram encontradas as maiores taxas de recuo da LC. Esta influência se dá através da baixa declividade, a qual permite um maior avanço do nível do mar continente adentro.

Para as próximas décadas, os resultados indicam que a ENM passará a dominar a evolução costeira, considerando que não haverá variação do clima de ondas, e nem no suprimento de sedimentos na costa.

### 3.2 Referências Bibliográficas

- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na Região Sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67–75.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C. & Souza, M.C. 2006. A critical review of the Mid to Late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5): 486–506.
- Barletta, RC (2000). *Efeito da Interação Oceano-Atmosfera sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil*. 2000. Rio Grande, 134 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2000.
- Barletta, R.C. & Calliari, L.J. 2003. An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central coast of RS state, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35(SI): 300–308.

- Carrasco, I.J. & Chang, S.Y. 2005. Random Monte Carlo simulation analysis and risk assessment for ammonia concentrations in wastewater effluent disposal. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19:134–145.
- Calliari, L.J. & Klein, A.H.F. 1993. Características Morfodinamicas e Sedimentologica das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chui. RS. *Pesquisas* 20 (1): 48-56.
- Calliari, L.J., Tozzi, H.A., & Klein, A.H. 1998. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in the Southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. *In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIA*, 70(2): 231-247.
- Corrêa I.C.S. 1995. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130: 163-178.
- Cowell, P.J., Roy, P.S. & Jones, R.A. 1995. Simulation of LSCB using a Morphological Behaviour Model. *Marine Geology*, 126: 45– 61.
- Cowell, P.J., Stive, M. J.F., Niedoroda, A. W., Vriend, H. J., Swift, D.J.P., G.M., K. & Capobianco, M. 2003a. The coastal-tract (part 1): A conceptual approach to aggregated coastal modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19: 812-827.
- Cowell, P.J., Stive, M.J.F., Niedoroda, A.W., Swift, D.J.F., De Vriend, H.J., Buijsman, M.C., Nicholls, R.J., Roy, P.S., Kaminsky, G.M., Cleveringa, J., Reed, C.W., & De Boer, P.L. 2003b. The coastal-tract (part 2): A conceptual approach to aggregated coastal modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19: 828-848.
- Cowell, P.J., Thom, B.G., Jones, R. A., Everts, C.H. & Simanovic, D. 2006. Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*, 22: 232-245.
- Daley, M. 2005. *Effects of rock truncation on shoreface profile geometry*. Sydney, 121p. Bachelor of Science in Marine Science (*Honours*), University of Sydney, Australia.

- Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J. & Tomazelli, L. J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation Barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16: 71-81.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J. & Clerot, L.C.P. 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. *In: PROCEEDINGS OF THE 5<sup>TH</sup> INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL ENGINEERING AND SCIENCE OF COASTAL SEDIMENT PROCESS* vol. 1. American Society of Civil Engineers, New York, NY. CD-ROM.
- Dillenburg, S.R., Esteves, L.S. & Tomazelli, L.J. 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(3): 611-623.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Martins, L.R. & Barbosa, E.G. 2005. Modificações de longo e curto período da linha de costa das barreiras do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 3: 9-14.
- Dillenburg, S. R. & Hesp, P. A. 2009. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer -Verlag, Berlin Heidelberg — Lecture Notes in Earth Sciences vol. 107, 380 pp.
- Figueiredo, S.A. 2011. *External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil*. Sydney, 192p. PhD Thesis, Science, University of Sydney.
- Goulart, E.S. 2010. *Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS*. Rio Grande, 89p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Oceanografia, Instituto de Oceanografia Universidade Federal do Rio Grande.
- Hallermeier, R.J. 1980. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineer*, 4: 253–277.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151p.

- Jackson, L.P. & Jevrejeva, S. 2016. A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Global and Planetary Change*, 146: 179–189.
- Lima, S.F., Almeida, L.E.S.B. & Toldo Jr., E.E. 2001. Estimate of alongshore sediment transport from wave data at Rio Grande do Sul coast. *Pesquisas*, 28: 99-107.
- Long, N., Millescamp, B., Guillot, B., Pouget, F. & Bertin, X. 2016. Monitoring the topography of a Dynamic tidal inlet using UAV imagery. *Remote Sensing*, 8: 387.
- Machado, A. 2014. *Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do rio grande do sul*. Rio Grande, 87p. Tese de Doutorado, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal de Rio Grande.
- Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S. & Gabbianelli, G. 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*, 5: 6880–6898.
- Martinho, C.T., Dillenburg, S.R., Hesp, P. 2009. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 252: 285–293.
- Motta, L.M.D., Toldo, Jr., Ernestino, E., De Sá, L.E., De Almeida, B., & Nunes, J.C. 2015. Sandy sediment budget of the mid coast of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Marine Research*, 73: 49-69.
- Moore, L.J., List, J.H., Williams, S. J. & Stolper, D. 2010. Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks, *Journal of Geophysical Research*, 115.
- Pereira, P.S., Calliari, L.J., Barletta, R.C., Antiquiera, J.A., & Guedes, R.C. 2007. Variação Decadal dos Perfis Praiais do Farol da Conceição e terminal Turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. *In: XII COLACMAR*, 4p.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. & Thom, B.G. 1994. Wave dominated coasts. In: Carter, R.W. & Woodroffe, C.D. (ed.) *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge: *Cambridge University Press*. p. 121-186.

- Romeu, M.A.R., Fontoura, J.A.S., & Melo, E. 2015. Typical scenarios of wave regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 31(1): 61–68.
- Rosati, J.D. 2005. Concepts in sediment budgets. *Journal of Coastal Research*, 21(2): 307–322.
- Speranski, N. & Calliari, L.J. 2000. Bathymetric lenses and localized coastal erosion. *Journal of Coastal Research*, 34: 209-215.
- Stolper, D., List, J.H. & Thielier, E.R. 2005. Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behavior model (GEOMBEST). *Marine Geology*, 218, 17–36.
- Snavely, N. 2008. *Scene reconstruction and visualization from internet photo collections*. Washington, 192 p. PhD Thesis, University of Washington.
- Snavely, N., Seitz, S.N. & Szeliski, R. 2006. Photo Tourism: Exploring Image Collections in 3D. *ACM Transactions on Graphics*, 1–12.
- Toldo Jr, E.E., Almeida, L.E.S.B., Dillenburg, S.R., Tabajara, L.L., Ferreira, E.R. & Borghetti, C. 1993a. Parâmetros Morfodinâmicos e Deriva Litorânea da Praia de Tramandaí - RS. *Geosul*, 15: 75-88.
- Toldo Jr, E.E., Almeida, L.E.S.B., Nicolodi, J.L. & Martins, L.R. 2005. Retração e progradação da zona costeira do estado do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 3, 31–38.
- Tomazelli, L.J. & Villwock J.A., 1989. Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. *In: CONGRESSO DA ABEQUA II. Boletim de Resumos*, 16p.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1992. Considerações sobre a o ambiente praial e a deriva litoranea de sedimentosao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19: 3-12
- Tomazelli, L.J. & Dillenburg S.R. 1998. O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. *Geosul*, 14: 47- 53.

- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., Dillenburg S.R., & Dehnhardt, B.A. 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70: 221-229.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R. & Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 474-476.
- Tomazelli, L.J. & Villwock J.A. 2005. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: O Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *GRAVEL* 3:109-115.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn Filho, N.O., Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 79-97.
- Weschenfelder, J. & Ayup-Zouain, R.N. 2002.