

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**HIDROGEOMORFOLOGIA E EFEITOS DA SUBIDA DO
NÍVEL DO MAR NO BALNEÁRIO CASSINO, RS – BRASIL**

DEIVID CRISTIAN LEAL ALVES

Orientador: Prof. Dr. Jair Weschenfelder

VOLUME ÚNICO

Porto Alegre, 2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**HIDROGEOMORFOLOGIA E EFEITOS DA SUBIDA DO
NÍVEL DO MAR NO BALNEÁRIO CASSINO, RS – BRASIL**

DEIVID CRISTIAN LEAL ALVES

Orientador: Prof. Dr. Jair Weschenfelder

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Carlos Roney Armanini Tagliani – Instituto de Oceanografia,
Universidade Federal do Rio Grande (FURG)

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Ronaldo dos Santos da Rocha – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Tese de doutorado apresentada
como requisito parcial para a
obtenção do Título de Doutor em
Geociências.

Porto Alegre, 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Leal Alves, Deivid Cristian
Hidrogeomorfologia e efeitos da subida do nível do
mar no Balneário Cassino, RS - Brasil / Deivid
Cristian Leal Alves. -- 2020.
182 f.
Orientador: Jair Weschenfelder.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2020.

1. Planície Costeira do Rio Grande do Sul. 2.
Geomorfologia. 3. Mudanças Climáticas. 4. Sistema de
Informação Geográfica. 5. Modelo Digital de Elevação.
I. Weschenfelder, Jair, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Uma Tese é construída por muitas mãos. É necessária dedicação extra, muito além das nossas capacidades individuais. Após quatro anos de trabalho, reuni uma lista de nomes que quero agradecer. Busquei sintetizar nesta página a gratidão que tenho por todos aqueles que de alguma forma tornaram este trabalho possível.

Agradeço ao meu orientador Jair Weschenfelder pela confiança, acompanhando o progresso e as adversidades desta pesquisa com serenidade e otimismo. Estendo meus agradecimentos a todos que compõem o Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGGEO-UFRGS), pela presteza e gentileza com que sempre fui acolhido. Destaco também o apoio determinante do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) através de bolsa e taxa de bancada, que financiaram meus estudos e parte do material empregado neste trabalho.

Agradeço excepcionalmente a minha esposa Marlize Cravo e aos amigos Jean Espinoza e Miguel Albuquerque, pelo ininterrupto apoio pessoal e científico. Também agradeço a ajuda inestimável dos amigos e colegas Bento Gonzaga, André Westphalen, Eduardo Rosca, João Ferreira, Paulo Salati, Christian Enríquez, Raylton Bendô, Rodrigo Simões, Delnir Lemos, Jefferson Santos, Éder Maier, Pedro Almeida e Rodrigo Monteiro na aquisição, tratamento e/ou análise dos dados. Agradeço aos professores Iran Corrêa, Ronaldo Rocha e João Nicolodi pelas contribuições na etapa de qualificação; Lauro Calliari pela colaboração no capítulo 2; e Carlos Tagliani pela avaliação da Tese.

Destaco que esta pesquisa teve apoio fundamental do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul (IFRS-Campus Rio Grande) através do acesso aos laboratórios, equipamentos e viaturas. Meu agradecimento aos alunos do curso técnico em Geoprocessamento (IFRS), graduação e pós-graduação em Geografia, Oceanologia e Gerenciamento Costeiro da Universidade Federal do Rio Grande (FURG) pela constante ajuda nas atividades de campo.

Por fim, mas de igual maneira importante, agradeço a minha mãe Iara Leal, aos meus tios Maria Alves e Júlio Silveira, ao meu primo Shenon Sander, e aos amigos Leon Puccinelli, Gabriele Marins, Patrick Mattos, Rodrigo Henriques e Suzana Treichel por toda sorte, alegria e apoio que vocês me ofertaram quando mais precisei.

Muito obrigado.

RESUMO

O Balneário Cassino está localizado sobre uma barreira costeira progradante, com evolução geológica associada à regressão marinha iniciada após o último máximo transgressivo Holocênico (barreira IV). A configuração geomorfológica do sítio físico estabelece uma alta suscetibilidade física a alagamentos e inundações, condição que será potencializada progressivamente devido às mudanças climáticas previstas pelo IPCC. Nesta pesquisa foi utilizado um conjunto de metodologias com enfoque geoespacial para identificar e quantificar as principais suscetibilidades associadas à hidrogeomorfologia da área de estudo, assim como os eventuais efeitos da subida do nível do mar no que tange as inundações diretas (intrusão marinha) e indiretas (emersão do nível freático). De forma geral, a barreira Holocênica apresenta uma macrodrenagem regulada pela combinação da orientação dos depósitos sedimentares, na forma de cordões litorâneos regressivos, e do nível da base costeiro. Através da análise de fluxos superficiais, foi identificada uma rede de drenagem mista formada por padrão paralelo e dendrítico. O padrão dendrítico tem predomínio quando na ocorrência de lençóis de areias transgressivos, substrato majoritário da área urbana, dando origem aos divisores de águas de microbacias costeiras. A reconstrução topográfica de alta resolução realizada por levantamento VANT e algoritmo SfM sobre a porção mais próxima da atual linha de costa e o emprego de abordagem *bathtub*, permitiu mapear o potencial de inundação dos terrenos baixos do Balneário Cassino com base nas cotas de subida do nível do mar propostas pelo IPCC. Assim, se constatou a alta suscetibilidade das áreas localizadas no reverso do cordão de dunas ativas e daquelas próximas as calhas dos canais de drenagem costeiros (sangradouros). Já o monitoramento do nível freático demonstrou a significativa contribuição dos pulsos de infiltração e recarga na variação da zona vadosa. De forma secundária, foi possível identificar a contribuição da energia de ondas e ventos do quadrante S na variação do mesmo. Os resultados também sugerem a estreita relação entre a profundidade do nível freático e a morfologia de cristas e cavas do substrato transgressivo. A modelagem de emersão das águas subterrâneas impulsionadas pela subida do nível do mar demonstrou que para além das inundações diretas, o Balneário Cassino apresenta alta suscetibilidade a inundações indiretas quando os períodos de estreitamento da zona vadosa (meses de maior recarga) são combinados com projeções de subida do nível do mar. Esses resultados demonstram a alta suscetibilidade do sítio em questão a eventos de alagamento e inundações e como esses fenômenos serão potencializados pelas atuais projeções de subida do nível do mar.

Palavras-chave: Geomorfologia, Mudanças Climáticas, Sistema de Informação Geográfica, Modelo Digital de Elevação, sistemas-sensores de baixo custo.

ABSTRACT

The Cassino balneary is located on a coastal prograded barrier, with geological evolution associated with the marine regression that started after the last maximum Holocene transgressive (barrier IV). The geomorphological configuration of the physical site establishes a high physical susceptibility to floods and inundations, a condition that will be progressively enhanced due to the climate changes predicted by the IPCC. In this research, a set of methodologies with a geospatial approach was used to identify and quantify the main susceptibilities associated with the study area hydrogeomorphology, as well as the possible effects of sea-level rise in terms of direct (marine intrusion) and indirect (emergence of the water table) form. In general, the Holocene barrier presents a macrodrainage regulated by the combination of the sedimentary deposits orientation, in the form of relict foredune ridges, and the level of the coastal base. Through the surface flows analysis, a mixed drainage network formed by a parallel and dendritic pattern was identified. The dendritic pattern is predominant when transgressive sand sheets occur, a major substrate of the urban area, giving rise to the coastal basin dividers. The high resolution topographic reconstruction performed by UAV survey, the SfM algorithm on the closest part of the current coastline, and the use of a bathtub approach, allowed mapping the flood potential of the low lands of the Casino balneary based on the sea level rise quotas proposed by the IPCC. Thus, it was verified the high susceptibility of the areas located in the active dune cord reverse and of those close to the troughs of the coastal drainage streams (washouts). The monitoring of the phreatic level demonstrated the significant contribution of the infiltration and recharge pulses in the variation of the vadose zone. Secondly, it was possible to identify the contribution of wave and wind energy in the S quadrant in its variation. The results also suggest the close relationship between the water table depth and the morphology of ridges and pits. The modeling of groundwater emergence driven by sea level rise demonstrated that in addition to direct flooding, Cassino balneary is highly susceptible to indirect flooding when periods of vadose zone narrowing (months of highest recharge) are combined with projections of sea-level rise. These results demonstrate the high susceptibility of the site in question to flooding and inundation events and how the current projections of sea-level rise will enhance these phenomena.

Keywords: Geomorphology, Climate Change, Geographic Information System, Digital Elevation Model, low-cost sensor-systems.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Figura 1.	Mapa de localização da área de estudo – identificação das principais feições hidrográficas, costeiras e urbanas da Barreira Cassino sobre imagem do sensor orbital Sentinel-2B.....	19
Figura 2.	Projeções de subida do nível do mar entre 2081-2100 com destaque para os dois cenários extremos (RCPs 2.6 e 2.8). Fonte: IPCC (2013).....	28
Figura 3.	Diagrama esquemático dos princípios da análise geomorfométrica. No topo, as áreas científicas e respectivas áreas afins associadas a geomorfometria; no centro, seus métodos e produtos; abaixo, os campos de aplicação. Fonte: Adaptado Pike <i>et al.</i> (2009).....	32
Figura 4.	Exemplificação gráfica das etapas metodológicas para a extração de objetos e parâmetros na análise geomorfométrica. Fonte: Adaptado de Pike <i>et al.</i> (2009).....	33
Figura 5.	Representação gráfica da grade retangular de um MDE na forma de um conjunto de blocos, onde a elevação (altura do bloco) é a única a variar, visto que o tamanho da célula (resolução espacial) é fixo. A figura da esquerda possui um número maior de blocos do que a da direita, o que significa uma maior resolução espacial, além de uma possível quantização mais detalhada. Fonte: adaptado de Safe Software (2014)...	35
Figura 6.	Dado digital de um sensor remoto no formato matricial ou <i>raster</i> . A direita, os valores de brilho (BV) dos elementos da cena (célula/pixel) estão localizados em cada intersecção de linhas (<i>i</i>) e colunas (<i>j</i>). Na esquerda, a quantização desses valores digitais é mostrado em intervalo de 0 a 255 (o que indica o armazenamento em 8 bits), além da escala de níveis de cinza associada. Fonte: Adaptado de Jensen (2009).....	36
Figura 7.	Diferença prática entre MDS e MDT. Os pontos azuis indicam a cota de coleta. A linha vermelha indica o comportamento do modelo de elevação conforme a sua referência de superfície. Fonte: Adaptado de <i>Caribbean Handbook on Risk Management</i> (2017).....	39
Figura 8.	Representação geomorfométrica do gradiente de declividade (a) e orientação das vertentes (b) em níveis de cinza. Fonte: Adaptado de Li <i>et al.</i> (2005).....	51
Figura 9.	Esquema gráfico da relação entre superfície topográfica, elipsoide de referência, superfície do geoide (ondulação geoidal) e a relação com a equação da altitude ortométrica. Fonte: Adaptado de ESRI (2003).....	59
Figura 10.	Representação de matrizes com o conjunto de movimentos do tipo <i>four-way</i> (A) e <i>eight-way</i> (B). Fonte: Adaptado de Longley <i>et al.</i> (2013).....	62
Figura 11.	Exemplos do comportamento dos três tipos de regras de movimentos na avaliação de inundação. a) <i>zero-way</i> ou não-conectada, onde todas as células com valor de elevação menor que a cota são inundadas simultaneamente; b) <i>four-way</i> , além da elevação, as células precisam estar conectadas a fonte ou adjacentes a células inundadas conforme as quatro posições cardeais; c) <i>eight-way</i> , semelhante a <i>four-way</i> , mas também possibilita a conexão com células posicionadas diagonalmente.	

	Fonte: Adaptado de Yunus <i>et al.</i> (2016).....	63
Figura 12.	Análise hidrológica de um modelo matricial. O número em cada célula equivale ao custo de deslocamento. As setas indicam a direção de escoamento entre as células/pixel adjacentes usando como regra o movimento <i>eight-way</i> . A tendência do fluxo é percorrer a rota com o menor valor de atrito e escoar para o ponto mais baixo, neste caso o talvegue representado pelos valores no centro da imagem. Fonte: Adaptado de Longley <i>et al.</i> (2013).....	64
Figura 13.	Exemplo de um modelo digital de superfície fruto de levantamento LiDAR. Na imagem A, o modelo mostra a obstrução do canal promovido por uma ponte; em B, a correção da hidro-conectividade. Fonte: Poppenga & Worstell (2016).....	65
Figura 14.	Diagrama conceitual da ascensão vertical do nível freático pelo efeito da subida do nível do mar em ambiente de ilha barreira A) mostra a relação entre o nível do mar e o nível freático, destacando em azul claro a água doce. B) representa os efeitos de subida do nível do mar, com a consequente redução da lente de água doce e da espessura da zona vadosa. Fonte: Masterson <i>et al.</i> (2014).....	67
Figura 15.	Profundidade do nível freático em cenários de subida do nível do mar para ambiente de barreira arenosa em Stinson Beach (California, EUA). Fonte: Adaptado de Hoover <i>et al.</i> (2017).....	68
Capítulo 2		
Figure 1.	The Cassino barrier (northern barrier section) Brazilian south coast.....	75
Figure 2.	Workflow for the extraction of the Cassino barrier drainage network.....	77
Figure 3.	Topography of the Cassino barrier. The highest and most steep areas represent the coastal slope of the Pleistocene barrier, which drains into the interior of the Holocene Plain. A) DEM (method of filling process). B) Barrier slope gradient with natural breaks. C) Surface aspect with the geographical north as the azimuth reference.....	80
Figure 4.	Result of hydrological workflow. A) Major flow direction represented by vectors (20 pixels grouping average); B) Grayscale flow accumulation. Only the two main NE orientation streams are distinguished in the image; C) Stream ordering of the drainage network based on Strahler classification. Occurrence of at least 4 orders; D) Basins drainage delimitation with clear distinction between inland basins, with lagoon oriented outflow and a series of small coastal basins with outflow in the beach system.....	81
Figure 5.	Flow direction alteration in the occurrence of transgressive dune sheets (TDS) formation. The TDS topography, even with low amplitude, refracts the flow direction, establishing a new downstream orientation and filling the swales. Profile A corresponds to the occurrence of TDS formation in the Cassino barrier interior. Profile B corresponds to the occurrence of TDS formation in a more modern phase, near the current coastline.....	82
Figure 6.	The Cassino barrier aspect with overlapping of six boundaries of each set of foredune ridges proposed by Dillenburg <i>et al.</i> (2017).....	83

Figure 7.	Basin delimitation and drainage network extraction. The wetland identification through NDWI method.....	84
Figure 8.	Topography and Cassino barrier drainage network. The 1st order streams have dendritic pattern, while 2nd order (or higher) streams tend to a parallel pattern. The red dotted line indicates the boundaries between the sets, according to Dillenburg <i>et al.</i> (2017).....	85
Figure 9.	Four foredune ridges topographic profiles extracted from DEM. The blue dotted line represents the drainage network extracted through hydrological modeling. In the true-color composition of the GeoEye-2015 image it is possible to distinguish the drainage record in the swales, but not in the ridges. However, the stream topography is preserved in profiles 1 through 4.....	87
Figure 10.	Drainage system of the lands partially covered by the modern phase of the TDS formations. The drainage network and wetlands were overlapped on the aerial photography (1964), before the urban consolidation.....	89
Figure 11.	Aerial photographs of the Cassino barrier obtained by UAV. A) Drainage network installed to the leeward of a TDS formations. B) Continuity of the drainage network of photograph A, crossing the urban area. It is possible to identify urban occupation advancing over the wetlands, with the drainage line crossing the consolidated urban area. C) Low transport gradient drainage, similar to an anastomosed system, with flow direction into the barrier. D) Boundary between a TDS formation and the low terrain of Set 6. E) NE-oriented parallel pattern drainage network. F) Saltmarsh located near the parallel network's outflow of photograph E.....	91

Capítulo 3

Figure 1.	Study area location map.....	102
Figure 2.	GNSS-RTK survey. A) base antenna; B) GCP survey on target; C) survey of GCP in bike lane; D) Road culvert coordinate survey.....	105
Figure 3.	Workflow of UAV-SfM and GNSS-RTK data acquisition, processing, and verification steps.....	106
Figure 4.	Scheme with the terminology and reference employed for the coastline. Adapted from USAC (1984).....	108
Figure 5.	Example of applying the mosaicking technique for hydro-enforcement. A) Before processing, the road culvert surface blocks the water flow. B) After processing, the opening simulates the water passage allowed by the culvert.....	110
Figure 6.	Workflow of bathtub approach in GIS software. Adapted from NOAA.....	111
Figure 7.	A) Frequency and distribution of elevation errors; B) Coefficient of determination (R^2) for elevation between independent check points (CKPs) and DTM.....	115
Figure 8.	Bathtub modeling for the 2046-2065 range of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.....	117

Figure 9.	Bathtub modeling for the 2081-2100 range of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.....	118
Figure 10.	Bathtub modeling for the 2100 of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.....	119
Figure 11.	Graph showing the evolution of the exposed area to each RCP scenario in the range 2046-2065, 2081-2100 and 2100. The graphs show the 'higher' and 'lower' values of the impacted area according to the respective scenario, as well as the 'median' values (black squares) expressed in the maps of the figures 8, 9 and 10.....	122

Capítulo 4

Figure 1.	Study area map with location of monitoring wells.....	132
Figure 2.	Components of monitoring wells. A) Sensor-system: Arduino microcontroller, microSDcard, shield data logger and HC-SR04 module; B) PVC tube perforated and partially covered with geotextile sheet; C) Sensor-system in the urban area; D) Sensor-system in dune swale.....	134
Figure 3.	Workflow for determining groundwater rise.....	137
Figure 4.	Variations of the water table over the seasonal monitoring carried out in 2018. A) Monitoring well 1; B) Monitoring well 2; and C) Monitoring well 3	140
Figure 5.	Seasonal contribution of the variables that acted in the oscillation of the water table in the three wells installed on Cassino beach during the high-frequency monitoring carried out in 2018. Acronyms of the components: Undetermined (UNDT), Precipitation (PREC), Significant Wave Height (SWaH), Mean Wave Direction (MWaD), Peak Wave Period (PWaP), Atmospheric Pressure (ATMP), Mean Wind Direction (MWiD), Wind Speed (WiSP) and Astronomical Tide (ASTT).....	143
Figure 6.	Mapping of the water table in the Balneary Casino. The legend values represent the depth of the water table through the interpretation of the radargram, with vertical uncertainty ranging from 7 to 15 cm. The values were not adjusted to topography, representing the distance between the surface and the saturated zone, and can be taken as the approximate thickness of the vadose zone for each 2018 season.....	146
Figure 7.	Conceptual diagram of the indirect flooding from the rise in the water table caused by SLR. A) Current position of the water table; B) Increase in the height of the water table (variation of h).....	147
Figure 8.	Simulation of groundwater rise in the Cassino balneary for the RCP 2.6 (A) and RCP 8.5 (B) scenarios.....	150
Figure 9.	Distribution of rainfall and variation of the water table caused by infiltration and recharge pulses throughout 2018.....	151
Figure 10.	Topography and location of groundwater monitoring wells (Antônio Caringi street). The elevation was adjusted by the geoidal height obtained by the MAPGEO 2015 software. The figure has a vertical exaggeration to highlight the topographic and water table variations, given the smooth slope of the terrain.....	153

LISTA DE TABELAS

Capítulo 3

Table 1.	Statistical summary of photogrammetric block processing parameters.....	113
Table 2.	Sea-level rise modeling for IPCC projections according to time interval and RCP scenario.....	120

Capítulo 4

Table 1.	Summary of the main statistics of the monitoring wells according to the season. Annual values per season were also included. The samples refer to the records executed by the sensor-system in a cyclic interval of 10 minutes with values in meters.....	141
Table 2.	RMSE values of the digital groundwater-surface models according to check values per station.....	144
Table 3.	The values of groundwater rise projections from the IPCC sea-level rise scenarios. The projections were based on the average and minimum depth for each season. The current coastline (adopted as the base of the foredunes) was the benchmark for the sea-level rise projections.....	148

LISTA DE SIGLAS

ALM	Agência de Desenvolvimento da Bacia da Lagoa Mirim
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
AR5	Fifth Assessment Report
CEPAL	Comissão Econômica para a América Latina e o Caribe
CKP	Checkpoint
DEM	Digital Elevation Model
DLS	Data logger shield
DSM	Digital Surface Model
DTM	Digital Terrain Model
ECLAC	Economic Commission for Latin America and the Caribbean
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ESA	European Space Agency
FEMA	Federal Emergency Management Agency
GCP	Ground Control Points
GEE	Gases do Efeito Estufa
GIS	Geographic Information System
GMSL	Global Mean Sea Level
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPR	Ground Penetrating Radar
GPS	Global Positioning System
GSD	Ground Sample Distance
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDE	Integrated Development Environment
IDS	Ingegneria dei Sistemi
IDW	Inverse Distance Weighting
IMU	Inertial Measurement Unit
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LGM	Last Glacial Maximum
LiDAR	Light Detection And Ranging
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDS	Modelo Digital de Superfície
MDT	Modelo Digital de Terreno
MFD	Multiple Flow Direction
MHHW	Mean Higher High Water
MHW	Mean High Water
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAVSTAR	NAVigation Satellite with Time And Ranging
NDWI	Normalized Difference Water Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRM	Nível Relativo do Mar
OLI	Operational Land Imager
PBMC	Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas
PCRS	Planície Costeira do Rio Grande do Sul
PDOP	Position Dilution of Precision
PMRG	Prefeitura Municipal do Rio Grande
PNMC	Política Nacional sobre Mudança do Clima
PRISM	Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Root Mean Square Error
RPAS	Remotely Piloted Aircraft Systems
RSCP	Rio Grande do Sul Coastal Plain
RTK	Real-Time Kinematic
SfM	Structure-from-Motion

SGB	Sistema Geodésico Brasileiro
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SiMCosta	Sistema de Monitoramento Costeiro/Brazilian Coast Monitoring System
SLR	Sea-Level Rise
SVD	Singular Value Decomposition
TBDEM	Topobathymetric Digital Elevation Model
TDS	Transgressive dune sheet
UAS	Unmanned Aerial System
UAV	Unmanned Aerial Vehicle
UMG	Último Máximo Glacial
UTC	Coordinated Universal Time
USACE	United States Corps of Engineers
USGS	United States Geological Survey
VLOS	Visual line-of-sight

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
LISTA DE FIGURAS.....	3
LISTA DE TABELAS.....	7
LISTA DE SIGLAS.....	8
SUMÁRIO.....	10
ESTRUTURA DA TESE.....	12
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Considerações iniciais.....	13
1.2. Qualificação do problema e justificativa.....	15
1.3. Hipóteses.....	17
1.4. Objetivos.....	18
1.5. Área de estudo.....	18
1.6. Material e métodos.....	20
1.7. Referencial teórico.....	21
1.7.1. Nível do mar e linha de costa.....	22
1.7.1.1. Oscilações de longo termo do nível do mar.....	22
1.7.1.2. Oscilações de curto termo do nível do mar.....	24
1.7.1.3. Mudanças climáticas e projeções de subida do nível do mar.....	26
1.7.1.4. Hidrogeomorfologia e sistemas costeiros.....	29
1.7.2. Representação digital da superfície terrestre.....	30
1.7.2.1. Análise de superfície a partir da geomorfometria.....	31
1.7.2.2. A natureza dos dados matriciais.....	33
1.7.2.3. Modelos digitais de elevação.....	37
1.7.2.4. Tecnologias para a aquisição de dados digitais de elevação	40
1.7.3. Análise hidrológica através da modelagem de superfície.....	48
1.7.3.1. Análise geomorfológica de superfícies digitais.....	48
1.7.3.2. Resolução espacial de MDE aplicados a modelos hidrológicos.....	52
1.7.3.3. Referência vertical e métodos para a determinação do nível do mar local.....	54
1.7.3.4. Abordagem <i>bathtub</i> e regras de conectividade hidrológica.....	60
1.7.3.5. Integração de dados em modelos hidrológicos de superfície.....	66
CAPÍTULO 2 – A NEW VIEW OF THE COASTAL DRAINAGE SYSTEM FOR A HOLOCENE PROGRADED BARRIER: CASSINO BEACH, RS-BRAZIL.....	72

CAPÍTULO 3 – DIGITAL ELEVATION MODEL GENERATION WITH UAV-SFM PHOTOGRAMMETRY TECHNIQUES FOR SEA-LEVEL RISE MAPPING IN THE CASSINO BEACH, BRAZIL.....	99
CAPÍTULO 4 – SEASONAL WATER TABLE DYNAMICS AND EFFECTS OF A RISING SEA-LEVEL IN THE LOW-LYING SANDY COAST OF CASSINO BEACH, SOUTHERN BRAZIL.....	130
CAPÍTULO 5 – ANÁLISE INTEGRADORA.....	162
5.1. Síntese dos resultados e discussão.....	162
5.2. Recomendações e possibilidades de trabalhos futuros.....	165
5.3. Conclusões.....	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168

ESTRUTURA DA TESE

Esta Tese de Doutorado está estruturada em cinco capítulos, sendo os capítulos 2, 3 e 4 na forma de artigos. Assim, sua organização compreende as seguintes partes principais:

O Capítulo 1 contextualiza a pesquisa, introduzindo o tema, descrevendo o problema, a justificativa e as hipóteses da Tese, além de elencar os objetivos e as características da área de estudo. Neste capítulo também é apresentada uma revisão dos principais conceitos teóricos e metodológicos abordados nesta Tese.

O Capítulo 2 compreende o artigo *A new view of the coastal drainage system for a Holocene prograded barrier: Cassino Beach, RS-Brazil*, onde são apresentados os resultados da metodologia de extração de rede de drenagem e delimitação de bacias a partir de dados orbitais, bem como a interpretação hidrogeomorfológica do sistema de macrodrenagem da Barreira Cassino (Barreira IV). Este artigo foi submetido ao periódico *Geomorphology* (Qualis A1) e encontra-se em avaliação.

O Capítulo 3 compreende o artigo *Digital Elevation Model generation with UAV-SfM photogrammetry techniques for sea-level rise mapping in the Cassino Beach, Brazil*, onde são apresentados os resultados da implementação de modelo geoespacial para a determinação do potencial de inundação costeira. A avaliação de inundação teve como base as projeções de subida do nível do mar propostas pelo quinto relatório do IPCC. Este artigo foi submetido ao periódico *Applied Geomatics* (Qualis A1) e encontra-se em avaliação.

O Capítulo 4 compreende o artigo *Seasonal water table dynamics and effects of a rising sea-level in the low-lying sandy coast of Cassino Beach, southern Brazil*, onde são expostos os resultados do monitoramento sazonal do nível freático no Balneário Cassino, a análise de forçantes meteorológicas e oceanográficas frente a sua oscilação de alta frequência e a modelagem dos efeitos das mudanças climáticas previstas pelo IPCC. Este artigo foi submetido ao periódico *Journal of Hydrology* (Qualis A1) e encontra-se em avaliação.

O Capítulo 5 remete a análise integradora dos resultados obtidos. Também são abordados os objetivos alcançados e hipóteses afirmadas, bem como recomendações para eventuais pesquisas que poderão ser executadas a fim de complementar ou aperfeiçoar os resultados desta Tese.

Observações sobre a organização:

- As referências bibliográficas dos capítulos 1 e 5 se encontram ao final do capítulo 5;
- Os capítulos na forma de artigo (2, 3 e 4) possuem lista de referências próprias.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

As áreas costeiras estão localizadas na interface continente-oceano e possuem grande sensibilidade às mudanças climáticas, visto que representam paisagens com significativa variabilidade espaço-temporal frente às forçantes de longo e curto termo (Garrison, 2010; Muehe, 2013). Aliado a esse alto dinamismo, a interferência antrópica na zona costeira produz uma série de respostas ambientais que podem elevar o grau de instabilidade destas paisagens (Nordstrom, 2010). Nessa perspectiva, a projeção de cenários surge da necessidade de antever os impactos causados pelas mudanças climáticas, visando a preservação dos sistemas socioeconômicos e ambientais através de ações mitigadoras contidas em planos de adaptação costeira (PBMC, 2016).

O esforço científico internacional materializado através do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change* – IPCC) têm apresentado resultados com expressiva confiabilidade estatística indicando que o século XXI será marcado pela alteração na frequência, distribuição e duração de eventos extremos. O quinto relatório do IPCC (2014a) evidencia que nas últimas décadas houve uma intensificação dos prejuízos causados por fenômenos climáticos, associados a anomalias nos processos naturais possivelmente potencializados pela ação humana, sendo esses impactos verificados principalmente ao longo da zona costeira.

As observações apresentadas no relatório do Grupo de Trabalho I (IPCC, 2013), indicam que o incremento no armazenamento de calor no sistema terrestre, que tem se dado, sobretudo, nos oceanos, é parte fundamental para o entendimento das alterações promovidas pela concentração de gases do efeito estufa (GEE). Nesse sentido, um dos mais preocupantes impactos apontados para as próximas décadas é a expressiva subida do nível do mar. A oscilação positiva no nível do mar promovida pelas mudanças climáticas se desenvolve principalmente pela expansão da água do oceano à medida do seu aquecimento e pela elevada transferência das águas continentais para a bacia oceânica, particularmente o aporte oriundo do degelo continental (IPCC, 2014a). O resultado esperado da subida do nível do mar é a inundação permanente (*coastal inundation*) dos terrenos baixos próximos às atuais linhas de costa (Flick *et al.*, 2014; Leon *et al.*, 2014; Gesch *et al.*, 2019).

Entretanto, as mudanças climáticas apontadas para este século não se restringem às oscilações de médio e longo prazo no nível médio dos mares. O relatório do Grupo de Trabalho I (IPCC, 2013) ainda ressalta que mudanças nos padrões ciclogênicos podem repercutir na intensificação de impactos relacionados a tempestades, além de um aumento na frequência dos eventos de intensa precipitação. As marés meteorológicas (*storm surges*) provocam o empilhamento d'água ao longo da zona costeira em função dos efeitos do transporte de Ekman, que age a partir da combinação entre a força rotacional terrestre e fortes ventos que sopram sobre extensas pistas oceânicas (Garrison, 2010). O resultado de tais processos é chamado de inundação costeira (*coastal flooding*) ou ressaca (PBMC, 2016) que pode ser entendida como a sobrelevação momentânea do nível do mar local, fazendo com que as águas invadam temporariamente as cotas mais baixas dos terrenos adjacentes à linha de costa (Souza, 2004; Flick *et al.*, 2014; Maia *et al.*, 2016; Machado & Calliari, 2016).

Já a tendência crescente de chuvas provocados por tempestades que atuam sobre os continentes, resulta em uma maior sobrecarga nos sistemas hidrogeomorfológicos, o que implica no aumento da ocorrência de alagamentos. Isso não significa necessariamente um aumento dos valores médios acumulados, mas sim uma concentração dos valores acumulados em curtos períodos de tempo, como chuvas concentradas, sucedidas por períodos de estiagem (IPCC, 2013; PBMC, 2016). Neste sentido, o termo alagamento pode ser definido como o represamento das águas pluviais devido à deficiência dos sistemas de drenagem, normalmente vinculado a características geológicas e morfológicas, somadas a alterações na cobertura do solo como a impermeabilização e a compactação sem a devida infraestrutura de controle pluvial; alterando assim o coeficiente de escoamento superficial, a capacidade de infiltração e de armazenamento hídrico do solo (Araújo *et al.*, 2009; Canholi, 2013; Miguez *et al.* 2018).

Conforme o Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima (MMA, 2016a) o Brasil, assim como grande parte da América do Sul, já apresenta registros dessas mudanças climáticas, tais como: aumento de temperatura de até 2,5°C na região costeira do Brasil entre 1901 e 2012; aumento no número de dias com chuvas acima de 30 mm na região sudeste do país; aumento da temperatura do mar no Atlântico Sul e mudanças na salinidade; aumento na ocorrência e influência dos eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) no clima continental do país (MMA, 2016b). Segundo o relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC,

2016) os modelos de previsão apontam que intensificação dos eventos já em curso, como enchentes e alagamentos, aumentará consideravelmente a vulnerabilidade da região Sul do Brasil ainda neste século.

Com uma faixa litorânea de aproximadamente 8.700 km banhada pelo Oceano Atlântico e com 60% de sua população ocupando cidades costeiras (PBMC, 2016) as principais vulnerabilidades a eventos hidrometeorológicos e oceanográficos extremos no Brasil apontadas pelo PNAMC estão relacionados “[...] a chuvas mais intensas, risco de incremento do número de ciclones extratropicais e mudanças no clima de ondas, propiciando também situações de inundações” (MMA, 2016c, pg. 240). Nos últimos anos, a rede de monitoramento climático brasileira tem “registrado a intensificação de eventos extremos e de redução das taxas de retorno destes eventos” (MMA, 2016b, pg.11). Os modelos climáticos desenvolvidos no país, com base em simulações regionalizadas (*downscaling*) a partir dos quatro cenários RCPs (*Representative Concentration Pathways*) propostos pelo IPCC (2014a) projetam para as próximas décadas além da crescente elevação da temperatura no país, um aumento na intensidade de chuvas na região sul e sudeste (PBMC, 2016).

Nesse contexto a ocupação da paisagem costeira se mostra como um desafio, pois sua instabilidade é acentuada quanto mais próxima da linha de costa, exigindo um maior cuidado para com a escolha, implementação e expansão de sítios urbanos litorâneos (Muehe, 2004; Muehe, 2005; Moraes, 2007; Nordstrom, 2010). O PNAMC (MMA, 2016c) ainda destaca que o grau de exposição e a capacidade adaptativa da zona costeira brasileira pode ser determinado “[...] por diversos fatores que abrangem desde questões físico-estruturantes, ausência de dados e pesquisas específicas, bem como dificuldades institucionais de planejamento e gestão dos territórios costeiros”. Sobre as características hidrológicas e geomorfológicas da costa brasileira o PNAMC (MMA, 2016c) ainda destaca que “[...] a falta de conhecimento da dinâmica costeira (ventos, ondas, marés e sistemas fluviais) associada à imprecisão dos levantamentos altimétricos e batimétricos disponíveis não permitem distinguir os eventos de curto, médio e longo prazos”.

1.2. Qualificação do problema e justificativa

O assentamento urbano do Balneário Cassino, localizado na orla costeira do município do Rio Grande, Rio Grande do Sul-Brasil, encontra-se em uma área com pequena elevação, declividade suave, lençol freático raso e fisiografia dunar associada à regressão marinha Holocênica (Barreira IV) recoberta por expressivo

pacote de sedimentos eólicos finos na forma de lençóis de areias transgressivas (Dillenburg *et al.*, 2017). A planície costeira ainda é caracterizada pela sucessão de cristas e cavas dunares, que tem origem nos antigos cordões de dunas frontais depositados na forma de feixes de restinga aos longos dos últimos 7-6 ka (Godolphim, 1985; Long & Paim, 1987; Villwock & Tomazelli, 1995; Dillenburg *et al.* 2017). Devido a essa configuração morfológica e a exposição a eventos meteorológicos e oceanográficos intensos, o município do Rio Grande apresenta um dos mais elevados níveis de risco naturais relacionados à inundação costeira de todo o litoral brasileiro (Zamboni & Nicolodi, 2008; Nicolodi & Petermann, 2010).

Autores como Bush *et al.* (1999), Bush *et al.* (2001) e Nordstrom (2010) além de institui es no âmbito do gerenciamento costeiro como a *Federal Emergency Management Agency* (FEMA, 2009), a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, 2015; 2016) e o Ministério do Meio Ambiente do Brasil (MMA, 2016c) destacam que as características topográficas das áreas costeiras são fatores decisivos na avalia o da suscetibilidade a eventos de inunda o de curto e longo prazo. Conforme apontado pelos relatórios da Política Nacional sobre Mudança do Clima (MMA, 2016c) e Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC, 2016) a porão costeira do Brasil representada pelos estados meridionais   aquela mais exposta a eventos de alta energia, como os provocados por ondas de tempestade originadas pelas ciclog neses subtropicais (Machado & Calliari, 2016).

Episódios de sobreleva o momentânea do nível do mar na costa do município do Rio Grande foram documentados através de diversas publica es científicas (Parise *et al.*, 2009; Machado *et al.*, 2010; Goulart & Calliari, 2011; Goulart, 2014; Goulart & Calliari, 2015) e devidamente registrados por jornais de circula o local (JA, 2009; 2010; 2011; 2013; 2014; 2015; 2016). Mesmo apresentando um largo compartimento de dunas frontais, com um *setback* médio de pouco mais de 200 m, o seccionamento do campo por canais de drenagem de pequeno porte, conhecidos regionalmente como sangradouros, e por vias de acesso   praia facilitam o ingresso das águas oceânicas (Figueiredo & Calliari, 2005; Parise *et al.*, 2009; Serpa *et al.*, 2011).

Outro aspecto relacionado   morfologia do Balneário Cassino   que as fei es interdunares, que correspondem a áreas de lençol freático aflorante (*dune swales*), atualmente cedem lugar a vias de circula o ou a loteamentos que são sazonalmente alagados durante os meses de maior pluviosidade (Leal Alves, 2013). A normal climatológica subtropical para a região sul do RS indica de 1000 a 1500

mm anuais de precipitação distribuídos ao longo do ano, mas durante a ocorrência de *El Niño* as anomalias nas frentes úmidas promovem chuvas torrenciais (Maier *et al.*, 2016; Silva, 2019) que também impactam os níveis freáticos locais (Ávila, 2012). Dessa forma, o Balneário Cassino apresenta um sistema hidrogeomorfológico com áreas suscetíveis tanto a forçantes hidrometeorológicas quanto oceanográficas, quadro que provavelmente será agravado com a intensificação de tempestades e subida do nível do mar.

1.3. Hipóteses

Com base no exposto, a presente Tese considerou as seguintes hipóteses:

A configuração geomorfológica da área de estudo lhe confere uma alta suscetibilidade a eventos hidrometeorológicos e oceanográficos intensos. Na atualidade, a presença de um extenso cordão de dunas frontais impede a entrada significativa da água oceânica nas cotas mais interiores, minimizando os efeitos das inundações momentâneas. Contudo, com base nas projeções de subida do nível do mar ainda para este século, acreditamos que parte significativa dos terrenos baixos que compõem o sítio urbano do Cassino serão diretamente impactados pelo avanço do mar. Ainda sustentamos que, caso as projeções de subida do nível do mar propostas pelo IPCC para este século ocorram, antes mesmo dos efeitos diretos da inundação serem sentidos, a ascensão das águas subterrâneas impulsionadas pela subida do mar ocasionará inundações indiretas através da elevação do nível freático e, conseqüentemente, estreitamento da zona vadosa.

Também consideramos a hipótese que a fisiografia da planície de cordões litorâneos regressivos da barreira IV e, em especial, as formações de lençóis de areias transgressivas (substrato da área urbanizada e, eventualmente, da zona de expansão urbana nas próximas décadas), se revelam como verdadeiras microbacias de drenagem. Essas pequenas bacias costeiras condicionam a dinâmica das águas pluviais através da sucessão de cristas (interflúvios) e cavas na forma de banhados e canais efêmeros. Na atualidade, as linhas de drenagem desse sistema hidrogeomorfológico estão parcialmente comprometidas pelo processo de urbanização. Essa configuração, quando submetida aos cenários de mudanças climáticas, terá sua suscetibilidade a inundações gradativamente ampliada, além de prolongar os já sentidos efeitos dos alagamentos durante os meses de maior precipitação.

1.4. Objetivos

O objetivo principal desta Tese é analisar a hidrogeomorfologia do Balneário Cassino e os possíveis efeitos da subida do nível do mar empregando metodologias geoespaciais.

Objetivos específicos:

- Construir um Modelo Digital de Elevação (DEM) acurado e de alta resolução espacial que permita a modelagem de inundações costeiras para o Balneário Cassino;
- Levantar informações sobre a dinâmica do nível freático e zona vadosa do Balneário Cassino por meio de monitoramento sazonal;
- Avaliar a contribuição de forçantes meteorológicas e oceanográficas na oscilação do nível freático no Balneário Cassino;
- Executar via Sistema de Informações Geográfico (SIG) a modelagem de inundação costeira de forma direta (abordagem *bathhtub*) e indireta (elevação do nível freático) para o Balneário Cassino, gerando cenários a partir das projeções para subida do nível do mar propostas pelo quinto relatório do IPCC (Church *et al.*, 2013);
- Contribuir para um melhor entendimento da macrodrenagem da barreira Holocênica (barreira IV) através da análise de bacias hidrográficas.

1.5. Área de estudo

O Balneário Cassino (Figura 1) está situado no município do Rio Grande, litoral sul do estado do Rio Grande do Sul, extremo sul da zona costeira brasileira. Sua área urbanizada encontra-se na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) caracterizada pelo sistema deposicional na forma de longos cordões de dunas regressivas (barreira IV) com morfogênese associada ao ciclo Holocênico de transgressão-regressão marinha (Villwock & Tomazelli, 1995; Villwock & Tomazelli, 2006; Dillenburg *et al.*, 2017). A fisiografia das dunas da região é influenciada diretamente pelo abundante estoque e transporte sedimentar, caracterizado pela granulação fina a muito fina, seguida da ação intensa dos ventos provenientes do quadrante NE e pela composição vegetal, elementos que promovem a evolução e estabilidade das dunas (Villwock & Tomazelli, 1995; Seeliger & Costa, 2010). O

sistema praias possui em geral características morfodinâmicas dissipativas, como o perfil largo de baixa declividade e regime de micromaré (Calliari & Klein, 1993).

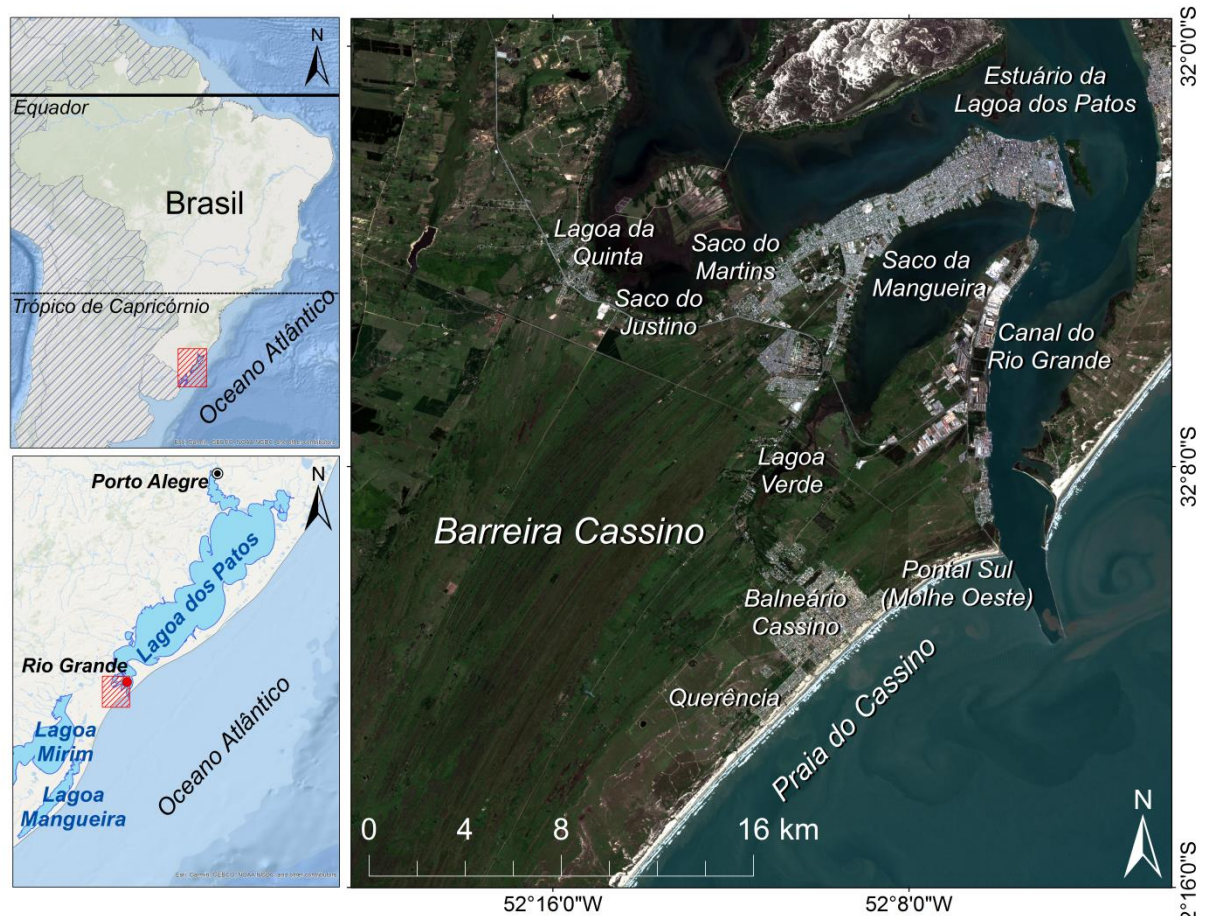


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo – identificação das principais feições hidrográficas, costeiras e urbanas da Barreira Cassino sobre imagem do sensor orbital Sentinel-2B.

Figueiredo *et al.* (2015) e Goulart (2014) ressaltam que a praia do Cassino apresenta relevante progradação da linha de costa, fenômeno associado à disponibilidade de sedimentos somados à orientação da linha de costa, característica essa que foi intensificada mais recentemente a partir da intervenção promovida pela construção dos molhes da Barra do Rio Grande. A obra de engenharia costeira datada do início do século XX (com prolongamento na primeira década do século XXI) interfere no balanço sedimentar através do bloqueio parcial da deriva sedimentar, promovendo a acreção e o aumento da largura da praia na adjacência sul da estrutura, também conhecido como “molhe oeste” (Lélis & Calliari, 2004; Figueiredo *et al.*, 2015).

O núcleo urbano que deu origem ao Balneário Cassino teve sua fundação no final do século XIX, com a abertura da estação de hotelaria após a concessão de exploração de jogos (PMRG, 2012). Nos primeiros anos do século XX houve a comercialização de lotes e imóveis, o que estimulou o processo de ocupação. A

partir da segunda metade do século XX o Balneário Cassino consolidou-se como segunda moradia ou residência de veraneio para os moradores do Rio Grande e da região sul do estado, além de figurar como um litoral de apelo turístico não só para brasileiros, mas para uruguaios e argentinos. Atualmente o conjunto de loteamentos (Cassino, ABC, Parque Guanabara, Querência e Atlântico Sul) que formam o balneário apresentam elevado destaque urbano, visto que possuem somados uma população fixa de aproximadamente 16.000 habitantes (IBGE, 2019) o que equivale a aproximadamente 8% da população do município do Rio Grande.

Lélis (2003) aponta que o Balneário Cassino aumentou sua área ocupada cerca de oito vezes entre as décadas de 1940-2000, o que é percebido com maior intensidade na faixa próxima ao atual cordão de dunas frontais e nas extremidades do balneário (Leal Alves, 2013). Considerando apenas a porção sul, Leal Alves & Oliveira (2011) identificaram um incremento de 80% da área edificada entre os anos de 2002-2012 (cerca de 173.000m²). Lélis (2003) ainda destaca que grande parte das dunas que formam o balneário foram terraplanadas durante a década de 1970 para o uso em aterros. Foi necessário um plano de recuperação e manejo iniciado na década de 1980 para que parte do cordão de dunas defrontantes à área urbana fosse restabelecido (NEMA, 2008).

1.6. Material e métodos

Buscando uma melhor compreensão sobre a macrodrenagem da planície de cordões litorâneos regressivos da barreira Holocênica, foram empregadas técnicas de análise de bacias hidrográficas via Sistema de Informação Geográfico (SIG). Tendo como base um Modelo Digital de Elevação de média resolução (ALOS-PRISM) e um conjunto de imagens multiespectrais (Sentinel-2), foram utilizadas ferramentas consolidadas para extração da rede de drenagem, identificação de fluxos superficiais, determinação de padrões de cursos e delimitação das áreas de captação, além da quantificação de áreas úmidas. A implementação da modelagem via SIG permitiu a sobreposição de camadas de informação espacial, como imagens de sensores orbitais, aerofotografias e dados previamente publicados, auxiliando assim na interpretação do sistema hidrogeomorfológico que se estabelece na área de estudo. Este material e métodos compõem o Capítulo 3.

Para a modelagem de inundações costeiras foi realizada a reconstrução topográfica com uso de fotografias aéreas obtidas por câmera digital acoplada em Veículo Aéreo não Tripulado (VANT). O bloco fotogramétrico foi processado através

de técnicas de visão computacional (*Structure from Motion – SfM*) com uso de pontos de apoio em solo adquiridos por receptor GNSS-RTK de altíssima precisão. Também foram incorporadas no processamento técnicas típicas de modelos digitais de elevação oriundos de perfilamento a laser (LiDAR), como a correção da hidroconectividade de canais. As simulações de inundação tiveram como base a abordagem hidrológica geoespacial do tipo *bathtub* (NOAA, 2017). Para o incremento vertical, foram adotadas as cotas de subida do nível do mar propostas pelo quinto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (Church *et al.*, 2013), gerando assim mapas das áreas potencialmente suscetíveis a inundação conforme cenários de mudanças climáticas. Este material e métodos estão detalhadamente descritos no capítulo 4.

Objetivando registrar o comportamento sazonal do nível freático na área de estudo, foram instalados três poços rasos. O monitoramento de alta frequência foi instrumentalizado eletronicamente através de um sistema-sensor de baixo custo baseado na plataforma *open source* Arduíno®. Em paralelo, foram realizados levantamentos com emprego de Radar de Penetração no Solo (GPR), ampliando a área amostral através de método não-invasivo. Ao aplicar a análise por Decomposição em Valores Singulares (SVD), foi possível identificar os sinais do monitoramento freático e relacioná-los a forçantes meteorológicas (estação meteorológica A802 INMET), oceanográficas (boia RS-3 SiMCosta) e astronômicas (tábua de marés da estação 60370 DHN) atuantes na região. Já a interpretação e interpolação dos dados de georadar viabilizaram a construção de uma superfície freática digital, que serviu de entrada para simulações sobre o efeito da subida do nível do mar e variação da zona vadosa. Ainda como componentes da modelagem, foram realizados ensaios de infiltração para as vias de circulação e campo de dunas frontais; análise granulométrica e determinação do volume de vazios do solo realizados em laboratório; além da construção de um modelo digital de elevação com dados provenientes de VANT, GNSS-RTK e estação total. Este material e métodos fazem parte do Capítulo 4.

1.7. Referencial teórico

Neste item são abordados os conceitos teóricos e técnicos que servem de base para a presente Tese. Na sequência, é apresentada uma breve revisão sobre o tema inundação costeira, suas variantes geológicas e oceanográficas, com ênfase nas mudanças climáticas e sistemas hidrogeomorfológicos; os fundamentos da

topografia digital e geomorfometria, destacando os instrumentos e métodos empregados; e, finalmente, são discutidos os elementos da modelagem hidrológica através de superfícies digitais.

1.7.1. Nível do mar e linha de costa

O ajuste da linha de costa promovido pelas mudanças climáticas é um dos grandes temas do século XXI, tendo repercussão direta na gestão das zonas costeiras ao redor do globo (Barry & Chorley, 2013; Muehe, 2013). Isso se deve em grande parte ao elevado custo associado a perda de terras emersas devido ao avanço do mar, com estimativas chegando a faixa dos 63 bilhões de dólares/ano em gastos com inundações a partir das próximas décadas (Hallegatte *et al.*, 2013). Segundo Nicholls *et al.* (2014) o aumento do nível do mar em função do aquecimento global parece inevitável, mas as taxas e os padrões geográficos de tais mudanças ainda permanecem incertos. No entanto, mesmo com as incertezas inerentes ao alto nível de complexidade da modelagem climática, as projeções sobre a subida do nível do mar constituem ferramentas de extrema relevância na avaliação dos prejuízos potenciais (Nicholls *et al.*, 2014; Krueel, 2016).

Nicholls *et al.* (2014) ainda destaca que os impactos relacionados a oscilação do nível do mar se dão de forma relativa, pois as taxas de elevação regionais podem ser substancialmente maiores ou mesmo menores que a taxa de aumento do nível médio do mar em escala global. Isso se deve às características evolutivas de longo e curto termo em que uma costa é submetida (Silva *et al.*, 2004; Garrison, 2010). A configuração de uma determinada zona costeira em escala geológica é resultado das variações eustáticas do nível do mar, além da atividade tectônica global e seus efeitos regionais (Silva *et al.*, 2004). Já as oscilações de alta frequência estão associadas fortemente a combinação de fatores meteorológicos e oceanográficos que agem localmente na forma de processos morfodinâmicos, promovendo a retirada, o transporte e a deposição cíclica de sedimentos ao longo da costa (Garrison, 2010).

1.7.1.1. Oscilações de longo termo do nível do mar

Durante a evolução geológica recente do planeta, representada pelos últimos 2,6 milhões de anos antes do presente, as oscilações do nível médio do mar global ocorreram primariamente em função de fatores tectônicos e derivadas das condições climáticas glaciais e interglaciais (Garrison, 2010; Barry & Chorley, 2013).

De forma secundária somam-se os processos geofísicos relacionados a anomalias do geóide devido a distribuição desigual da densidade crustal (Silva *et al.*, 2004; Suguio, 2010). O período Quaternário registra uma série de grandes oscilações do nível do mar que exerceram significativo papel na configuração das atuais margens continentais (Ponz, 2004). Os processos alternados de transgressão e regressão marinha promoveram a exposição de grande parte das plataformas continentais, seguida da subsequente submersão parcial ou mesmo completa das planícies costeiras (Tomazelli & Villwock, 2000; Silva *et al.*, 2004).

A eustasia ou eustatismo corresponde às variações do nível do mar em escala global, sendo o mecanismo controlador do deslocamento de longo termo do limite continente-oceano, determinando assim a macro localização da linha de costa (Suguio, 2010; Guerra & Guerra, 2015). Silva *et al.* (2004) ressaltam que as variações do nível do mar ocorridas durante os últimos 20.000 anos antes do presente se devem principalmente a expansão das massas de gelo, com a significativa retenção das águas por meio de seu congelamento nas altas latitudes, seguida da redução proporcional dessas massas devido a fusão das geleiras nos períodos de aquecimento, gerando uma significativa descarga do excedente hídrico continental na bacia oceânica. Esses processos são conhecidos respectivamente como glácio-eustasia e hidro-eustasia (Emmanuel *et al.*, 2014).

Os eventos climáticos glácio-eustáticos ocorridos ao longo do Quaternário tiveram origem na variação dos parâmetros que regem a intensidade da insolação terrestre, a saber: a excentricidade ou alongamento orbital, a obliquidade na incidência solar e a precessão dos equinócios (Barry & Chorley, 2013). A variação desses três componentes formam a base da teoria astronômica conhecida como *Ciclo de Milankovitch*, a qual assume que as glaciações são desencadeadas por intervalos de baixa temperatura nos verões setentrionais favorecendo assim a grande acumulação de neve e o crescimento do manto de gelo. A excessiva cobertura branca resulta em uma alta taxa de reflexão de superfície (albedo elevado), o que diminui progressivamente o total de energia luminosa absorvida pelo sistema terrestre e conduz o planeta aos extremos glaciais (Silva *et al.*, 2004; Barry & Chorley, 2013).

De forma geral, a análise dos registros geológicos apontam que o Último Máximo Glacial (UMG) ocorreu entre 25.000 e 18.000 anos antes do presente e promoveu a regressão do nível do mar entre 70 a 130 metros abaixo do nível atual (Suguio, 2010; Christopherson, 2012; Barry & Chorley, 2013). Já no intervalo entre

16.000 e 6.000 anos antes do presente o volume das águas oceânicas sofreu um súbito acréscimo, que resultou em ajustes transgressivos para grande parte das áreas costeiras (Angulo *et al.*, 2006; Suguio, 2010). Contudo, Suguio (2010) ressalta que nem todas às oscilações no nível do mar registradas ao longo do Quaternário podem ser explicadas apenas pela glácio-eustasia global. Conforme Silva *et al.* (2004) as mudanças locais do nível do mar ou nível relativo do mar (NRM) podem se sobrepor aos fenômenos glácio-eustáticos de escala global, agindo de forma sinérgica ou mesmo abrandando os efeitos de tais oscilações.

Alterações volumétricas nas bacias oceânicas (diastrofismo) seja através do movimento litosférico construtivo (expansão do assoalho) e destrutivo das estruturas crustais (subducção) ou ainda a significativa deposição sedimentar ao longo das margens oceânicas em períodos de intensa erosão continental podem causar variações no NRM (Ponz, 2004; Garrison, 2010; Suguio, 2010; Rovere *et al.*, 2016). Nesse sentido, o NRM de longo termo é o resultado da relação entre as variações em escala global e as características regionais, como o ajustamento isostático da crosta continental (Garrison, 2010). Dependendo do tipo de compensação isostática, uma costa pode apresentar subsidência conforme é exercido peso das massas de gelo durante o período glacial ou soerguimento causado pelo alívio de pressão conforme acontece o derretimento durante a fase interglacial (Silva *et al.*, 2004).

1.7.1.2. Oscilações de curto termo do nível do mar

As variações de alta frequência de uma linha de costa se dão pela combinação de fatores de grande dinamismo, envolvendo forças astronômicas, meteorológicas e oceanográficas (Silva *et al.*, 2004; Garrison, 2010). Os principais agentes morfodinâmicos atuantes na costa são os regimes de ondas e de marés. As ondas oceânicas são formadas por múltiplas forças, tais como: ventos, variações na pressão atmosférica, pelo deslocamento inesperado de massas e pela atração gravitacional e rotacional terrestre (Garrison, 2010). Existe uma série de divisões tipológicas para enquadrar as ondas oceânicas, sendo que a principal determinação é baseada na sua relação com o fundo.

As ondas oceânicas de águas profundas são aquelas onde a profundidade da coluna d'água é maior que a metade do comprimento da onda, não havendo interação com o fundo (Silva *et al.*, 2004; Garrison, 2010). Elas são geradas a partir de ventos constantes que sopram sobre uma pista livre na superfície do mar (vagas ou sea) e depois se tornam maduras com comprimentos de ondas regulares

(marulhos ou *swell*). Já nas ondas oceânicas de águas intermediárias a profundidade da coluna d'água é menor que a metade do comprimento da onda, ocorrendo assim a interação com o fundo. Se a profundidade é 20 vezes menor, a onda oceânica é caracterizada como onda de águas rasas (Silva *et al.*, 2004).

Conforme Garrison (2010) a medida que as ondas oceânicas profundas se deslocam em direção a costa, tornam-se progressivamente ondas intermediárias e, finalmente ondas rasas, ocorrendo interação com o fundo (empolamento ou *shoaling*) o que leva a diminuição de seu comprimento (L) e aumento de sua altura (H). O comportamento de uma onda rasa na zona de arrebentação dependerá da relação entre a esbeltez (H/L) e a natureza morfológica do fundo (batimetria da *nearshore*), da composição granulométrica dos sedimentos e do alinhamento da linha de costa, variando assim desde ondas mergulhantes em ambientes de alta energia a ondas deslizantes em ambientes de grande dissipação (Silva *et al.*, 2004; Garrison, 2010). Ainda enquadram-se na categoria de ondas rasas os *seiches*, que são ondas estacionárias formadas por sua frequência de ressonância, com ocorrência em sistemas fechados; e os *tsunamis* e ondas sísmicas marinhas que apresentam deslocamento rápido de água por fortes abalos, efeitos associados a erupções vulcânicas, impactos referentes ao descolamento de pedaços de geleiras e *icebergs* (*calving*) ou ainda deslizamentos de massa nas margens continentais (Garrison, 2010).

As marés astronômicas são um tipo particular de onda, pois apresentam os maiores comprimentos (L). São criadas pela atração gravitacional da Lua e Sol, pela rotação da Terra e pela frequência de ressonância das bacias oceânicas (Garrison, 2010). Durante a lua nova e cheia (marés de sizígia ou *spring tide*) são produzidas marés com significativa amplitude, as mais altas e as mais baixas em relação ao nível médio do mar local (Suguio, 1992). Em contrapartida, durante a lua crescente e minguante (marés de quadratura ou *neap tide*) são produzidas marés com amplitudes intermediárias. Os padrões de marés podem ser semi diurno (duas marés altas e duas baixas em um dia lunar), diurno (uma maré alta e uma maré baixa em um dia lunar) ou misto (duas marés altas e duas baixas diferentes em altura em um dia lunar). Além disso, a diferença entre a maré alta e a maré baixa é determinada pela configuração das bacias, criando um regime de micromarés (centímetros) até macromarés (metros). Os regimes de maré também recebem influência dos chamados pontos anfidrômicos que são caracterizados pela “maré nula” (Garrison, 2010).

Os vagalhões são porções de água que chegam até a costa por meio de ciclones tropicais ou extratropicais. São formados pela baixa pressão atmosférica que promove uma projeção (domo de água) na superfície do mar (Garrison, 2010). Os efeitos combinados dos vagalhões com os fortes ventos oriundos de tempestade e da ação de marés altas são normalmente denominados ondas de tempestade (*storm surge*) ou marés de tempestade ou ainda marés meteorológicas (FEMA, 2005; Parise *et al.*, 2009; Maia *et al.*, 2016; Machado & Calliari, 2016). Devido às particularidades das linhas de costa, Maia *et al.* (2016) destacam que além dos ventos locais, os marulhos (*swell*) também apresentam forte influência no aumento do nível do mar através de ondas de tempestade, como acontece na costa sul do Rio Grande do Sul.

1.7.1.3. Mudanças climáticas e projeções de subida do nível do mar

Para analisar um amplo espectro de variáveis que envolvem as forçantes e *feedbacks* climáticos são utilizados Modelos de Circulação Geral (MCG), que se baseiam em representações matemáticas detalhadas sobre a estrutura, processos e interações dos geossistemas terrestres (Christopherson, 2012; Barry & Chorley, 2013). Os MCG foram desenvolvidos nas últimas décadas por diversos grupos científicos de modelagem climática, tomando maior visibilidade a partir do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC*). O IPCC já produziu cinco relatórios climáticos¹ (1990, 1995, 2001, 2007, 2013) com base em MCG que buscam projetar os impactos relacionados ao aumento nas concentrações de Gases do Efeito Estufa (GEE) e outras forçantes não antropogênicas no decorrer das próximas décadas. Dentre esses impactos está a subida do nível do mar (*sea-level rise – SLR*).

A alteração na quantidade de GEE, em especial o dióxido de carbono e o metano, impacta diretamente o balanço de radiação no sistema terrestre (Christopherson, 2012) sendo que acúmulo desses gases de *vida longa* na atmosfera desde o início da era industrial representa uma forçante antrópica positiva com significativo impacto nas temperaturas médias globais (Barry & Chorley, 2013; IPCC, 2014a). O reflexo dessa influência são os registros que indicam uma variabilidade crescente da temperatura ao longo dos últimos 100 anos nas altas latitudes setentrionais, com expressiva intensificação nas últimas quatro décadas

¹ Atualmente o IPCC está realizando o sexto ciclo de avaliação, sendo que a conclusão do próximo relatório está prevista para 2022.

(IPCC, 2013; 2014a). A alteração no equilíbrio radiativo do sistema terrestre resulta em uma série de respostas ambientais a partir dos chamados *feedbacks* climáticos.

O aumento na evaporação e consequente concentração de vapor d'água na atmosfera, a acelerada redução da cobertura de neve continental e degelo marinho que diminuem os valores de albedo da superfície são alguns exemplos desses *feedbacks* climáticos. Ainda conforme Barry & Chorley (2013) os *feedbacks* positivos amplificam as mudanças nas temperaturas superficiais em escala global e fazem com que o sistema terrestre busque um novo estado de equilíbrio. As estimativas sobre a temperatura de equilíbrio para o século XXI obtidas através de simulações climáticas indicam valores entre 2 a 4,5°C, sendo a melhor estimativa em torno de 3°C para o fim do século XXI (IPCC, 2007; 2013). Na atualidade, com a finalidade de mitigar os efeitos ambientais, iniciativas intergovernamentais buscam manter os padrões da temperatura global uma taxa de 2 a 1,5°C (IPCC, 2019).

A elevação da temperatura estimada para o este século poderá não só intensificar o degelo dos glaciares continentais, condicionando uma maior transferência de água doce para os oceanos, como também provocar a expansão térmica das águas oceânicas a partir do termo-eustatismo (IPCC, 2013; 2014a). As observações indicam que o grande aumento no armazenamento de calor no sistema climático nas últimas décadas tem se dado nos oceanos e, por conseguinte, o aumento do nível do mar a partir do seu aquecimento é uma parte central da resposta do sistema terrestre às concentrações crescentes de GEE (IPCC, 2013). Conforme o IPCC (2013) o aumento na temperatura global pode ter proporcionado, na melhor das estimativas, uma elevação de cerca de 1,7 mm/ano no nível do mar ao longo do século XX. Barry & Chorley (2013) ressaltam que esses valores podem ser ainda maiores. Os dados mais recentes da série de sensores orbitais iniciada em 1993 aponta um incremento da ordem de 3,3 mm/ano (NASA, 2019).

Conforme as projeções do IPCC (2013; 2014a) a progressiva elevação do nível médio do mar continuará durante o século XXI, muito provavelmente a um ritmo mais rápido do que o observado nas últimas quatro décadas. Dentre os cenários de mudanças climáticas propostos pelo IPCC (os chamados *Representative Concentration Pathways* – RCP) baseados nas emissões de GEE, o mais otimista (RCP2.6) estima um aumento dentro do intervalo de 0,17 m a 0,32 m até 2065 e entre 0,26 m a 0,55 m até 2100. Já os cenários mais alarmantes (RCP8.5) projetam um acréscimo entre 0,22 m a 0,38 m até 2065 e entre 0,45 m a 0,82 m até 2100 (Figura 2). De acordo com essas projeções, até o final do século XXI muito

provavelmente cerca de 70% das linhas de costa experimentarão uma mudança no nível do mar local de aproximadamente 20% da média global, algo muito mais crítico em regiões que apresentam baixa topografia (IPCC, 2013, 2014a).

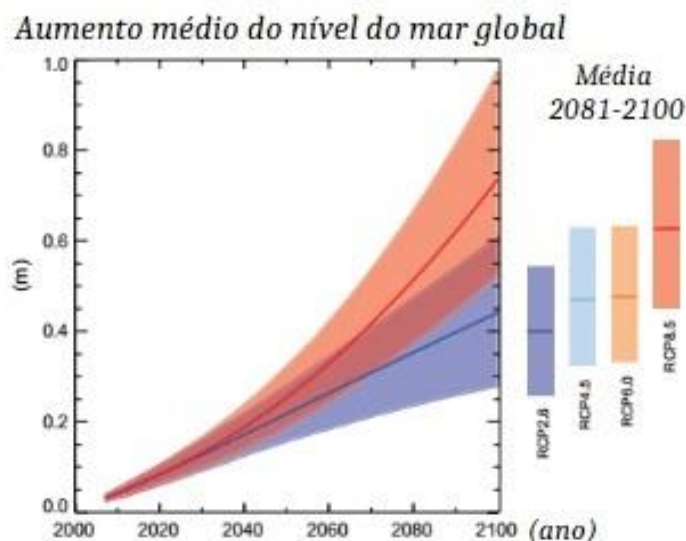


Figura 2: Projeções de subida do nível do mar entre 2081-2100 com destaque para os dois cenários extremos (RCPs 2.6 e 2.8). Fonte: Adaptado de IPCC (2013).

Entretanto, Barry & Chorley (2013) destacam que a resposta climática da temperatura de equilíbrio a uma forçante radiativa rápida, como a emissão de GEE pela ação antrópica, ocorre ao longo de três a cinco décadas, uma defasagem que está relacionada à elevada inércia térmica dos oceanos. Isto significa que na escala de um século o sistema climático apresenta um constante retardo (*delay*) no estabelecimento de novas condições de equilíbrio. Nesse sentido Nicholls *et al.* (2014) alertam que é provável que as mudanças do nível do mar continuem por séculos, mesmo com a estabilização ou redução da forçante antrópica como projetado nos cenários mais otimistas do IPCC (RCP2.6).

O IPCC (2013) ainda ressalta que os episódios extremos de sobrelevação do nível do mar, por exemplo, aqueles relacionados a ondas de tempestades, tiveram aumento no número de ocorrências desde a década de 1970 devido à subida do nível médio do mar e tudo indica que haja uma intensificação desses episódios ao longo do século XX. Conforme o relatório sobre os impactos, vulnerabilidades e formas de adaptação, os sistemas costeiros sofrerão cada vez mais submersão permanente (*coastal inundation*), inundação provocada por eventos meteoceanográficos (*coastal flooding*) e erosão ao longo do século XXI devido ao aumento do nível do mar (IPCC, 2014b). Além desses, o conjunto de respostas ainda pode resultar em constantes inundações fluviais tendo em vista a sobrecarga

provocada por fortes chuvas (*rainfall flooding*) principalmente em áreas urbanizadas (IPCC, 2014b).

1.7.1.4. Hidrogeomorfologia e sistemas costeiros

A hidrogeomorfologia é um campo científico interdisciplinar que tem como objeto de estudo os processos hidrológicos em interface com os elementos geomorfológicos (Sidle & Onda, 2004). Segundo Goerl *et al.* (2012) a origem do termo remonta aos estudos da geomorfologia fluvial, especialmente a contribuição de Scheidegger (1973), Gregory (1979) e Richards (1988). Assim como seu antecedente fluvial, os princípios e metodologias da hidrogeomorfologia estão associados a análise de bacias, com ênfase nas águas superficiais, mas sem desconsiderar o substrato geológico e sua relação com as águas subterrâneas e oceânicas (Sidle & Onda, 2004; Goerl *et al.*, 2012).

De fato, o enfoque da hidrogeomorfologia é a investigação de ambientes fortemente regulados pela ação hídrica, tais com: zonas ripárias, banhados, vertentes, sistemas lacustres, lagunares e costeiros. Conforme destaca Goerl *et al.* (2012) a partir da década de 1990 a aplicação da hidrogeomorfologia ganha maior notoriedade, com estudos que abordam o movimento de massa, processos erosivos, inundações e diagnóstico ambiental. Isso se deve ao fato de que sistemas geomorfológicos com forte controle hidrológico tendem a instabilidade quando limiares são atingidos – solifluxão de solos encharcados em vertentes íngremes; enchentes em planícies de inundação a partir do extravasamento de corpos d'água; incremento das áreas de alagamento quando na redução da zona insaturada do solo. Ambientes dessa natureza são muitas vezes reservados à preservação ou, pelo menos, não ocupação. No entanto, uma parcela considerável de núcleos urbanos estão assentados sobre sistemas hidrogeomorfológicos.

Neste sentido, Sidle & Onda (2004) destacam que a abordagem hidrogeomorfológica tem relação direta com a avaliação de perigo natural potencial. Para Buffin-Bélanger *et al.* (2017), a gestão de riscos, e por imediato conceitos como suscetibilidade física, exposição e vulnerabilidade, estão fortemente vinculadas a interação de processos hidrológicos e aspectos morfológicos. Entende-se por risco, especialmente aqueles deflagrados pela ação hidrológica, um evento perigoso, ou seja, que tem a capacidade de gerar danos sobre um sistema sócioeconômico exposto, como as cidades (Miguez *et al.*, 2018). A suscetibilidade física remete a propensão ou potencial de dano ao meio, que é o resultado da

interação do agente hidrológico (chuva, ação marinha) com os sistemas geomorfológicos (topografia, tipo e cobertura do solo, dentre outros). Já exposição e vulnerabilidade são conceitos complementares. Enquanto o primeiro refere-se ao grau/nível ou quantidade de elementos expostos ao perigo, como pessoas, propriedades e infraestruturas que podem sofrer danos; o segundo tem relação com a fragilidade do sistema sócioeconômico ao sofrer danos quanto submetido ao perigo, bem como sua capacidade de reação as condições danosas – conhecida tecnicamente como resiliência (Miguez *et al.*, 2018).

A elaboração de planos de mitigação e a gestão de riscos podem se beneficiar ao adotar a abordagem integrada da hidrogeomorfologia, inclusive quando associada aos efeitos das mudanças climáticas (Sidle & Onda, 2004; Buffin-Bélanger *et al.*, 2017). A suscetibilidade de ambientes costeiros frente a subida do nível do nível do mar tem efeitos diretos através da inundação – como a invasão da água do mar e a erosão do sistema praial, que buscará um novo perfil de equilíbrio – e indiretos, ao alterar a relação do nível de base hidrológico (Glover, 1959; Scheidegger, 1973; Muehe, 2013). Garrison (2010 p. 207) destaca que “a combinação errada de baixa pressão atmosférica, fortes ventos em direção a terra, maré alta e contorno do fundo podem ser especialmente perigosos se a região foi recentemente atingida por forte chuvas antes da tempestade.” Segundo Wahl *et al.* (2015) a ação magnificadora deflagrada por mais de um agente hidrológico nas costas baixas tem recebido o nome de inundação composta (*compound flooding*).

Conforme Scheidegger (1973), a maior suscetibilidade física do ambiente costeiro de baixa elevação ao controle hidrológico provém exatamente da tripla interface entre as águas superficiais continentais, as águas subterrâneas e as águas oceânicas. Em um cenário de subida do nível do mar, uma série de respostas hidrogeomorfológicas serão gradativamente observadas na costa, pois ao alterar o nível de base haverá uma re-adequação dos sistemas anteriormente estabelecidos, tais como: expansão das áreas úmidas; elevação do nível freático; alteração no gradiente de escoamento superficial; alteração dos fluxos de canais de drenagem costeiros (Rotzoll & Fletcher, 2013; Masterson *et al.*, 2014; Hoover *et al.*, 2017; Buffin-Bélanger *et al.*, 2017).

1.7.2. Representação digital da superfície terrestre

As novas tecnologias de aquisição e tratamento de dados topográficos têm impactado substancialmente a capacidade de resposta das análises

geomorfológicas (Viles, 2016). Se a representação quantitativa do relevo no início do século XX transitava dos blocos diagramas à restituição estereoscópica de imagens aerofotogramétricas no formato analógico (Pavlopoulos *et al.*, 2009) o início do século XXI teve como seu principal expoente o uso de dados digitais (Jensen, 2009) agilizando a coleta, o armazenamento, o processamento e a análise da informação geomorfológica (Gomes *et al.*, 2016). Para Viles (2016) o desenvolvimento tecnológico de áreas como o sensoriamento remoto e as técnicas geofísicas tem revolucionado os métodos da geomorfologia, pois facilitam o acesso e integração de dados topográficos através de ferramentas computadorizadas.

1.7.2.1. Análise de superfície a partir da geomorfometria

A geomorfometria é um campo científico interdisciplinar que se dedica a análise quantitativa das formas do relevo, extraindo objetos e parâmetros topográficos de modelos digitais de elevação (Pike *et al.*, 2009). De acordo com Pike *et al.* (2009) o termo geomorfometria (*geomorphometry*) substituiu o termo amplamente utilizado “análise do terreno” (*terrain analysis*), visto que a interpretação do que vem a ser terreno normalmente se apresenta de maneira generalista, imprecisa ou mesmo arbitrária, além de não necessariamente métrica.

Os conceitos e técnicas da geomorfometria estão diretamente associados à geomorfologia quantitativa (Guerra & Guerra, 2015) bem como aos fundamentos matemáticos da geometria espacial e topologia. Nas últimas três décadas, a análise quantitativa do relevo tem se beneficiado das inovações tecnológicas relacionadas aos sistemas de tratamento e informatização digital dos dados (Ghilani & Wolf, 2013); incorporando o processamento de imagens, o reconhecimento de padrões e a geoestatística a seu escopo metodológico (Jensen, 2009; Longley *et al.*, 2013; Yamamoto & Landim, 2013).

Gomez *et al.* (2016) assim como Viles (2016) ressaltam que o ferramental geoespaciais, conhecidas coletivamente como geotecnologias, tem ganhado destaque na produção científica em geociências, especialmente na geomorfologia, desempenhando um papel estratégico no desenvolvimentos de novas metodologias. Esse mesmo conjunto geotecnológico, segundo Pike *et al.* (2009), vem permitindo a implementação da geomorfometria a partir de cinco etapas (Figura 3), a saber: coleta e armazenamento digital de amostras topográficas, com a medição da elevação conforme uma determinada referência de nível (*datum vertical*) global; geração de um modelo digital que representa a altimetria amostrada na forma

matricial (*raster*); correções de falhas potenciais, identificação de artefatos e ajustes (como a hidroconectividade, por exemplo); extração de objetos e parâmetros através de algoritmos de mineração; e, aplicação e análise dos objetos e parâmetros resultantes.

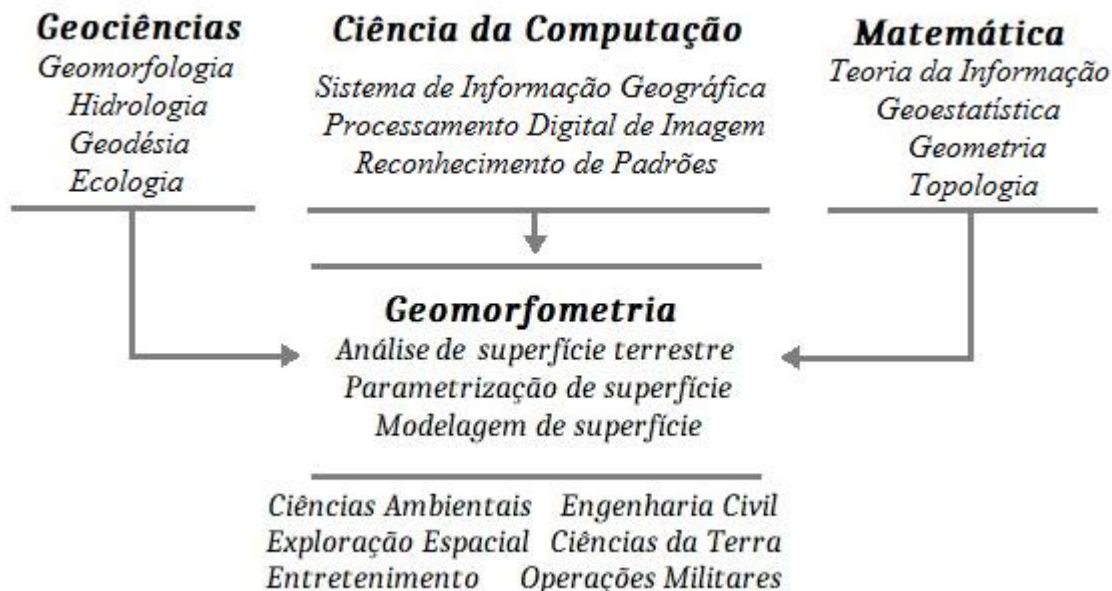


Figura 3: Diagrama esquemático dos princípios da análise geomorfométrica. No topo, as áreas científicas e respectivas áreas afins associadas a geomorfometria; no centro, seus métodos e produtos; abaixo, os campos de aplicação. Fonte: Adaptado Pike *et al.* (2009).

Nesse sentido, objetos e parâmetros topográficos se constituem como os dois elementos básicos da análise geomorfométrica, sendo estes derivados de modelos digitais de elevação (Figura 4), o *input* primário da análise geomorfométrica (Pike *et al.*, 2009). Os objetos denotam feições discretas que em sua maioria são representadas através de arquivos vetoriais após a devida segmentação, tais como: cumes (pontos), curvas de nível (linhas) ou a área de captação de uma bacia hidrográfica (polígonos). Objetos são produtos resultantes da identificação e caracterização de alvos, podendo ser extraídos de forma manual, semi-automatizada ou inteiramente automatizada (Longley *et al.*, 2013).

Já os parâmetros topográficos são definidos como medidas extraídas do modelo digital de elevação (Pike *et al.*, 2009). Também conhecidos como variáveis morfométricas (Olaya, 2009; Florinsky, 2012) e são organizados na forma de valores contínuos, assim como a própria elevação e geralmente representados através do formato matricial (Longley *et al.*, 2013). Na modelagem computacional de sistemas ambientais, por exemplo, o parâmetro fornece o valor do atributo em análise (Florinsky, 2012) como o gradiente de inclinação (expresso em grau ou percentual) ou a orientação das vertentes, conforme a referência determinada pela posição do

norte geográfico (*aspect*). Cabe ressaltar que as variáveis morfométricas, quando representadas no formato matricial são extremamente dependentes da resolução espacial e da precisão dos modelos que lhes deram origem (Poulter & Halpin, 2008; Menezes & Fernandes, 2013; Seenath *et al.*, 2016; Yunus *et al.*, 2016). Por isso a importância de compreender as características desse tipo de formato digital.

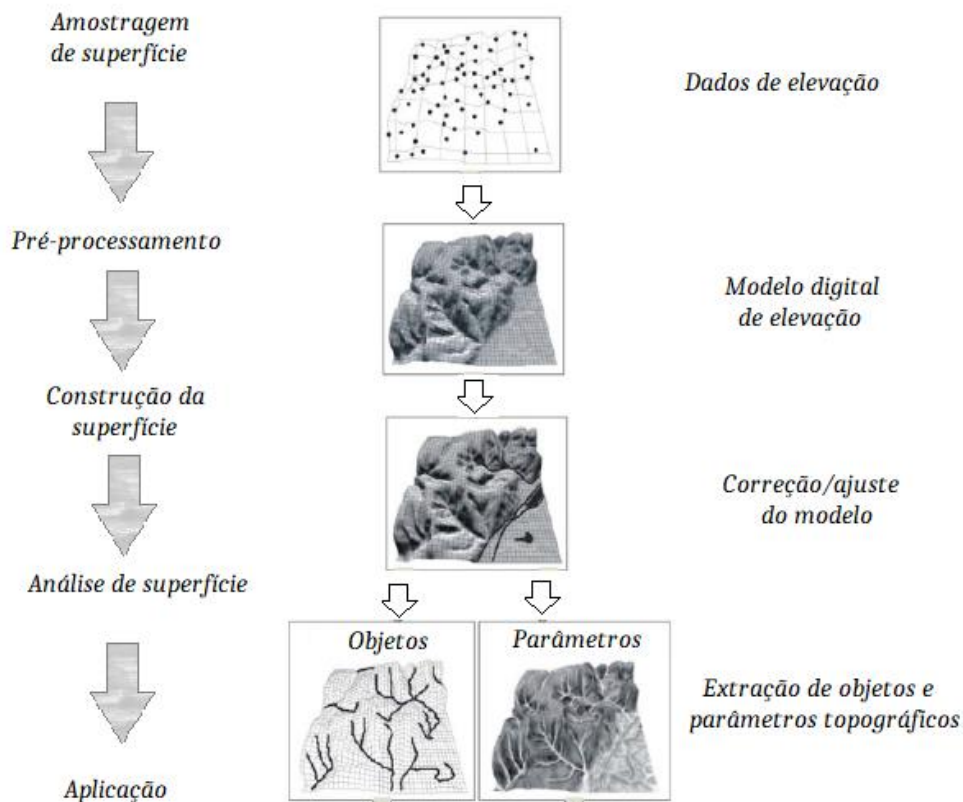


Figura 4: Exemplificação gráfica das etapas metodológicas para a extração de objetos e parâmetros na análise geomorfométrica. Fonte: Adaptado de Pike *et al.* (2009).

1.7.2.2. A natureza dos dados matriciais

A tecnologia da informação é baseada na representação digital com códigos numéricos escritos por sequências de zeros e uns, sendo este o formato básico de compartilhamento computacional (Jensen, 2009). A partir de uma representação digital é possível processar um ou mais elementos contidos em sua estrutura de dados, como alterar a cor de uma imagem obtida por um determinado sensor com o objetivo de realçar um alvo específico. Nesse exemplo, cada item da informação útil sobre a superfície terrestre é uma redução do real, armazenada em um formato digital a partir de uma combinação binária, o que nos permite mensurá-lo através de ferramentas computacionais (Longley *et al.*, 2013).

O uso de modelos para a construção de representações digitais nas análises da superfície terrestre busca reduzir a complexidade do ambiente através de dois esquemas fundamentais: os *objetos discretos* e os *campos contínuos*. Os objetos

discretos representam feições com limites bem definidos, que podem ser contados e numerados a partir de suas unidades básicas. Objetos que ocupam áreas são denominados *bidimensionais*, como um lago representado por um contorno poligonal. Já os objetos em forma de linha são chamados de *unidimensionais*, como estradas ou cursos d'água, ou ainda na forma de pontos, como a localização de uma torre de alta tensão ou um marco topográfico. Em todos esses casos a representação digital se dará na forma de pontos, linhas ou áreas o que constitui um formato vetorial dado por uma geometria e seus atributos (Longley *et al.*, 2013).

A geomorfometria se vale das representações digitais na forma de objetos discretos para expressar graficamente a localização ou dimensão aproximada de objetos da morfologia terrestre. Tendo como exemplo a localização e extensão de falhas geológicas, estas são representadas na forma de linhas, o que consiste em uma aproximação razoável do que vem a ser uma falha se observada em duas dimensões. Contudo, nem todos os elementos topográficos podem ser representados assim. Para a devida representação digital de algumas variáveis morfométricas, como os valores de elevação ou o grau de inclinação, se faz necessário o uso de campos contínuos.

Conforme o nome identifica, o campo contínuo é um esquema aplicável quando na ocorrência de fenômenos espaciais contínuos, ou seja, onde um conjunto de variáveis apresenta valores que podem ser medidos em qualquer ponto da superfície amostral, sendo que estes valores podem ainda variar continuamente ao longo da superfície (Lang & Blaschke, 2009; Longley *et al.*, 2013; Menezes & Fernandes, 2013). Em um campo contínuo de altitude, a representação digital varia de forma suave em uma planície costeira fruto da deposição marinha e retrabalhamento eólico. Já para os planaltos escarpados, como as chapadas, a representação apresentará uma mudança abrupta nas bordas do relevo, mas não uma descontinuidade nos dados.

Mesmo que alguns objetos discretos e campos contínuos possam ser representados tanto no formato vetorial quanto matricial, segundo Longley *et al.* (2013) existe uma forte associação entre matrizes e campos contínuos, assim como entre vetores e objetos discretos. Como aponta Pike *et al.* (2009) no caso de modelos digitais de elevação essa relação se deve a natureza dos dados altimétricos, pois um modelo digital de elevação implica que a elevação está disposta continuamente em cada local da grade amostral em uma determinada resolução espacial, algo facilmente armazenado através de arquivos matriciais.

Longley *et al.* (2013) destacam que células de forma quadrada se acomodam bem em uma superfície plana, mas não a superfícies curvas e com irregularidades como a terrestre. Portanto, a descrição matricial para superfícies terrestres pode ser compreendida de forma análoga a uma superposição de ladrilhos pavimentando a área representada, como um mosaico de peças/blocos mutuamente presas horizontalmente, mas livres verticalmente para se adaptarem às formas do relevo (Figura 5). Sendo assim, quando tratamos de modelos digitais de elevação, normalmente estamos nos referindo a representação de campos contínuos codificados no formato matricial (Longley *et al.*, 2013).

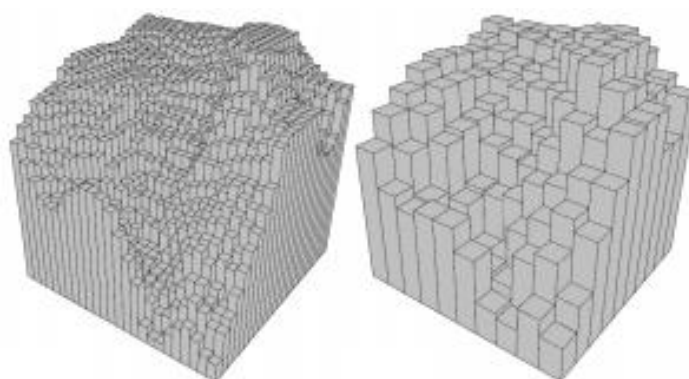


Figura 5: Representação gráfica da grade retangular de um MDE na forma de um conjunto de blocos, onde a elevação (altura do bloco) é a única a variar, visto que o tamanho da célula (resolução espacial) é fixo. A figura da esquerda possui um número maior de blocos do que a da direita, o que significa uma maior resolução espacial, além de uma possível quantização mais detalhada. Fonte: adaptado de Safe Software (2014).

Em arquivos matriciais representando imagens digitais, também conhecidos como *rasters*, a célula é chamada de *pixel*, uma contração do termo inglês *picture elements* que consiste no menor elemento não-divisível da imagem digital (Jensen, 2009). A representação matricial da superfície terrestre é dividida em uma grade (*grid*), normalmente retangular, com a distribuição de células-pixels na forma de quadrados representando uma resolução fixa, sendo as variações expressas através da atribuição de um valor para cada célula-pixel (Lang & Blaschke, 2009). Conforme exposto por Jensen (2009), cada pixel na linha (*i*) e coluna (*j*) da imagem digital tem um valor de brilho (*brightness value* – BV), também conhecido como número digital (*digital number* – DN). Isto é, o valor de BV ou DN será o atributo elevação no caso de DEMs, ou ainda o valor de uma variável morfométrica extraída do mesmo.

A conversão analógico-digital promovida no momento da coleta da informação pelo sensor, gera *pixels* com uma variação no valor de brilho mensurada em uma escala pré-determinada de valores inteiros, denominada como escala de quantização e definida computacionalmente em bits (*binary digit*), o que é chamado de quantização do dado (Jensen, 2009). Como exemplo, um sensor quantizado para 8 bits pode registrar os valores quaisquer de brilho ou altitude que visa medir em um intervalo de 0 a 255 níveis (Figura 6). A exemplo, quanto maior for a variação possível de valores de brilho ou altitude detectada pelo sensor, mais precisa será a medida registrada em comparação ao valor real (Jensen, 2009). É importante destacar que cada plataforma de coleta e seus sensores possuem maneiras diferentes de quantização, resultando em modelos digitais com resolução e precisão distintas.

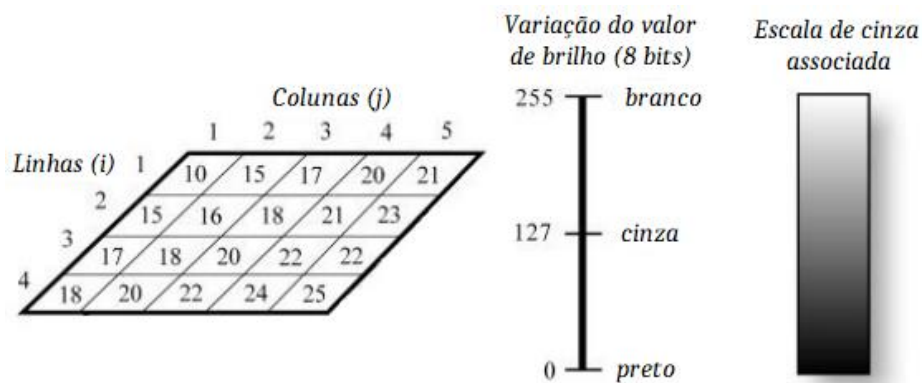


Figura 6: Dado digital de um sensor remoto no formato matricial ou *raster*. À direita, os valores de brilho (BV) dos elementos da cena (célula/pixel) estão localizados em cada intersecção de linhas (*i*) e colunas (*j*). Na esquerda, a quantização desses valores digitais é mostrada em intervalo de 0 a 255 (o que indica o armazenamento em 8 bits), além da escala de níveis de cinza associada. Fonte: Adaptado de Jensen (2009).

Quando a informação é representada na forma matricial, todo o detalhe sobre a variação no interior das células é substituído por um único valor de BV, definido através de uma regra baseada, por exemplo, na *maior porção*, na *média dos fenômenos* ou mesmo no *ponto central* da célula, sendo esta última frequentemente utilizada na construção de modelos digitais de elevação (Longley *et al.*, 2013). Já a geometria dos metadados *raster*, segundo Lang & Blaschke (2009) é determinada através de três fatores, a saber: pela especificação das coordenadas de origem (*origin*), pelo tamanho da célula-pixel (*spatial resolution* ou *cell size*, também conhecido como *Ground Sample Distance – GSD*) e pelo número de linhas e

colunas² (*extent*). Além desses, é comum a atribuição de mais um campo “sem valor” (*NoData*), visto que um arquivo *raster* está normalmente submetido a uma forma retangular, podendo existir setores da matriz onde não há um correspondente amostral (Lang & Blaschke, 2009).

Dentre as vantagens que Menezes & Fernandes (2013) atribuem a estrutura de dados *raster*, destacamos a modelagem matemática facilitada, visto que todas as entidades espaciais possuem formas regulares e simples, bem como a vasta disponibilidade de processamentos integrados aos Sistema de Informação Geográfica (SIGs) e laboratórios de matrizes. Já com relação às desvantagens, é o grande volume de armazenamento de dados, adversidade que dependerá da quantidade de cenas e/ou resolução espacial das mesmas, o que terá impacto também no processamento (Hengl & Evans, 2009; Longley *et al.*, 2013). Sobre o último ponto, é importante salientar que a resolução espacial é um elemento fundamental no planejamento, aquisição e tratamento dos dados, pois sua variação pode resultar na perda de informações ou mesmo na incapacidade de reconhecer as feições, o que é apontado por Menezes & Fernandes (2013) como uma desvantagem deste formato.

1.7.2.3. Modelos digitais de elevação

O emprego de Modelos Digitais de Elevação (MDE) tem se tornado recorrente não apenas no âmbito científico, mas também em aplicações cotidianas de diversas áreas, tais como: agrimensura, construção civil, atividades costeiras e militares. Assim é cada vez mais comum o uso do termo MDE ou DEM (*Digital Elevation Model*), como uma referência genérica para designar todo e qualquer tipo de modelo geomorfométrico que represente a superfície terrestre (Jensen, 2009), embora na prática existam particularidades na elaboração de um MDE. No que diz respeito a bibliografia moderna sobre o tema, é amplamente aceito que MDE são divididos em Modelos Digitais de Superfície (*Digital Surface Model – DSM*) e Modelos Digitais de Terreno (*Digital Terrain Model – DTM*).

Segundo Smith *et al.* (2006) o termo MDE foi originalmente concebido para descrever modelos de elevação obtidos por sensores orbitais, tendo em vista que a

² O formato GRID (ESRI) descrito por Lang & Blaschke (2009) é o mais usual, mas não o único utilizado. O formato ERDAS 7.4, por exemplo, apresenta significativa diferença, pois atribui ao conjunto de dados coletados apenas uma única coluna, correspondendo a todas células/pixels. Nesse formato, caso exista a coleta de mais de uma informação (sensores multiespectrais, por exemplo), cada nova coleta ocupará uma nova coluna.

resolução desses modelos não permite distinguir entre os dados de solo nu (*ground*) daqueles relacionados a feições acima do mesmo, como edificações e vegetação. A modernização dos instrumentos e o surgimento de novos sensores e plataformas de coleta resultaram em MDE de melhor resolução espacial (menores valores de GSD), viabilizando assim essa distinção e, portanto, houve a necessidade de empregar terminologias distintas para identificar as superfícies que estão sendo consideradas para o levantamento. Ainda conforme Smith *et al.* (2006) isso levou ao estabelecimento de uma terminologia para indicar os tipos de MDE, distinguindo-os conforme o método de coleta ou eventuais ajustes efetuados sobre os dados.

De acordo com Pike *et al.* (2009) em termos gerais, um MDE é simplesmente um arquivo *raster* ou mesmo vetorial³ que normalmente indica a altura da superfície terrestre acima do nível médio do mar, configurando assim uma referência de altitude (Ghilani & Wolf, 2013) ou mesmo tomando a altura a partir de algum outro horizonte de referência arbitrário. Tecnicamente um MDE é um conjunto de dados topográficos de superfície representados no espaço cartesiano através de células georreferenciadas (x,y) onde são atribuídos valores de elevação (z), sendo esta informação distribuída continuamente através de uma grade de resolução fixa (Pike *et al.*, 2009; Lang & Blaschke, 2009). Entretanto, tendo como referência as diferentes formas de aquisição topográfica, a tomada de valores *de superfície* resulta em MDE distintos conforme a natureza da superfície amostral.

Logo, um Modelo Digital de Superfície (MDS) denomina uma representação que admite como referência altimétrica qualquer tipo de superfície (Smith *et al.*, 2006; Jensen, 2009). Em outras palavras, MDS (ou DSM) é o termo que deve ser empregado para designar os modelos que tomam ao mesmo tempo como referência tanto a superfície do solo, como qualquer feição acima do solo, incluindo o topo de estruturas artificiais ou naturais – casas, veículos, torres, pontes, árvores (ESRI, 2016). De acordo com Smith *et al.* (2006) o MDS é a primeira superfície de interação ou primeiro retorno (ESRI, 2016) que muitos sensores aéreos e orbitais tomam como referência amostral, sendo o tipo de MDE padrão produzido por levantamentos de alta resolução do sistema LiDAR⁴ e por sensores acoplados à VANTS (Pike *et al.*, 2009).

Já um Modelo Digital de Terreno (MDT) é uma denominação que compete apenas àqueles produtos que tomam como referência altimétrica a superfície do

³ Como no caso da rede triangular irregular (*Triangulated Irregular Network – TIN*).

⁴ Quando aerotransportados, visto que existem instrumentos em solo que utilizam sensores do tipo LiDAR.

solo (*ground*), com a mínima interferência de objetos naturais ou artificiais que se projetam na vertical e estão localizados sobre o terreno amostrado (Smith *et al.*, 2006; Jensen, 2009; ESRI, 2016). Um MDT (ou DTM) pode ser elaborado através da interpolação de dados coletados diretamente sobre o solo, por meio de estação topográfica ou receptores GNSS-RTK, obtido por algoritmos computacionais⁵ que permitem a retirada dos valores de altura representados por construções e árvores, permanecendo apenas a elevação do solo (o que pode incluir pavimentos e coberturas pouco espessas); ou ainda editando manualmente as cotas através da nuvem de pontos, utilizando o princípio aerofotogramétrico da *marca flutuante* (Jensen, 2009). No que se refere aos últimos dois procedimentos, ambos visam a efetiva transformação de um produto MDS em um produto MDT (Figura 7).

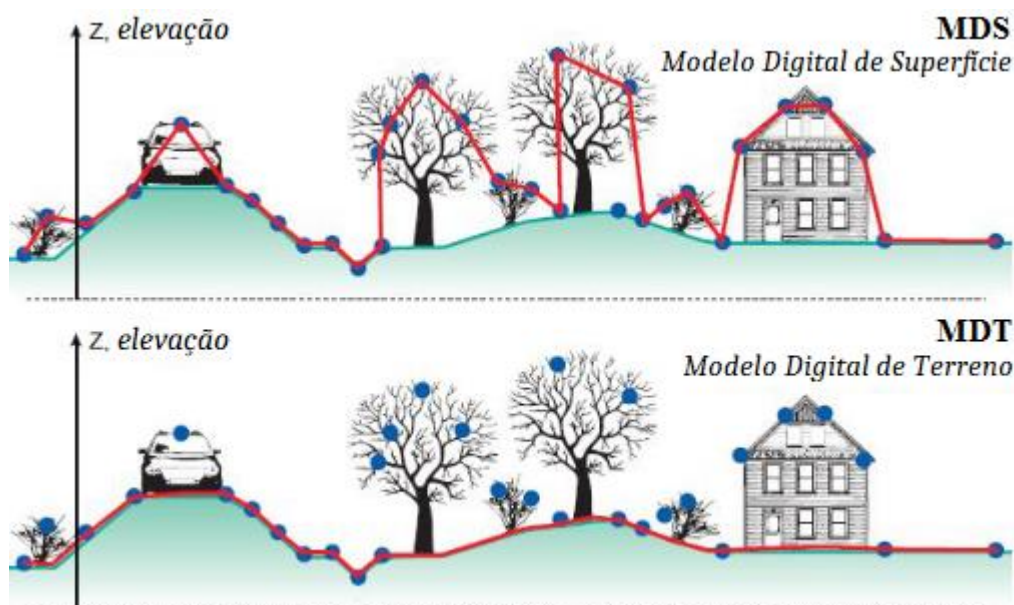


Figura 7: Diferença prática entre MDS e MDT. Os pontos azuis indicam a cota de coleta. A linha vermelha indica o comportamento do modelo de elevação conforme a sua referência de superfície. Fonte: Adaptado de *Caribbean Handbook on Risk Management* (2017).

O MDE ideal para um determinado projeto dependerá da referência de superfície e da precisão exigida, aspectos limitados pelas características de coleta e pelo equipamento disponível. A extração de variáveis morfométricas de alta resolução, bem como análises hidrológicas de superfícies na maioria dos casos requerem o uso de modelos do tipo MDT (Longley *et al.*, 2013; ESRI, 2016). Já a modelagem urbana que objetiva o cadastramento infraestrutural, valer-se-á de modelos do tipo MDS (Jensen, 2009; Longley *et al.*, 2013; ESRI, 2016).

⁵ Métodos conhecidos coletivamente como *filtering* ou *stripping* (Webster *et al.*, 2004; Jensen, 2009; Wadey *et al.*, 2015), comumente implementados através de *softwares* fotogramétricos e SIGs.

Segundo Danielson *et al.* (2016) outra categoria específica de DEM que tem ganhado destaque é aquela que trata da modelagem de dados batimétricos, especialmente na integração de dados da superfície terrestre com dados de profundidade dos corpos d'água, sendo estes conhecidos como modelos topobatimétricos (*Topobathymetric Digital Elevation Model – TBDEM*). Os dados batimétricos são geralmente coletados usando instrumentação do tipo sonar, conduzido a partir de embarcações que navegam na superfície da lâmina d'água (ESRI, 2016) apresentando semelhanças com o LiDAR, que também é um sensor ativo. Denota-se que algumas batimetrias costeiras de águas rasas e do leito de rios podem ser adquiridas através de sensores fixados em aeronaves (ESRI, 2016) e, mais recentemente, em satélites orbitais como o sensor *Operational Land Imager – OLI* presente no satélite LANDSAT 8 (Jagalingam *et al.*, 2015; Pacheco *et al.*, 2015; Leal Alves *et al.*, 2018; Leal Alves *et al.*, 2019).

1.7.2.4. Tecnologias para a aquisição de dados digitais de elevação

Dados de elevação são estratégicos para a gestão territorial, como na determinação de áreas para ocupação urbana ou industrial, para exploração mineral, no mapeamento de zonas de risco, para fins de preservação ambiental, dentre outros. Desde o início do século XXI, a maior parte da informação topográfica é armazenada em MDE, que podem ser analisados conjuntamente com outros dados espaciais através de SIGs (Jensen, 2009; Longley *et al.*, 2013), facilitando, por exemplo, a análise geomorfológica integrada (Viles, 2016).

Para tanto, dentre as tecnologias utilizadas na atualidade, destacamos três ferramentas de aquisição de dados topográficos com foco na elaboração de MDE de alta resolução, juntamente com uma breve descrição de seus métodos: o levantamento *in situ* com uso de sistemas de navegação por satélite, mais especificamente o emprego de receptores geodésicos de alta precisão; o amplamente difundido uso de sensores aerotransportados de detecção de luz e distância (*Light Detection and Ranging – LiDAR*); e as tecnologias aerofotogramétricas com o uso de câmeras digitais de pequeno formato acopladas a Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs ou *Unmanned Aerial Vehicle – UAV*).

Os levantamentos *in situ* empregam métodos de coleta que fornecem informações tridimensionais com alta precisão e acurácia. A computadorização das estações totais e a recorrente integração de sistemas de posicionamento por satélite tem tornado cada vez mais tênue a diferença entre a instrumentação topográfica e a

geodésica, ao ponto que as metodologias de aquisição planialtimétrica tem se baseado mais em levantamentos por coordenadas do que por medições pontuais (Longley *et al.*, 2013). Nesse sentido, os receptores GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) apresentam significativa vantagem ao representar coordenadas a partir de sistemas de referência global, incluindo a correção em tempo real (IBGE, 2008).

Dentre os sistemas de posicionamento GNSS em plena atividade, destacamos o pioneiro e consolidado NAVSTAR-GPS (*NAVigation System with Timing And Ranging - Global Positioning System*), o qual possui uma constelação composta por 32 satélites artificiais em operação (e mais alguns sobressalentes para o caso de falha da constelação principal) proporcionando informações sobre a posição, velocidade e tempo (localização instantânea) para os receptores através da transmissão de sinal em intervalos precisos, sendo originalmente desenvolvido para fins militares (Ghilani & Wolf, 2013; Longley *et al.*, 2013).

Para determinar a posição em três dimensões (latitude, longitude e altitude), um receptor GNSS executa cálculos exatos de rastreamento a partir de um conjunto sistemático que envolve os sinais de transmissão codificados e as posições conhecidas dos satélites de referência (efemérides), exigindo ao menos que quatro satélites estejam acessíveis ao receptor (Ghilani & Wolf, 2013; Longley *et al.*, 2013). Em termos gerais, a acurácia do levantamento GNSS dependerá do número de satélites disponíveis e de suas respectivas posições (geometria dos satélites), da qualidade do sinal que chega ao receptor e do tipo de equipamento utilizado (Longley *et al.*, 2013).

A determinação do posicionamento GNSS pode ser executado por equipamentos e métodos diferentes, respondendo a distintos níveis de precisão variando de algumas dezenas de metros até poucos milímetros (IBGE, 2008). Conforme Ghilani & Wolf (2013) o segmento de usuário, que diz respeito a parte do sistema relacionada aos receptores⁶, consiste em duas categorias classificadas conforme seu acesso aos sinais disponíveis, sendo eles o serviço de posicionamento padrão (*Standard Position Service – SPS*) e o serviço de posicionamento preciso (*Precise Positioning Service – PSP*). O SPS transmite nas frequências de bandas portadoras L1 e L2 (podendo incluir ainda as bandas L2C e L5) sem custo para o usuário civil. Já o PSP está disponível apenas para receptores

⁶ O GPS ainda é dividido em *segmento espacial*, que diz respeito a constelação satelital, e o *segmento de controle*, que se refere às estações de monitoramento e correção dos dados distribuídas pelo planeta.

que possuem chaves criptografadas válidas, as quais são reservadas ao Departamento de Defesa dos Estados Unidos (Ghilani & Wolf, 2013).

O receptor GNSS Geodésico de precisão milimétrica é capaz de rastrear a fase da onda portadora em todas as frequências disponíveis a civis. A título de comparação, um receptor GNSS de navegação automotiva utiliza apenas as pseudodistâncias derivadas do código C/A (*Course/Acquisition*) modulado unicamente pela banda L1, o que reduz sua precisão para a escala métrica (IBGE, 2008). Contudo, além do equipamento utilizado, o método de aquisição também tem forte influência no resultado das amostras. Dentre os tipos de levantamentos com uso de GNSS geodésico o modo cinemático tem se destacado como a forma mais produtiva de coleta, pois alia alta precisão e velocidade (Ghilani & Wolf, 2013).

O RTK (*Real Time Kinematic*) ou GNSS-RTK é o método mais usual nos levantamentos cinemáticos (Monico, 2007). O RTK requer dois receptores que coletam observações simultaneamente através de uma estação base sobre um ponto com coordenadas conhecidas, normalmente um marco geodésico, e uma estação móvel que é utilizada para a coleta de coordenadas nos pontos de interesse. O equipamento ainda pode incluir um rádio para a transmissão das correções entre a base e o equipamento móvel, que amplia a comunicação entre as estações, além de uma controladora computadorizada (*Personal Digital Assistant – PDA*) para a configuração do equipamento, registro e armazenamento dos pontos. Todos esses elementos garantem grande agilidade ao GNSS-RTK e proporcionam uma precisão potencial superior a ± 5 cm (Smith *et al.*, 2006).

Contudo, Ghilani & Wolf (2013) apontam que a mesma agilidade na coleta fornecida pelo RTK também diminui parte da acurácia inerente ao GNSS geodésico se comparado aos métodos de posicionamento fixo (estático). Isso se deve principalmente a falta de repetição nas observações, o acelerado tempo de aquisição e ao constante deslocamento da estação móvel. Como alternativa ao modo cinemático *verdadeiro*, que possui uma taxa temporizada para a coleta de pontos (a cada 5 segundos em movimento, por exemplo), existe o método semicinemático ou *pára-e-avança* (*stop-and-go*). Nele o operador da estação móvel pode coletar mais de uma coordenada para cada ponto de interesse, além de regular o tempo de aquisição, elevando assim a acurácia do levantamento (Ghilani & Wolf, 2013).

Em relação ao sistema GNSS, é importante salientar que existem outros tipos de degradação do sinal que impactam tanto os modos cinemático e semicinemático,

quanto o estático, o que inclui: picos na diluição de precisão (*Dilution of precision – DOP*), refração atmosférica e ionosférica, multicaminhamento, obstrução do sinal e mudança na geometria dos satélites e as diferenças nas medições dos instantes de tempo para os satélites e os receptores - o efeito relativístico (Ghilani & Wolf, 2013). Felizmente, algumas dessas interferências podem ser minimizadas ou mesmo evitadas, mediante o planejamento das etapas de aquisição dos dados, como a escolha da data do levantamento de campo conforme a previsão de disponibilidade dos satélites para a área de estudo e o estabelecimento de uma trajetória de coleta que evite o multicaminhamento ou obstrução do sinal, além do pós-processamento.

Longley *et al.* (2013) adverte que é inerente aos métodos de coleta *in situ* a significativa demanda por tempo em campo, o que agrega um alto custo logístico por ponto adquirido. Mesmo com instrumentos e técnicas ágeis e extremamente precisas, como é o caso do GNSS-RTK, os obstáculos físicos, além da própria distância entre os pontos (que nem sempre pode ser vencida com o auxílio de veículos) reduzem a densidade amostral. Isso torna indispensável a adoção de técnicas de interpolação para a devida produção de MDE, abrindo assim uma nova etapa metodológica no pós-processamento dos dados (Jensen, 2009; Yamamoto & Landim, 2013).

No que tange os levantamentos costeiros, onde muitas vezes é necessário associar a cota medida com a localização vertical do nível médio do mar, o uso de receptores GNSS tem ganho reconhecido destaque por sua agilidade e precisão (Boak & Turner, 2005). Todavia, como a coleta se refere a um sistema de coordenadas que adota um elipsóide, faz-se necessário o ajuste através de valores da altura geoidal (Gesch, 2009; Ghilani & Wolf, 2013). Em levantamentos costeiros os receptores GNSS também são utilizados como referência para o controle de pontos em solo (*Ground Control Points – GCPs*) inclusive na aferição da estimativa de erro para outros instrumentos de coleta, como VANTS e LiDAR (Webster *et al.*, 2004; Murdukhayeva *et al.*, 2013; Leon *et al.*, 2014).

O sistema LiDAR (*Light Detection And Ranging*) é uma tecnologia que emprega um telêmetro de varredura laser para produzir levantamentos topográficos com grande detalhamento e alta densidade de pontos (Longley *et al.*, 2013). Um *scanner* LiDAR é um instrumento de sensoriamento remoto ativo que emite radiação eletromagnética laser e mede o tempo de resposta do feixe depois deste interagir com uma superfície. Seu sistema aerotransportado é composto por um dispositivo

de varredura laser, um sistema de navegação inercial, um receptor GNSS e um computador de bordo (Ghilani & Wolf, 2013).

A instrumentação LiDAR é definida pelo número de observações que este pode executar a cada segundo, pela distância máxima observável (alcance) e pelo espaçamento mínimo entre as observações. Conforme Longley *et al.* (2013) a velocidade média de digitalização de um *scanner* LiDAR é da ordem de 30.000 pontos por segundo. Jensen (2009) aponta que alguns instrumentos de varredura podem chegar a 100.000 observações por segundo. O alcance do sistema LiDAR varia de poucos metros a vários quilômetros dependendo não só do tipo de instrumento, mas também da altura da aeronave definida pelo plano de voo, margem esta que impacta diretamente sua taxa de resolução, mas que se mantém na definição fina variando de milímetros a centímetros (Ghilani & Wolf, 2013).

Conforme a aeronave se desloca pela linha de voo, pulsos laser são emitidos em direção a superfície e por esta refletidos de volta, sendo então detectados pelo sensor, o que permite a determinação de distâncias e ângulos com grande precisão e velocidade (Webster *et al.*, 2004; Jensen, 2009; Ghilani & Wolf, 2013). Simultaneamente, o sistema registra a angulação de altitude (arfagem, guinada e rolamento da aeronave) através do instrumento de navegação inercial (*Inertial Measurement Unit* – IMU), enquanto o receptor DGPS (*Differential Global Positioning System*) determina as posições x , y , z e Θ da detecção dos sinais refletidos. A medida que o computador do sistema processa todas essas informações, são realizados cálculos para os deslocamentos (distâncias e direções) a partir das posições conhecidas no ar, que são então transpostas para posições conhecidas no solo (Webster *et al.*, 2004; Ghilani & Wolf, 2013).

O *scanner* é geralmente transportado em um avião de pequeno porte que voa em baixa altitude, sendo capaz de coletar grandes quantidades de dados (alta densidade amostral) com precisão entre 10-15 cm aproximadamente (Ghilani & Wolf, 2013; Longley *et al.*, 2013). Os dados obtidos por LiDAR podem ser descritos como uma “nuvem de pontos” com a atribuição do valor tridimensional das coordenadas a cada ponto, sendo a precisão dessas coordenadas garantidas pelo sistema de navegação inercial e pelo DGPS conjuntamente transportados pela aeronave (Webster *et al.*, 2004; Jensen, 2009; Ghilani & Wolf, 2013; Longley *et al.*, 2013). Na fase de pré-processamento essa nuvem de pontos normalmente é convertida em um arquivo matricial representando um MDS, o que facilita seu uso em SIG (Longley *et al.*, 2013).

Pike *et al.* (2009) e Jensen (2009) ressaltam que dados altimétricos obtidos pelo sistema LiDAR podem mostrar mais de uma superfície de retorno dependendo da profundidade de penetração dos raios. Essas múltiplas detecções são ideais para a construção de MDS, onde as diferentes superfícies (solo e feições acima do solo) precisam ser distinguidas. Entretanto, para a obtenção de MDT os objetos projetados acima do solo devem ser removidos através de técnicas *filtering/stripping* (Webster *et al.*, 2004; Jensen, 2009; Wadey *et al.*, 2015), que dependendo do volume de dados, pode gerar alto custo de processamento. A interação do feixe com os particulados da atmosfera pode criar elementos indesejáveis na nuvem de pontos (*outliers*) e devem ser corrigidos no pré-processamento (Jensen, 2009).

Ao usar os sistemas LiDAR em estudos costeiros, Boak & Turner (2005) apontam que a principal vantagem da varredura laser é a capacidade de cobrir vários quilômetros de costa em um pequeno intervalo de tempo. Gesch (2009), Murdukhayeva *et al.* (2013), Poppenga & Worstell (2015), Yunus *et al.* (2016) e Antonioli *et al.* (2017) destacam ainda que a informação topográfica 3D de alta resolução proporcionada pelo sistema LiDAR é muito adequada para a análise de processos costeiros relacionados com a elevação do nível do mar, sendo uma ferramenta decisiva no monitoramento e mapeamento de inundações.

Já sobre os cuidados em relação ao emprego de levantamentos LiDAR em áreas costeiras, Gesh (2009) resalta que a precisão vertical obtida só tem a devida validade quando incorpora as diferenças entre cota coletada e o zero do *datum* vertical de referência. Poulter & Halpin (2008) destacam que no caso da avaliação de inundações costeiras, o detalhamento dos dados LiDAR é importante, mas desde que seja devidamente observada a relação entre resolução espacial e conectividade hidrológica dos produtos utilizados na modelagem. Casella *et al.* (2014) e Clapuyt *et al.* (2016) salientam que o alto valor do sistema LiDAR associado aos custos de manutenção de uma aeronave tornam esse tipo de ferramenta extremamente restritiva em termos econômicos, inviabilizando levantamentos em curtos intervalos de tempo, como logo após a passagem de tempestades.

VANT ou UAV (*Unmanned Aerial Vehicles*) é o termo técnico internacional mais utilizado para se referir a aeronaves não tripuladas, outras terminologias como aeronaves remotamente pilotadas ou RPAS (*Remotely-Piloted Aerial Systems*) que foi recentemente incorporada a regulamentação brasileira de aviação civil (ANAC, 2017) podem ser encontradas. Já o termo "drone" é utilizado genericamente para descrever qualquer tipo de aeronave fortemente automatizada, incluindo

aeromodelos para a recreação até equipamentos bélicos de uso militar. O UAV pode ser caracterizado como uma tecnologia de vôo parcialmente autônoma que se devidamente equipada com sensores de imageamento, combina ferramentas da geomática e da fotogramétrica digital.

Existem basicamente dois tipos de UAVs, os chamados multi-rotóres definidos pelo número de hélices giratórias (por exemplo, quadricópteros, hexacópteros e octocópteros) ou de asa fixa (Turner *et al.*, 2016). Cada equipamento pode apresentar certas diferenças conforme o modelo, mas é comum em suas configurações: a propulsão (mecânica ou por baterias); um sistema inercial para controle de altitude e outro de navegação (normalmente orientado por GNSS); um controle remoto de comunicação a rádio com a aeronave; e uma câmera digital para a captura das imagens (Gonçalves & Henriques, 2015). Na maioria dos casos essa configuração permite voos autônomos através de pontos pré-definidos pelo plano de voo (Clapuyt *et al.*, 2016), mas é possível a intervenção do piloto por meio da controladora se for necessário (Turner *et al.*, 2016).

Muitas das técnicas aerofotogramétricas tradicionais estão presentes na tecnologia UAV, permitindo assim a realização de medições precisas da superfície. A metodologia de plano de voo começa com o operador delimitando a área que será mapeada em uma interface digital, determinando a resolução espacial necessária a partir da altura de voo e do percentual de sobreposição das imagens que serão coletadas, além de inserir as especificações da câmera digital que será acoplada à aeronave. Em seguida, o *software* de planejamento de vôo calcula o deslocamento da aeronave e aloca as posições onde serão tomadas as imagens (*waypoints*), com a maior parte do levantamento sendo executado de forma automatizada (Turner *et al.*, 2016).

A tecnologia UAVs associada a câmeras digitais permite a reconstrução digital da topografia de superfície com base na coleta de um conjunto de imagens sobrepostas, que são processadas através de técnica SfM (*Structure-from-Motion*). Segundo Clapuyt *et al.* (2016) para a elaboração do MDE, a estrutura da cena é renderizada como uma nuvem de pontos 3D (*tie point* ou *sparse cloud*) gerada em um sistema de coordenadas arbitrário, sem escala espacial e orientação. Posteriormente são combinadas as informações inerciais da aeronave com as coordenadas do sistema de navegação da própria aeronave (normalmente a partir de um receptor GNSS integrado).

Com base na nuvem de pontos georreferenciada e nos parâmetros da câmera é calculada o ajustamento do bloco fotogramétrico, o que permite a densificação da nuvem de pontos (*dense cloud*). Os valores de elevação presentes na *dense cloud* são então interpolados, gerando uma matriz que corresponde a elevação das superfícies imageadas no voo, ou seja, um MDS. O modelo ainda pode ser ajustado a partir de coordenadas adquiridas em solo com uso de um receptor geodésico, os mesmos GCPs utilizados nos levantamentos do sistema LiDAR, elevando a acurácia do produto através de novo ajustamento do bloco fotogramétrico (Casella *et al.*, 2014; Clapuyt *et al.*, 2016; Turner *et al.*, 2016).

O uso de sensores imageadores acoplados a UAVs fornecem uma ferramenta eficiente e econômica para o mapeamento topográfico de áreas costeiras, sendo considerado hoje um verdadeiro instrumento de pesquisa, principalmente se integrado a receptores GNSS de alta precisão (Colomina & Molina, 2014; Clapuyt *et al.*, 2016; Turner *et al.*, 2016). A repetibilidade ou resolução temporal é outro fator de grande destaque na tecnologia UAV, visto que é possível executar os levantamentos com uma pequena preparação operacional. Gonçalves & Henriques (2015), Clapuyt *et al.* (2016) e Turner *et al.* (2016) destacam que esse ponto tem se mostrado decisivo na aplicação de UAVs nos estudos da dinâmica costeira, visto que a tecnologia permite a coleta de dados logo após a ocorrência do evento de interesse, como a passagem de uma tempestade, permitindo a mensuração de seus efeitos erosivos, por exemplo.

Dentre as desvantagens da tecnologia UAV, Gonçalves & Henriques (2015) apontam que a distância operacional segura para a pilotagem é definida pela comunicação a rádio do sistema e pela visibilidade, sendo que este último pode se mostrar um problema em áreas costeiras, devido à interferência de fatores como o *spray* salino, a alta umidade, o albedo das superfícies, entre outros. A proximidade da linha de costa também traz inconvenientes referentes a velocidade dos ventos que podem inviabilizar a coleta quando próximos de 25km/h (Gonçalves & Henriques, 2015). Turner *et al.* (2016) ainda enfatizam que a coleta por câmeras digitais sobre o prisma praiial terão sempre como limite a porção superior do *swash*, pois não há aquisição de pontos para alvos não-estacionários. Além disso, alvos hídricos como lagos e banhados podem ser erroneamente alocados na nuvem de pontos (*outliers*) devido às características espectrais de absorção/reflexão da água.

1.7.3. Análise hidrológica através da modelagem de superfície

A popularização de geotecnologias LiDAR e o uso de sensores acoplados a UAVs têm viabilizado coletas de dados planialtimétricos com alta resolução espacial, grande precisão e em reduzido intervalo de tempo. Na última década essas tecnologias aliadas ao já consolidado GNSS, permitiram a comunidade científica um aumento significativo no número de estudos que visam avaliar os impactos das mudanças do nível do mar (Antonioli *et al.*, 2017).

A literatura científica internacional abrange um amplo espectro de ferramentas computacionais para o georreferenciamento, previsão e avaliação de eventos de inundação costeira (Lichter & Felsenstein, 2012), sejam eles fruto de transgressões momentâneas da linha de costa (*coastal flooding*), ou aqueles de caráter duradouro em escala regional e mesmo global (*coastal inundation*), apresentados através de projeções de subida do nível do mar. Para que as amostras topográficas sejam corretamente utilizadas em modelos hidrológicos, com escala e precisão apropriada, é necessário uma série de cuidados metodológicos na construção do principal *input*: o modelo digital de elevação (Poulter & Halpin, 2008; Gesch, 2009; Camarasa-Belmonte & Soriano-García, 2012; Murdukhayeva *et al.*, 2013; Paprotny & Terefenko, 2017).

1.7.3.1. Análise geomorfométrica de superfícies digitais

Modelos digitais de elevação são o alicerce para a extração de parâmetros geomorfométricos, como gradiente de declividade, orientação das vertentes, comprimento de rampa, rugosidade, curvatura vertical e horizontal (Valeriano, 2008; Olaya, 2009; Florinsky, 2012; Longley *et al.*, 2013), dentre outros. No âmbito da modelagem computacional esses parâmetros são os *inputs* necessários para a identificação de fluxos superficiais, sendo usualmente associados a técnicas de delimitação e análise de bacias hidrográficas (Palacios-Vélez & Cuevas-Renaud, 1986; Tarboton, 1997; Poulter & Halpin, 2008; Gruber & Peckham, 2009).

A introdução de algoritmos para a análise do escoamento superficial aparece nos trabalhos de Digabel & Lantuéjoul (1978 *apud* Vincent & Soille, 1991), com adições substanciais realizadas por Beucher (1982), e foram popularmente difundidos em ambiente SIG através do conjunto de ferramentas para análises hidrológicas (ESRI, 2016). Dentre as aplicações, a modelagem no âmbito de bacias costeiras (*coastal watershed*) tem se mostrado uma abordagem versátil, contribuído para a particularização morfométrica das terras baixas (*low-lying coastal*), paisagem

naturalmente suscetível a oscilações positivas do nível do mar (Cozannet *et al.*, 2015; Seenath *et al.*, 2016; Wdowinski *et al.*, 2016; Paprotny & Terefenko, 2017).

A extração de parâmetros morfométricos tem como base a representação matricial do relevo na forma de um MDE, onde o valor registrado em cada célula/pixel equivale a altitude do terreno (Longley *et al.*, 2013). Florinsky (2012) aponta que reduções matemáticas empregadas a modelos morfométricos presumem três restrições básicas: que a topografia de superfície é definida por uma função contínua de valor único, sendo expressa como $z = f(x,y)$, onde de z é a elevação e x e y são as coordenadas do plano cartesiano; que dadas as dimensões terrestres, a morfometria de grande escala cartográfica ignora a curvatura planetária; e que a modelagem morfométrica admite a direção do vetor de aceleração gravitacional (superfície equipotencial).

As propriedades topológicas produzidas a partir de um MDE são usualmente divididas em categorias ou grupos escalares, visto que a resolução espacial (GSD) é um importante elemento na análise de superfície. Florinsky (2012), por exemplo, classifica cinco grupos de variáveis morfométricas (locais, não-locais, linhas estruturais, variáveis solares, variáveis combinadas), enquanto Olaya (2009) distingue dois grandes grupos de parâmetros (os locais e os regionais). O primeiro grupo, segundo Olaya (2009) diz respeito a todos os parâmetros de escala reduzida, com valores pontuais, como declividade, aspecto e curvatura. Já o segundo grupo contempla parâmetros amplos, dependentes de um número maior de células/pixels para sua representação, como hipsometria, área de recarga e segmentação de canais.

Tanto Florinsky (2012) quanto Olaya (2009) concordam que parâmetros locais são aqueles definidos geometricamente, sendo atributos de fluxo dependentes da direção do vetor de aceleração gravitacional, apresentando maior representatividade em modelos de escoamento superficial (Valeriano, 2008). Nesse sentido, vamos nos ater aos chamados *parâmetros morfométricos locais*, conforme proposta de Olaya (2009) e Florinsky (2012). Declividade e orientação possuem funções matemáticas consolidadas (Olaya, 2009) e algoritmos implementados através de diversos *softwares* SIG (Pike *et al.*, 2009; Longley *et al.*, 2013).

A declividade pode ser definida como o ângulo de inclinação da superfície local em relação ao plano horizontal, determinando a velocidade do fluxo por gravidade (Valeriano, 2008; Florinsky, 2012). Para Li *et al.* (2005), a declividade é derivação primária de um DEM, pois expressa, além do próprio gradiente, a direção da

inclinação chamada de orientação (*aspect*). Já a orientação consiste no ângulo horizontal da direção do fluxo superficial movido pela gravidade, sendo medido no sentido horário e geralmente expresso na forma azimutal conforme o Norte geográfico (Valeriano, 2008; Florinsky, 2012).

Como ressalta Longley *et al.* (2013) existem diversas formas de estimar o gradiente de declividade a partir de um DEM. A abordagem usual utiliza a medida angular que varia de 0° a 90°, conforme variação na posição da superfície no plano. Dessa forma, a “declividade é expressa como tangente do ângulo de inclinação e varia de zero (horizontal) a infinito (vertical), passando por 1 (45°)” (Longley *et al.*, 2013, pg. 388). Entretanto, também é possível mensurar e expressar os valores de inclinação do terreno através de porcentagem (Valeriano, 2008; Olaya, 2009; Longley *et al.*, 2013).

Quando um *software* SIG utiliza um algoritmo para calcular a declividade (*slope*) e orientação (*aspect*) a partir de um MDE (Figura 8), ele o faz estimando a declividade em cada uma de suas células/pixels, comparando a altitude da célula/pixel em análise com as altitudes de sua vizinhança. Porém, complementam Longley *et al.* (2013), o número de células/pixels utilizados no cálculo pode variar conforme a equação utilizada, assim como a ponderação atribuída a cada uma das células/pixels vizinhas no cálculo. Embora não seja a única forma de calcular a declividade de um modelo de superfície, as Equações 1, 2 e 3 abordam o método convencional de obtenção dos parâmetros declividade e orientação com uso de matrizes:

$$\begin{aligned} l &= (Z_3 + 2Z_3 + Z_9 - Z_1 - 2Z_1 - Z_7) / 8D \\ c &= (Z_1 + 2Z_2 + Z_3 - Z_7 - 2Z_4 - Z_9) / 8D \end{aligned} \quad (1)$$

onde l e c são tangente(declividade) nas direções x e y , linhas e colunas respectivamente, D é o espaçamento das células/pixels na matriz, e representa a altitude da célula/pixel.

A equação apresentada por Longley *et al.* (2013) fornece para os quatro vizinhos diagonais a célula/pixel (central), somente metade do peso se comparado aos vizinhos cardeais ao determinar a declividade do mesmo. Em trabalho de revisão, Li *et al.* (2005) compila pelo menos outras sete equações para cálculo de declividade, com atribuição de pesos diferentes conforme método empregado. Com base na Equação 1, os valores de tangente da *declividade* e tangente da *orientação* são obtidos da seguinte forma:

$$\text{tg}(\text{declividade}) = \sqrt{b^2 + c^2} \quad (2)$$

onde *declividade* é o ângulo da declividade na direção de maior inclinação.

$$\text{tg}(\text{orientação}) = b/c \quad (3)$$

onde *orientação* é o ângulo entre o eixo y e a direção da maior inclinação, medida no sentido horário.

Nesse sentido as variáveis morfométricas extraídas de MDE tem prestado significativo suporte às análises hidrológicas (Antonioli *et al.*, 2017). Em modelos de precipitação por exemplo, a principal ação da declividade é regular o equilíbrio entre escoamento superficial e infiltração no solo (Valeriano, 2008). Araújo *et al.* (2009) salienta que dependendo da cobertura do solo, a infiltração pode ser nula (asfalto) e neste caso o peso da inclinação será ainda maior para os cálculos de deflúvio. Já a orientação da vertente determina as linhas de fluxo, isto é, o escoamento superficial em direção ao talvegue ou ao próprio exutório da bacia (Valeriano, 2008; Gribbin, 2016).

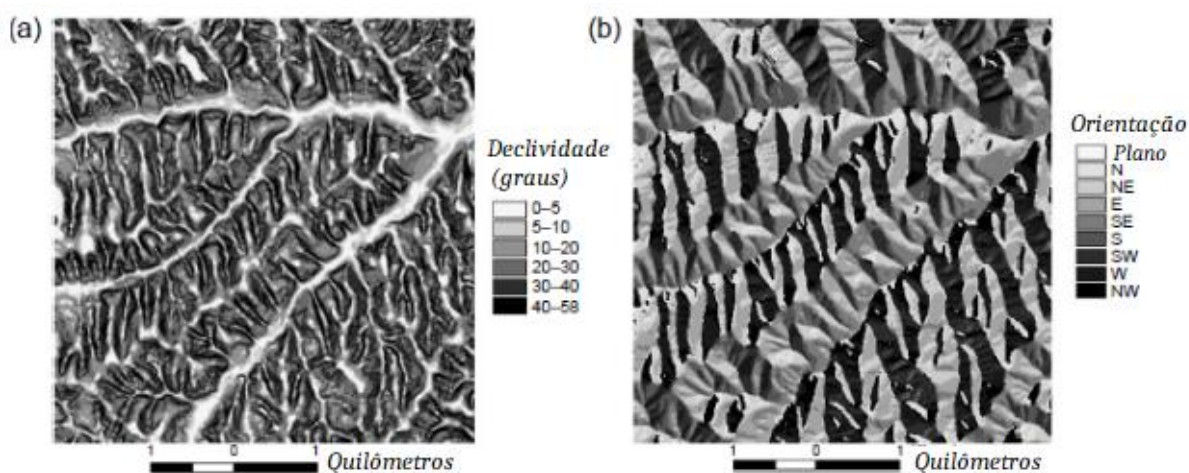


Figura 8: Representação geomorfométrica do gradiente de declividade (a) e orientação das vertentes (b) em níveis de cinza. Fonte: Adaptado de Li *et al.* (2005).

Já em modelos costeiros, Martínez-Graña *et al.* (2016) destacam que as áreas costeiras com pequena inclinação apresentam alto potencial de deslocamento da água do mar em direção ao continente, também controlando a velocidade de drenagem (*withdraw*) após os eventos extremos (Martínez-Graña *et al.*, 2016). Paprotny & Terefenko (2017) apontam que tempestades de longa duração podem

inundar uma área ainda maior e chegar a cotas mais elevadas em costas baixas e expostas. Ambientes com geomorfologia associada a sistemas deposicionais apresentam grande dificuldade em escoar a água em excesso, normalmente apresentando cenários secundários de alagamento pelo represamento da água, mesmo após dias do evento de inundação. Importante destacar que isso se deve não só a fatores morfológicos, como a ineficiência dos canais de drenagem (Wdowinski *et al.*, 2016) mas também à dinâmica hidrológica subsuperficial relativa a altura do lençol freático (Paprotny & Terefenko, 2017).

1.7.3.2. Resolução espacial de MDE aplicados a modelos hidrológicos

A resolução de dados altimétricos no formato matricial é extremamente dependente da tecnologia e métodos de aquisição, bem como dos processamentos realizados sobre os dados, como o uso de interpoladores determinísticos ou probabilísticos para a geração de MDE. Conforme discutido anteriormente, parâmetros morfométricos como a declividade e a orientação são funções diretamente relacionadas a resolução espacial (Longley *et al.*, 2013), definindo assim o nível de detalhamento da superfície matricial (Hengl & Evans, 2009) e conseqüentemente, influenciando o comportamento estimado para o deslocamento hidrológico (Poulter & Halpin, 2008; Poppenga & Worstell, 2015; Yunus *et al.*, 2016).

Para Antonioli *et al.* (2017) a análise da topografia 3D de alta resolução está aumentando significativamente a capacidade de resposta dos estudos costeiros ao estimar a retração da linha de costa em relação aos cenários de subida do nível do mar. Se há vinte anos os estudos estavam limitados a resolução de 90 m, com a difusão dos MDE de escala global produzidos pela NASA através da *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (Pike *et al.*, 2009; Gesch, 2009); hoje os pesquisadores e uma pequena parcela dos tomadores de decisão contam com MDE com resoluções menores que 1 m. No entanto, modelos de escala regional ainda são ferramentas essenciais para a caracterização macroespacial de sistemas hidrográficos, incluindo o suporte a gestão de bacias (Sreeja *et al.*, 2016).

Segundo Jensen (2009) a resolução espacial é a medida da menor divisão angular ou linear entre dois objetos e sua determinação depende da forma de obtenção da imagem. No caso de produtos aerofotogramétricos ou adquiridos por sensores orbitais, parâmetros como o campo de visada instantâneo (IFOV) e altura de vôo, são fatores determinantes para a resolução espacial (Meneses, 2012). Já em sistemas de coleta na forma de pulso, como o sistema LiDAR, a aquisição é

pontual sendo sua resolução espacial determinada pela combinação das características de projeção do laser no terreno, a densidade amostral representada pelo número de pontos por unidade de área (Jensen, 2009) e dos métodos de interpolação empregados (Hengl & Evans, 2009).

A descrição da resolução espacial no formato digital (célula/pixel) é através de uma grade retangular, comumente expressa em metros conforme seu comprimento e largura no terreno (Pike *et al.*, 2009), o que também é conhecido como *Ground Sample Distance* – GSD (ESRI, 2016). Nesse sentido, a resolução espacial definirá o nível de detalhamento da imagem ou *Level of Detail* – LOD (Li *et al.*, 2005), isto é, a capacidade de identificação de alvos pela interpretação visual ou através de procedimentos metodológicos com fins à modelagem. Uma regra prática, porém generalista para a determinação da resolução espacial é apresentada por Jensen (2009) onde se estabelece que a célula/pixel da imagem seja pelo menos a metade do tamanho do alvo a ser identificado em sua menor dimensão. Hengl & Evans (2009) orientam o uso de aplicações matemáticas para a determinação do GSD necessário, levando em conta a densidade de inflexões do terreno a ser representado digitalmente.

MDE de média e baixa resolução, com células maiores que 10x10 m (Jensen, 2009) fornecem matrizes com generalização de pequenas feições, sendo impossível distinguir alvos com área limitada ao interior do pixel (Longley *et al.*, 2013). Na prática isso significa que a resolução impacta diretamente a qualidade de todos os produtos derivados do MDE. Sobre a relação entre resolução espacial de DEMs e a declividade, Hengl & Evans (2009) ressaltam que se o tamanho da célula/pixel for suficientemente fino, com alguns centímetros de resolução, será possível detectar as variações na declividade mesmo em superfícies de pequena amplitude altimétrica, como uma planície de inundação. À medida que a resolução da grade se torna mais grosseira, os valores de declividade se tornaram mais homogêneos (Hengl & Evans, 2009).

No caso específico de modelos de inundação costeira, Paprotny & Terefenko (2017) reforçam que a generalização morfométrica das feições acarreta em limitações severas nas avaliações, produzindo elevadas estimativas de erro (RMSE) que depreciam as abordagens altamente dependentes do componente topográfico (Yunus *et al.*, 2016). Logo, MDE de resolução grosseira não são adequados para avaliar a subida do nível do mar, uma vez que pequenas diferenças na elevação podem ter impactos distintos nas áreas afetadas (GFDRR, 2015). Para

levantamentos em áreas costeiras com pequena amplitude altimétrica utilizando LiDAR, Paprotny & Terefenko (2017) indicam a densidade média de coleta com 4 a 12 pontos/m² para solos rurais e urbanos respectivamente, resultando em células de 1 m de resolução espacial.

Em contrapartida, MDE de alta resolução espacial trazem uma série de inconvenientes, sendo o mais notável deles o tempo de processamento. A modelagem de superfície de resolução fina (GSD centimétrico) exige alto desempenho computacional (Longley *et al.*, 2013). No caso dos modelos de inundação, as avaliações com uso de MDE de alta resolução estão normalmente restritos a estudos detalhados de áreas relativamente pequenas (Hengl & Evans, 2009); ou mapeamentos de grandes áreas, mas com resolução espacial grosseira, o que normalmente conduz a um alto nível de incerteza (Seenath *et al.*, 2016; Yunus *et al.*, 2016). Conforme ressaltam Hengl & Evans (2009) e Longley *et al.* (2013) a escolha da resolução espacial traz um custo associado não apenas a aquisição dos dados, como também para a execução do modelo.

Gesch (2009) enfatiza que não basta obter um produto de alta resolução, é necessário que tanto a resolução horizontal quanto a vertical sejam adequadas ao tipo de avaliação. As características espaciais do MDE podem levar a uma sub ou superestimativa na avaliação da inundação costeira, principalmente quando se estabelece condições de deslocamento superficial. Gesch (2009) destaca ainda que em alguns casos o valor de incerteza associado ao modelo morfométrico pode superar o próprio valor de subida do nível do mar projetado. Em outras palavras, um conjunto de dados de elevação de alta resolução não produz necessariamente um modelo de fluxo superficial altamente confiável (Barber & Shortridge, 2005; Poppenga & Worstell, 2016) sendo necessário outros cuidados metodológicos como por exemplo, o ajuste da referência vertical para áreas costeiras (Gesch, 2009; Schmid *et al.*, 2014; Krueel, 2016) e as regras de conectividade hidrológica (Poulter & Halpin, 2008; Poppenga & Worstell, 2015; Yunus *et al.*, 2016).

1.7.3.3. Referência vertical e a determinação do nível do mar local

Segundo Longley *et al.* (2013) o conhecimento da altitude de uma determinada área costeira, assim como sua relação métrica com o nível relativo do mar é fundamental para a predição dos efeitos das mudanças climáticas. Diversos autores (Bush *et al.*, 1999; Bush *et al.*, 2001; Rotzoll & Fletcher, 2013; Murdukhayeva *et al.*, 2013; Hoover *et al.*, 2017; Martínez-Graña *et al.*, 2016;

Wdowinski *et al.*, 2016) destacam a altitude como a mais importante característica na avaliação de inundações costeiras, sendo necessário correlacionar a precisão altimétrica obtida na coleta de dados topográfico com o nível de referência do mar local (Gesch, 2009).

O mais comum nos trabalhos que envolvem a topografia de áreas costeiras é a adoção de um *datum* vertical baseado na aferição das marés locais ou *datum de maré*. A referência de maré analisa a diferença de altura entre as sucessivas marés altas e baixas, sendo que dependendo da localização geográfica essas oscilações podem variar de alguns centímetros até metros (Martínez-Graña *et al.*, 2016) se constituindo em regimes de micro e macromaré respectivamente (Garrison, 2010). Como o *datum de maré* consiste em uma referência vertical para estabelecer o limite de terras sujeitas à flutuação das marés (Ghilani & Wolf, 2013) conhecer o seu comportamento torna-se fundamental para uma série de atividades ligadas a gestão costeira (Kruel, 2016).

A definição mais empregada do termo *datum de maré* na avaliação de riscos é com base na linha *média das preamares superiores* (*Mean Higher High Water – MHHW*) referência vertical extrema presente nos trabalhos de Murdukhayeva *et al.* (2013), Rotzoll & Fletcher (2013), Schimid *et al.* (2014), Hoover *et al.* (2017), Kruel *et al.* (2016) e Yunus *et al.* (2016). Entretanto Ghilani & Wolf (2013) ressaltam que a bibliografia internacional também apresenta outras referências de maré tais como: *preamar média* (*Mean High Water – MHW*); *baixa-mar média* (*Mean Low Water – MLW*); e *média das baixa-mares inferiores* (*Mean Lower Low Water – MLLW*).

Ainda conforme Ghilani & Wolf (2013) as interpretações e métodos relacionados ao *datum de maré* podem apresentar certa arbitrariedade e em muitos casos representar não apenas as características geomorfológicas e oceanográficas de uma determinada costa, como também refletir as atividades sócio-econômicas desempenhadas sobre a mesma. Em estudo sobre a avaliação de inundações por subida do nível do mar e acompanhados de marés de tempestade, Kruel (2016) se deparou com cinco *data* verticais em uso para a cidade de Boston (Massachusetts, EUA) cada um deles atendendo setores específicos da comunidade local. Em metodologias que envolvam cartas de risco isso pode se tornar um problema para o gerenciamento costeiro e defesa civil, visto que é significativo o uso de limiares de inundação baseados no *datum de maré* (Wdowinski *et al.*, 2016).

Schimid *et al.* (2014) ressalta que modelos de inundação tomam muitas vezes como referência *datum* ortométricos, ou seja, referências verticais ajustadas à

sistemas geodésicos, que não são *datum de maré* propriamente dito e, portanto apresentam um valor de zero que não equivale a qualquer nível real de maré. Isso pode significar uma relevante fonte de erro dependendo da referência tomada para o ajuste do modelo geoidal, principalmente no caso da área de estudo apresentar uma grande amplitude de maré. Buscando minimizar tais problemas, Gesch (2009) aponta que levantamentos topográficos através de sistemas LiDAR, baseados em referências elipsoidais, melhoraram significativamente a precisão vertical dos dados topográficos, mas os produtos derivados devem incorporar a diferença de altura entre o nível médio do mar local e o zero do *datum* vertical adotado.

A preocupação com a correspondência vertical entre diferentes *datum* utilizados em atividades costeiras nos Estados Unidos levou a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) a produzir uma ferramenta de ajuste chamada *VDatum*®. O *software* foi projetado para converter verticalmente dados geoespaciais entre uma variedade de referências altimétricas, sejam elas provindas de *datum* mareográfico, ortométrico (ajustado pela altura geoidal) ou geodésico (elipsoidal)⁷.

Outra limitação associada ao *datum de maré* é o acesso aos dados mareográficos. Portos e hidrovias normalmente fazem uso de marégrafos, mas a disponibilidade de dados de maré medida depende da distribuição da rede de estações (Silva *et al.*, 2004; Schmid *et al.*, 2014). Somado a isso, muitos desses marégrafos estão instalados em ambientes abrigados e com forte influência fluvial, como deltas e estuários, inviabilizando as inferências para áreas próximas que estão diretamente expostas às forçantes meteoceanográficas, como apresentado no trabalho de Goulart (2014) para a praia do Cassino (RS, Brasil). Ainda que a tábua de maré baseada estritamente na componente astronômica possa informar a maré prevista dentro dos limites de uma determinada latitude, a frequência e distribuição histórica das medições feitas através de marégrafo estará na maioria das vezes vinculada ao corpo hídrico de referência. Martínez-Graña *et al.* (2016) apontam que a falta de dados mareográficos ou mesmo a descontinuidade em uma série temporal pode se tornar um empecilho para as estimativas de elevação do nível do mar local, gerando um alto nível de incerteza pela imprecisão temporal e espacial da referência vertical.

Na ausência de dados mareográficos ou *datum de maré* incompatível, existem outras formas de estimar o nível de referência vertical da linha de costa. O

⁷ O *software* é disponibilizado através do site <https://vdatum.noaa.gov/>, sendo que os *datum de maré* presentes no banco de dados são restritos ao território dos Estados Unidos.

nivelamento topográfico com a medição de perfis praias, georreferenciados a partir de um marco, fornece informações sobre o comportamento da linha d'água em curto termo (Boak & Turner, 2005). As principais limitações do método é a pouca representatividade temporal, restringindo a amostra ao comportamento morfodinâmico do sistema praias para um determinado período. Levantamentos topográficos, independente da forma de coleta, podem representar apenas as características sazonais ou mesmo diária do nível do mar local devido a alta variabilidade das taxas de transporte e sedimentação do ambiente praias (Muehe & Klumb-Oliveira, 2014).

A identificação e georreferenciamento da variação de maré também pode ser estimada através de uma série temporal de imagens de alta resolução espacial, como as obtidas por aerofotogrametria (Martínez-Graña *et al.*, 2016). Essa técnica muito difundida para a delimitação de linha de costa (Boak & Turner, 2005) está sujeita a referência vertical (posição da linha d'água) do momento da coleta, mas pode se constituir em um robusto método de registro de maré através da correção geométrica (ortorretificação), que minimiza as distorções, bem como o correto registro do banco de imagens, garantindo a correspondência espacial da série (Jensen, 2009).

Com uma série de capturas por vídeo-imagens é possível estimar o nível de referência de maré de uma praia. Um sistema de câmeras instaladas à beira-mar permite o monitoramento de alta frequência da dinâmica praias durante o período diário de insolação, devido a limitação espectral do sensor (Boak & Turner, 2005; Goulart, 2014). Com um banco de vídeo-imagens é possível obter estatísticas do comportamento de longo prazo em alta frequência das mudanças que o sistema está submetido (Boak & Turner, 2005). Goulart (2014) fez uso do método através do sistema ARGUS, onde foi aplicada a técnica de ortorretificação, que consiste no uso de um conjunto de equações e pontos de controle em solo para a conversão das imagens oblíquas em mosaicos planos de visada puramente vertical, permitindo estimar a posição horizontal da linha de praia (*shoreline*) através de algoritmos de processamento digital de imagens.

A redução de nível para um *datum* elipsoidal através de cálculos de ondulação geoidal é outra técnica recorrente nas análises de inundação (Webster *et al.*, 2004; Leon *et al.*, 2014), principalmente quando na ocorrência de integração de dados topobatimétricos (Seenath *et al.*, 2016). Conforme a designação, sistemas elipsoidais consideram a superfície terrestre como um elipsóide geometricamente perfeita, com potencial gravimétrico constante e que rotaciona em torno de um eixo

polar (Fernandes, 2007); já sistemas geodésicos representam a superfície terrestre com suas irregularidades na forma de ondulações não uniformes (Ghilani & Wolf, 2013). O assoalho irregular da representação geoidal se deve às variações na distribuição de densidade e massa do planeta, além da própria rotação terrestre, resultando assim na distribuição não homogênea do campo gravitacional (Fernandes, 2007).

Como não é possível medir diretamente o geóide através de um sistema de posicionamento puro, são feitas inferências a partir do elipsóide (Monico, 2008). De posse de dados gravimétricos na forma de ondulação geoidal é possível determinar a diferença de altura entre elipsoide de referência e o geóide, obtendo-se assim a altitude ortométrica (H), a partir da seguinte Equação (4):

$$H = h - N \quad (4)$$

onde h é valor da altitude geométrica e N é a altura geoidal, dada pelo valor conhecido da ondulação geoidal, ambos para um determinado ponto na superfície.

O geóide é uma superfície equipotencial definida pela ação da gravidade (Ghilani & Wolf, 2013) sendo a superfície zero para medições de elevação (ESRI, 2003). Um receptor GNSS coleta dados altimétricos por meio de referência geométrica de valores elipsoidais (h), à medida que no cotidiano das mais diversas atividades da sociedade a demanda é por informações de altitude ortométrica (H), ou seja, vinculadas ao campo gravimétrico terrestre, sendo assim associadas a realidade física e não a forma puramente matemática do elipsóide (Monico, 2008).

O ajuste da vertical promovido pela ondulação geoidal (Figura 9) é fundamental para a adoção de valores de altitude ortométrica nos estudos costeiros, em especial aqueles com foco na dinâmica hidrológica de interface continente-oceano. Devido a referência gravimétrica existe uma aproximação do zero do *datum* vertical geodésico com o nível médio do mar global (*Global Mean Sea Level – GMSL*). Embora seja normalmente assumido para o litoral a relação direta entre altitude zero da superfície do geóide e do nível médio do mar, o geóide pode diferir do nível médio por dezenas de centímetros ou mesmo vários metros em alguns pontos, conforme as variações gravimétricas ao longo do globo (ESRI, 2003; Fernandes, 2007). A preocupação com essa imprecisão se justifica, pois conforme

Poulter & Halpin (2008) em muitos casos o erro vertical pode ultrapassar os valores de elevação do mar promovidos por projeções e cenários de subida do nível do mar.

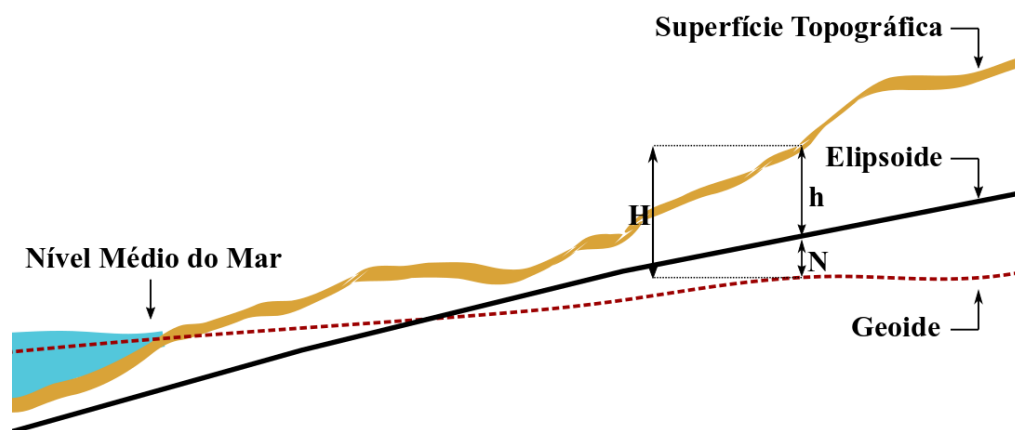


Figura 9: Esquema gráfico da relação entre superfície topográfica, elipsoide de referência, superfície do geóide (ondulação geoidal) e a relação com a equação da altitude ortométrica. Fonte: Adaptado de ESRI (2003).

Por esses motivos, o nível do mar local e conseqüentemente o *datum* vertical baseado nele, difere de costa para costa ao longo do globo. No caso do Brasil, o conjunto de marcos (referência de nível – RN) do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) formam a Rede Altimétrica de Alta Precisão (RAAP), que tem como referência vertical, com a exceção do estado do Amapá, as medições realizadas entre 1949 e 1947 no marégrafo localizado no Porto de Imbituba (SC, Brasil) com ajustes do modelo em 2005 e 2018 (IBGE, 2018). Desde 1996 foi instalada a Rede Maregráfica Permanente para Geodésia (RMPG), com observações maregráficas convencionais e digitais em pontos estratégicos do litoral brasileiro. Segundo o IBGE (2015), a finalidade de tal rede é o acompanhamento geoespacial das variações altimétricas geoidais ao longo da costa brasileira, visando principalmente o suporte às atividades que envolvam a cartografia náutica e as operações portuárias.

Como alicerce às atividades do SGB está a rede gravimétrica brasileira, consolidada a partir da década de 1990 com a distribuição de estações por grande parte do território nacional. Prestando o devido suporte não só ao modelo geodésico adotado pelo país, mas também aos levantamentos geológicos e geofísicos de prospecção mineral (IBGE, 2015). Com a finalidade de auxiliar os cálculos de transformação de altitudes elipsoidais (h) para ortométricas (H), o IBGE mantém desde 2006 o projeto MAPGEO, que deu origem ao *software* de mesmo nome⁸. O

⁸ Atualmente o *software* encontra-se na sua versão 2015 e pode ser obtido através do site <https://www.ibge.gov.br/geociencias/modelos-digitais-de-superficie.html>.

projeto MAPGEO é uma importante ferramenta para os estudos geodésicos no Brasil, apresentando significativa melhora se comparado a seu predecessor (RMS de $\cong 0,21$ m para $\cong 0,17$ m para todo o território mapeado).

O modelo mais recente do MAPGEO apresenta discrepância de até +/-0,49 m na comparação com a coleta da GNSS sobre RN, sendo que o IBGE destaca na documentação do *software* que algumas regiões do território ainda não podem ser devidamente avaliadas, como a maior parte da região Norte, áreas oceânicas e ilhas por toda a extensão da plataforma brasileira. Para as áreas costeiras, o mapa de discrepância omite o valor associado a pequenos trechos do Rio Grande do Norte (RN), Espírito Santo (ES), Rio de Janeiro (RJ); grande parte do Rio Grande do Sul (RS); e toda costa de Pernambuco (PB). Isso se deve principalmente a pequena e/ou irregular distribuição da malha de RNs ao longo da zona costeira desses estados, algo determinante para a avaliação da acurácia do modelo.

1.7.3.4. Abordagem *bathub* e regras de conectividade hidrológica

O *bathub model* (Leon *et al.*, 2014; Schmid *et al.*, 2014) também conhecido como *bathub approach* (Poulter & Halpin, 2008; NOAA, 2017) é a uma abordagem recorrente na bibliografia internacional para avaliações de inundação costeira (Yunus *et al.*, 2016; Antonioli *et al.*, 2017). Consistindo em uma proposta metodológica geoespacial que se vale de MDE para simular fluxos hídricos, sendo sua estrutura fortemente dependente da qualidade dos dados topográficos de entrada (Poulter & Halpin, 2008; Seenath *et al.*, 2016; Yunus *et al.*, 2016).

A abordagem *bathub* é utilizada principalmente em avaliações do potencial de inundação em áreas costeiras ou quando cruzado com dados demográficos e seus ativos do risco de inundação. Os cálculos da abordagem *bathub* podem ser implementados via SIG (Poppenga & Worstell, 2015; Seenath *et al.*, 2016; Yunus *et al.*, 2016; NOAA, 2017; Paprotny & Terefenko, 2017) o que facilita a integração com outros planos de informação georreferenciados, ou ainda através de *softwares* de cálculo de matrizes como o GNU Octave© e MATLAB®.

Conforme Paprotny & Terefenko (2017), seu nome remete ao processo de “preenchimento da banheira” (*bathub fill*) gerando informações sobre a extensão e profundidade da inundação conforme a superfície hidrológica preenche a estrutura geomorfométrica da bacia atingida. Na concepção moderna dessa abordagem, considera-se que o corpo hídrico abrangerá todas as terras situadas em altitudes abaixo do nível d’água projetado, desde que haja uma conexão direta com a fonte

da inundação ou com células inundadas, sendo amplamente utilizado em modelos de avaliação dos impactos das mudanças climáticas relacionados a subida do nível do mar (Kruel, 2016; Seenath *et al.*, 2016; Yunus *et al.*, 2016; Antonioli *et al.*, 2017; Paprotny & Terefenko, 2017; Ballesteros *et al.*, 2018).

Mesmo largamente utilizada, a abordagem *bathtub* possui algumas limitações, além de certos cuidados quanto a sua aplicação. Conforme destacam Schmid *et al.* (2014), Yunus *et al.* (2016) e Paprotny & Terefenko (2017), muitas aplicações da abordagem *bathtub* são estáticas, não considerando a direção do escoamento e assumindo que os efeitos da inundação são instantâneos. Poppenga & Worstell (2015) destacam que a ausência de conexão hidrológica no modelo de elevação podem levar a exclusão de áreas interiores potencialmente suscetíveis a inundação, algo crítico em avaliações de risco associada à dinâmica costeira. Todavia apenas os modelos mais tradicionais da abordagem *bathtub* são baseados unicamente na intersecção da informação topográfica com o plano correspondente a altura da lâmina d'água, gerando assim o que é comumente chamado *bathtub* simples (Pouter & Halpin, 2008; Masterson *et al.*, 2014; Yunus *et al.*, 2016).

A modelagem de inundação via *bathtub* simples é normalmente aplicada a partir de modelos digitais de superfície de baixa resolução espacial, gerando uma série de restrições quanto a análise de inundações costeiras (Yunus *et al.*, 2016). Além disso, a abordagem tende a negligenciar a direção do fluxo, visto que a concepção mais simples do método não prevê o deslocamento entre células, mas sim a distribuição uniforme da lâmina d'água entre as células com altura menor que o valor do nível de referência, inundando todas as cotas mais baixas simultaneamente (Poulter & Halpin, 2008; Yunus *et al.*, 2016).

Contudo nos últimos anos diversos autores introduziram maior complexidade aos modelos de inundação baseados na abordagem *bathtub*, tornando-os mais versáteis e usualmente denominando-as como *bathtub* modificado (Murdukhayeva *et al.*, 2013; Yunus *et al.*, 2016; Kruel *et al.*, 2016; NOAA, 2017). Isto posto, Poulter & Halpin (2008) esclarecem que a apropriada aplicação da abordagem *bathtub* reside em dois aspectos básicos da análise de superfície: o primeiro remete ao deslocamento adjacente ou em termos hidrológicos, a inserção do escoamento superficial; condição associada a escala dos dados (detalhamento das feições geomorfológicas) e da regra de espalhamento adotada (conectividade das células), algo até então pouco explorado em modelos de inundação costeira, mas amplamente difundido nos estudos sobre drenagem (Longley *et al.*, 2013).

O emprego de algoritmos de deslocamento da água através de múltiplas direções é bem estabelecido na modelagem de superfícies matriciais, principalmente no âmbito da análise de bacias hidrográficas (Palacios-Vélez & Cuevas-Renaud, 1986; Tarboton, 1997; 2002; Poulter & Halpin, 2008; Gruber & Peckham, 2009). Conforme Longley *et al.* (2013), quando uma superfície digital impõe obstáculo ao fluxo, a tendência é que o deslocamento alcançará maiores extensões nas topografias menos onerosas, como áreas pouco elevadas e de declividade suave (maior suscetibilidade). A função de deslocamento da água é normalmente conhecida como espalhamento (*spread*) e consiste no cálculo para cada um dos possíveis caminhos estabelecidos por regras de deslocamento (Longley *et al.*, 2013). Essencialmente, é selecionada uma regra de deslocamento para o modelo hidrológico onde o fluxo privilegia o caminho com menor custo a partir de um conjunto de movimentos possíveis. Dentre as regras mais utilizadas, destacamos o *zero-way*, o *four-way* e o *eight-way*.

O tipo *zero-way* é aplicada na concepção mais simples da abordagem *bathtub*, onde não existe conectividade hidrológica entre as células (sem deslocamento) isto é, a regra de condição única estabelece que a célula será inundada instantaneamente se sua elevação for menor que a cota hidrológica projetada (Yunus *et al.*, 2016). Já as regras *four-way* e *eight-way* estabelecem caminhos conectados as células adjacentes (Figura 10). A *four-way* utiliza a conexão apenas entre as células localizadas nas posições cardeais, avaliando caminhos em quatro possíveis direções. Já o *eight-way* além das quatro posições cardeais, se vale das quatro diagonais, promovendo a avaliação de oito possíveis caminhos.

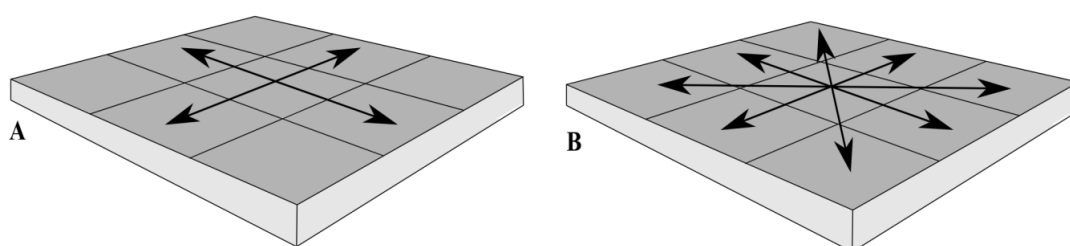


Figura 10: Representação de matrizes com o conjunto de movimentos do tipo *four-way* (A) e do tipo *eight-way* (B). Fonte: Adaptado de Longley *et al.* (2013).

Para modelos hidrológicos que se valem prioritariamente de MDE, a adoção de movimentos de quatro ou oito caminhos auxilia na resolução do problema topológico da conectividade hidrológica (Longley *et al.*, 2013). Neles o modelo prevê a inundação se duas condições forem satisfeitas: caso a célula tenha elevação inferior

a cota projetada; e se estiver conectada a fonte da inundação ou a outra célula adjacente já inundada (Figura 11). No segundo caso, a água poderá escoar para qualquer uma das células vizinhas conforme o conjunto de movimentos adotado, se estendendo em direção do menor custo conforme a declividade da vertente (Figura 12).

Poulter & Halpin (2008) consideram que a escolha de uma regra de conectividade é decisiva na delimitação da extensão da área inundada, mesmo destacando que o modelo geomorfométrico ainda assim terá o maior peso na avaliação. Os autores ainda apontam que a regra do tipo *four-way* pode subestimar as conexões de fluxo, pois apresentam apenas quatro caminhos possíveis; e que os caminhos diagonais podem superestimar a conectividade na regra do tipo *eight-way*. Em ambos os casos, uma maior conectividade tendem a valorizar as micro-feições do relevo obtidas via MDE de alta resolução (Poulter & Halpin, 2008). No mesmo sentido, Yunus *et al.* (2016) apontam que abordagens *bathtub* que utilizam a regra do tipo *zero-way* tendem a maximizar a extensão da inundação, visto que todos os terrenos mais baixos que a cota de projeção mar serão inundados, sem exceção.

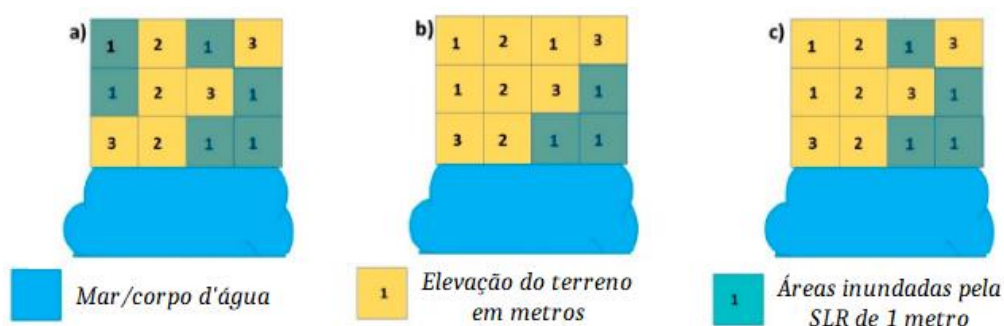


Figura 11: Exemplos do comportamento dos três tipos de regras de movimentos na avaliação de inundação promovida pela subida do nível do mar. a) *zero-way* ou não-conectada, onde todas as células com valor de elevação menor que o nível do mar são inundadas simultaneamente; b) *four-way*, além da elevação, as células precisam estar conectadas a fonte ou adjacentes a célula inundada conforme as quatro posições cardinais; c) *eight-way*, semelhante a *four-way*, mas também possibilita a conexão com células posicionadas diagonalmente. Fonte: Adaptado de Yunus *et al.*(2016).

O segundo aspecto apontado por Poulter & Halpin (2008) diz respeito à coleta, processamento e a devida distinção entre os diferentes tipos de modelos digitais de elevação. Como discutido anteriormente, MDE (ou DEM) é o termo genericamente empregado para se referir a uma representação digital da superfície terrestre. Se o MDE contém dados sobre a altura de alvos que estão acima do solo, ele é considerado um *Digital Surface Model* (DSM), enquanto que o *Digital Terrain Model*

(DTM) refere-se ao modelo de superfície onde consta apenas a elevação do solo, com mínima interferência de outros objetos (Jensen, 2009).

11 ↘	9 ↘	8 ↓	10 ↙	12 ↙
9 ↘	8 ↘	6 ↓	9 ↙	12 ↙
7 ↘	6 ↘	4 ↓	8 ↙	12 ←
6 ↘	5 ↘	3 ↓	9 ↙	↖11
6 →	4 →	2 ↓	←10	↖12

Figura 12: Análise hidrológica de um modelo matricial. O número em cada célula equivale ao custo de deslocamento. As setas indicam a direção de escoamento entre as células/pixel adjacentes usando como regra o movimento *eight-way*. A tendência do fluxo é percorrer a rota com o menor valor de atrito e escoar para o ponto mais baixo, neste caso o talvegue representado pelos valores no centro da imagem. Fonte: Adaptado de Longley *et al.*(2013).

De forma paradoxal a alta resolução dos MDE proporcionada pelas recentes ferramentas de aquisição e tratamento de dados topográficos, trouxe nova preocupação quanto a conectividade hidrológica nos modelos de inundação. Segundo Poppenga & Worstell (2016) durante a década de 1990 e até a metade da década de 2000 não existia a preocupação com a representação do micro-relevo em modelos geomorfométricos, pois o detalhamento topográfico estava limitado na melhor das hipóteses a resolução de 30 m.

A suavização estatística promovida por métodos de interpolação (Poulter & Halpin, 2008) ou mesmo a coleta por nuvem de pontos que sobrepõem feições quando na presença de canais de drenagem (Poppenga & Worstell, 2016) podem impactar decisivamente a qualidade da avaliação de inundação, pois interferem nas regras de deslocamento de células. Em modelos de inundação costeira, dados associados a feições de alta verticalidade podem encobrir depressões e canais de drenagens naturais que proporcionam conectividade real, mas que não estarão representados no modelo de superfície.

Poppenga & Worstell (2016) destacam que dados de elevação obtidos por sistemas LiDAR, e aqui podemos estender essas precauções para sensores acoplados a UAVs, consistem em um novo desafio para a modelagem hidrológica, pois baseiam-se na obtenção de cotas através de uma nuvem de pontos da superfície com alta resolução espacial, o que inclui todo tipo de feição elevada. Assim, em áreas urbanas, a infraestrutura na forma de edifícios, pontes e sistemas de drenagem artificiais serão georreferenciados a partir da sobreposição da

elevação do solo com suas respectivas alturas. Na área rural não será diferente, visto que as referências elevadas como árvores e torres de alta tensão promovem a mesma limitação.

Schimid *et al.* (2014) e Poppenga & Worstell (2016) ressaltam que ambientes paludais e áreas costeiras planas são mais suscetíveis a imprecisão promovida por modelos digitais de superfície, pois as feições protuberantes resultam em acréscimo aos valores de elevação muito acima do real devido a baixa amplitude morfométrica destas paisagens. Segundo Yunus *et al.* (2016) esse acréscimo na elevação resulta em menores extensões nas estimativas de inundações costeiras. É importante destacar que esse efeito não se deve apenas ao acréscimo vertical promovido pelas feições, mas também ao bloqueio de canais e ao mascaramento de depressões.

Neste sentido, Poulter & Halpin (2008) atentam que para a fidedigna representação da planície de inundação será necessário, em alguns casos, a correção da conectividade hidrológica do modelo, permitindo assim o deslocamento da água com a retirada dos represamentos artificiais. Poppenga & Worstell (2016) ampliam a discussão apresentando métodos semi-automatizados que promovem a validação da hidro-conectividade em modelos de superfície, principalmente onde aspectos da drenagem são essenciais (Figura 13). O resultado esperado de tais técnicas corretivas é a aproximação do modelo de superfície (DSM) ao modelo de terreno (DTM), diminuindo as incertezas associadas a falsa obstrução da drenagem.

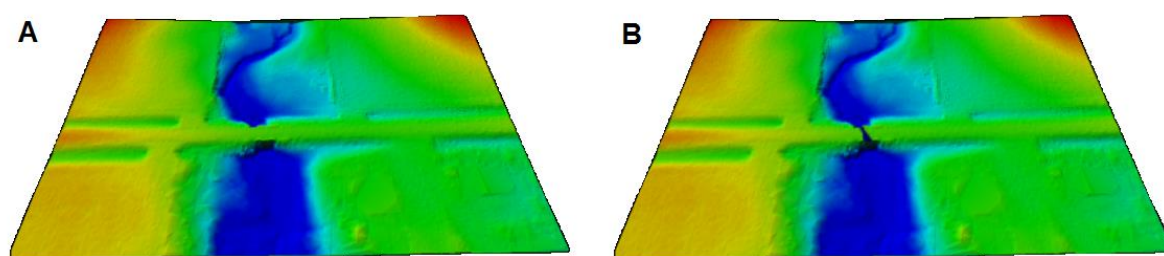


Figura 13: Exemplo de um modelo digital de superfície fruto de levantamento LiDAR. Na imagem A, o modelo mostra a obstrução do canal promovido por uma ponte; em B, a correção da hidro-conectividade. Fonte: Poppenga & Worstell (2016).

Outra alternativa apontada por Yunus *et al.* (2016) é o uso de modelos mistos com coletas realizadas em solo e coletas aerotransportadas, por exemplo, empregando GNSS-RTK e sistemas LiDAR respectivamente. Usualmente a validação da precisão vertical de modelos de superfície já utilizam esta técnica, mas com um número de amostras de solo relativamente pequena se comparada a área de estudo (Leon *et al.*, 2014). Para tanto, a topografia de canais, depressões e vias seriam mapeados com ferramentas em solo, o que evitaria feições que

representassem um potencial de represamento do escoamento superficial, enquanto que em áreas de solo exposto ou com mínima interferência vertical, a coleta se daria por plataforma aérea. Neste caso, como ponderam Poulter & Halpin (2008) há de se considerar os custos financeiros de se incluir dados redundantes de elevação, além dos custos computacionais de tal metodologia.

1.7.3.5. Integração de dados em modelos hidrológicos de superfície

Modelos hidrológicos de superfície podem integrar outros dados além da variação do nível do mar, ampliando assim o ferramental metodológico das avaliações de inundação costeira. A adição de novos *inputs* em modelos do tipo *bathhtub*, tais como: comportamento do lençol freático, dados de precipitação e taxas de subsidência tectônica; são alguns exemplos de variáveis que já foram abordadas em artigos com foco na avaliação de inundações, visto que todos esses fatores interferem na dinâmica hidrológica do ambiente costeiro.

O comportamento do gradiente hidráulico das águas subterrâneas em áreas costeiras foi apresentado originalmente por Ghyben e Herzberg (Glover, 1959), descrevendo as condições de fluxo e a interface entre água doce e salgada em ambientes permeáveis. Sobre aquíferos livres em zonas costeiras, é notória a preocupação com a intrusão salina e consequente alteração química das águas, como visto no trabalho de Ferguson & Gleeson (2012). No entanto, Rotzoll & Fletcher (2013) e Masterson *et al.* (2014) destacam que para além da inundação direta pelas águas oceânicas, as áreas costeiras de baixa elevação são suscetíveis à inundação indireta através da ascensão das águas subterrâneas impulsionadas pela subida do nível do mar (Figura 14).

A água subterrânea em aquíferos não confinados situa-se tipicamente acima do nível médio do mar, variando diariamente conforme flutuação de maré e através de outras forçantes meteoceanográficas, sendo que a amplitude desta variação diminui ao se distanciar da linha de costa, além de ser praticamente nula na face praial (Glover, 1959; Rotzoll & Fletcher, 2013; Hoover *et al.*, 2017). Em sistemas costeiros com baixa elevação e lençol freático aflorante, o efeito de ascensão da água subterrânea impulsionada pelo subida do nível do mar pode criar novas áreas úmidas ou expandir as já existentes alterando a drenagem superficial ao saturar o solo (Rotzoll & Fletcher, 2013; Masterson *et al.*, 2014; Buffin-Bélanger *et al.*, 2017); ou mesmo se mostrar substancialmente mais impactante que a própria elevação do nível do mar (Hoover *et al.*, 2017).

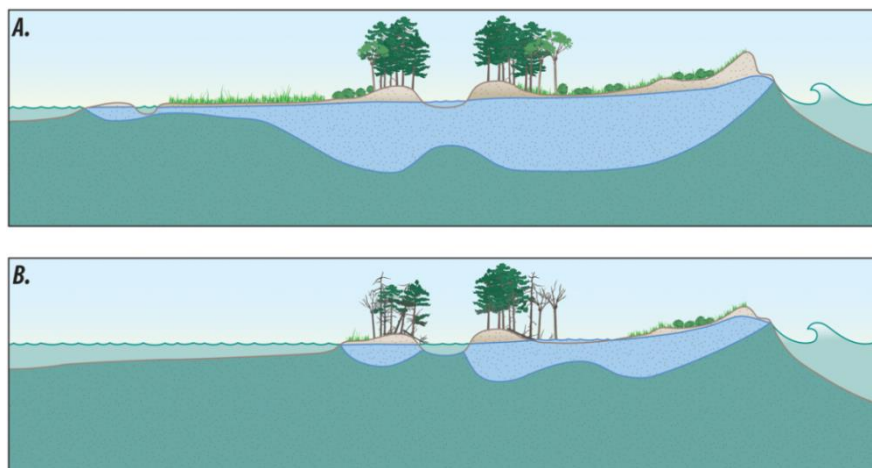


Figura 14: Diagrama conceitual da ascensão vertical do nível freático pelo efeito da subida do nível do mar em ambiente de ilha barreira A) mostra a relação entre o nível do mar e o nível freático, destacando em azul claro a água doce. B) representa os efeitos de subida do nível do mar, com a consequente redução da lente de água doce e da espessura da zona vadosa. Fonte: Masterson *et al.* (2014).

Em pesquisa desenvolvida na costa da Califórnia (EUA), Hoover *et al.* (2017) associam a altura da água subterrânea, dados de maré e de precipitação ao modelo de inundação costeiro. Os resultados mostram que projeções de subida do nível do mar diminuem a zona vadosa ao elevar o nível do lençol freático, potencializando a emersão do aquífero livre em áreas com topografia muito baixas (Figura 15). O trabalho de Rotzoll & Fletcher (2013) para a porção sudeste da ilha de Oahu (Hawaii, EUA) evidencia que a adoção de dados sobre o comportamento do nível freático em modelos de inundação são de grande valia, visto que as inundações promovidas pela ascensão das águas subterrâneas serão sentidas antes que os efeitos da inundação superficial.

A análise da interdependência entre inundações costeiras e as águas subterrâneas também está presente no trabalho de Masterson *et al.* (2014) para ambiente de ilha barreira localizado entre os estados de Maryland e Virgínia (EUA). A partir da aferição de poços de monitoramento, os autores promoveram simulações centimétricas do nível freático que foram integradas ao modelo de inundação do tipo *bathtub*. Quando projetado os cenários de elevação do nível do mar, os resultados obtidos mostraram que em sistemas de ilhas barreira com zonas vadosa pouco espessas (lençol freático aflorante), um aumento de aproximadamente 20 cm na posição do nível do mar podem ter efeitos substanciais tanto na dinâmica das águas subterrâneas, quanto nos ambientes paludais dos ecossistemas costeiros, potencializando o surgimento de áreas úmidas e reduzindo a capacidade de resposta do ambiente a condições de alagamento.

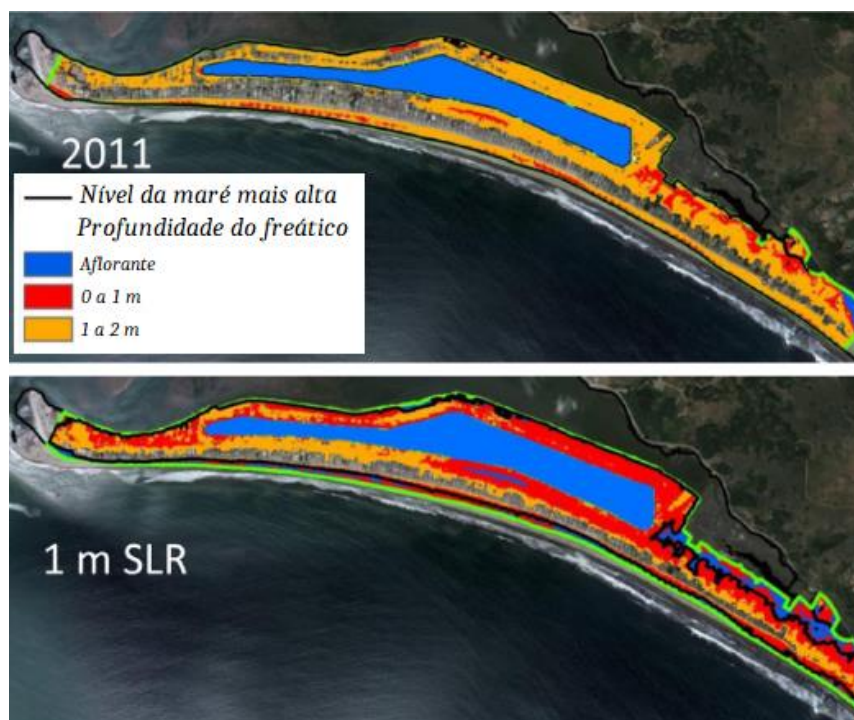


Figura 15: Profundidade do nível freático em cenários de subida do nível do mar para ambiente de barreira arenosa em Stinson Beach (Califórnia, EUA). Fonte: Adaptado de Hoover *et al.* (2017).

Hoover *et al.* (2017) salientam que metodologias para a avaliação de inundações costeiras que utilizam exclusivamente projeções do nível do mar global e referência vertical de maré, descartam os eventos transitórios que atuam na zona costeira e que podem produzir condições hidrológicas severas. Nessa perspectiva, Wdowinski *et al.* (2016) enfatizam que os estudos para avaliações de inundação geralmente ignoram os efeitos das chuvas no contexto costeiro, mesmo que este tenha papel decisivo na sobrecarga dos sistemas de drenagem por conta alterações do escoamento gravitacional à medida que o nível do mar sobe.

Em um estudo pioneiro sobre a integração da precipitação na avaliação de inundação, os resultados apresentados por Wdowinski *et al.* (2016) para Miami Beach (Flórida, EUA) mostram que a subida do nível do mar aumentou em cerca de 1/3 a frequência de inundações promovidas pela precipitação intensa, devido a redução na eficácia do transporte de água pelos canais de drenagem. Segundo Rotzoll & Fletcher (2013), inundações costeiras promovidas por mudanças climáticas podem resultar inicialmente em eventos esporádicos, mas serão uma preocupação sazonal quando eventos de sobrelevação momentânea coincidirem com épocas de chuva intensa, resultando em inundações compostas.

Sobre a variável tectônica, em trabalho sobre inundações provocadas pela subida do nível do mar em três regiões da Península Italiana, Antonioli *et al.* (2017)

agregaram a subsidência ao modelo de avaliação. Os autores estimaram as taxas de movimento tectônico vertical para as três áreas de estudo ao analisarem dados sobre datações de longo prazo em depósitos costeiros. A aplicação das estimativas de subsidência mostram que a variação vertical contribuiu fortemente na extensão da área inundada quando submetida a projeções de subida do nível do mar ao longo do século, principalmente para o litoral norte adriático.

O efeito isostático inverso, soerguimento da estrutura, é normalmente vinculado a processos orogenéticos em limites convergentes ou pelo alívio de pressão a partir do degelo continental, resultando no rebaixamento relativo do nível do mar local, o que pode ser identificado em grande parte do região costeira próxima ao Golfo do Alasca e do Mar da Noruega (NOAA, 2013). Dessa forma, o degelo continental, embora contribua para a elevação das taxas de subida do nível do mar previstas, acaba por promover soerguimento de áreas antes congeladas, o que levará os efeitos de inundação a outras regiões do globo que não aquelas onde ocorreu o degelo (Larour *et al.*, 2019).

Para além da integração de dados físicos-ambientais, existe também um esforço na bibliografia internacional para a quantificação e qualificação dos danos aos residentes e as estruturas estabelecidas nas áreas costeiras. Trabalhos que abordam os riscos inerentes a inundação costeira, sejam elas efetivas ou projetadas, integram dados demográficos, infra-estruturais e econômicos para mapear não só o alcance e a extensão espacial da água marinha, mas o nível dos impactos sociais provenientes da variação da linha de costa (Kruel, 2016). A maior parte das metodologias que integram dados sócioeconômicos utilizam SIGs devido a facilidade na sobreposição e análise dos dados georreferenciados (Lichter & Felsenstein, 2012).

Para a região de Valência (Espanha) às margens do Mar Mediterrâneo, Camarasa-Belmonte & Soriano-García (2011) apresentam metodologia para a elaboração de mapas de risco a inundação com uso da abordagem hidrogeomorfológica. A abordagem possui um forte componente hidrográfico com base na análise de bacias costeiras para a construção de mapas de inundação. Os mapas hidrogeomorfológicos são cruzados com mapas de exposição global, que levam em conta as estimativas econômicas e populacionais da região, além de dados sobre uso e ocupação do solo. A metodologia de Camarasa-Belmonte & Soriano-García (2012) expõe a necessidade do cruzamento de dados físicos e sociais para a obtenção de mapas voltados à avaliação e prevenção de riscos no

que tange às inundações costeiras. Nesse sentido, a construção de SIGs alimentados com inventários demográficos e socioeconômicos têm resultando em uma série de informações estatísticas, como aquelas presentes nos trabalhos de Paprotny & Terefenko (2017) e Lichter & Felsenstein (2012).

Conforme os períodos de retorno relacionados a tempestades, somados aos cenários do IPCC/AR5 (IPCC, 2013), Paprotny & Terefenko (2017) apresentam de forma detalhada os impactos da inundação para a costa da Polônia (sul do Mar Báltico). Os autores utilizam a abordagem *bathhtub* em ambiente SIG com foco na produção estatística e cartográfica sobre os riscos de inundações costeiras em escala regional. A metodologia empregada Paprotny & Terefenko (2017) faz uso de dados públicos e permite calcular o nível de exposição dos assentamentos costeiros, assim com as possíveis perdas permanentes de capital físico (custo bruto da substituição de ativos, bens móveis e imóveis); perdas permanentes de capital social (número de habitantes); e perdas permanentes de capital natural (valor venal da terra, incluindo habitats protegidos).

Já o trabalho desenvolvido por Lichter & Felsenstein (2012) para a porção central da costa de Israel (leste do Mar Mediterrâneo) avalia os custos relacionados a inundação para os dois maiores centros urbanos daquele país, Haifa e Tel Aviv. A pesquisa parte do pressuposto que a maior parte dos modelos de inundação para o mapeamento de riscos faz uso de escalas regionais, mas que os riscos associados à inundação são sentidos em escala local, principalmente na esfera urbana. Para os autores, a análise regional de riscos é um legado das metodologias globais de mudanças climáticas e estratégias de adaptação, como aquelas apresentadas pelo IPCC e Programa das Nações Unidas para o Ambiente (PNUA). Mas é necessário ressaltar que o emprego de escalas regionais na análise de risco costeiro muitas vezes está associado a limitações na aquisição e disponibilidade de dados em escala local, tanto geomorfométricos quanto sócioeconômicos.

Lichter & Felsenstein (2012) ainda destacam o papel estratégico do SIG, ferramenta que invariavelmente está disponível aos planejadores e pode fornecer um quadro estruturado e sistemático de apoio à decisão através da análise dos custos envolvidos na mitigação de riscos. O modelo de risco de inundação apresentado pelos autores utiliza cálculos de *run-up* e cenários de subida do nível do mar, agregando dados sobre a tipologia de edificações, levando em conta a área, o número de pavimentos e a que se destina (residencial, comercial); o número de habitantes expostos; e total do capital econômico impactado.

O foco na escala local também aparece no trabalho de Krueel (2016) para a área costeira de Boston (Massachusetts, EUA), tendo como principal objetivo a análise das variações de maré e os impactos das tempestades no cotidiano dos habitantes. O modelo de avaliação através da abordagem *bathhtub* modificada permite avaliar a frequência de inundação, o incremento no nível d'água através de cenários de subida do nível do mar, o mapeamento das áreas com potencial de inundação e o impacto a seus ativos. Krueel (2016) ressalta os transtornos e perdas provocados pelas inundações, em especial aqueles relacionados a saúde pública e da interrupção de serviços, salientando a necessidade de se adotar estratégias por parte dos tomadores de decisão que visem a antecipação de emergências.

Em concepção semelhante, Wadey *et al.* (2015) emprega a análise da inundação para uma pequena área urbanizada no sul do Reino Unido (Yarmouth, Southampton) exposta a inundações costeiras. Os autores destacam as ações de planejamento em escala local, visando minimizar os efeitos das inundações costeiras através de iniciativas na esfera comunitária que passam pela infraestrutura e uso do solo. Assim como Lichter & Felsenstein (2012), Wadey *et al.* (2015) ressaltam que existem poucos estudos de casos publicados sobre a avaliação de inundações costeiras em escala local, especialmente aqueles que apresentam exemplos de gestão efetivamente integrada com a sociedade (abordagem *stakeholder*). O modelo preliminar⁹ foi apresentado aos moradores para a apreciação, onde houve uma série de intervenções baseadas na experiência cotidiana. Segundo os autores, a contribuição dos moradores na modelagem foi decisiva, pois a comunidade de Yarmouth já vivencia os impactos das inundações costeiras e teve a oportunidade de colaborar com as correções dos modelos hidrológicos.

⁹ A visualização cinemática dos cenários apresentados a comunidade podem ser visualizados a partir do link: <https://youtu.be/ddkBpJysqFs?list=PLEbOmVdBA7XJbX-hQ3jlfq9rf2DI9AHx>

CAPÍTULO 2 – A NEW VIEW OF THE COASTAL DRAINAGE SYSTEM FOR A HOLOCENE PROGRADED BARRIER: CASSINO BEACH, RS-BRAZIL

Abstract: The Cassino coastal barrier has its geological evolution associated with sea-level regression of the Rio Grande do Sul (Brazil) coast since the last Holocene maximum transgression, about 6-5 ka BP. The stratigraphic and morphological records indicate that environmental factors alternated, giving rise to a complex physiographic system composed of foredune ridges partially covered by transgressive dune sheets (TDS). The sequential sets form an extensive regressive plain ridge, with crests acting as small basin dividers, and the swales form streamlines or even low transport competence thalwegs. In this sense, the Cassino barrier geomorphology makes it difficult to interpret its drainage system using traditional topographic methods. The main objective of this work was to extract data about the Cassino barrier drainage network and to delimit its basins, using the geospatial hydrological model and ALOS-PRISM digital elevation model as input. The modeling was performed through the hydrological ArcGIS toolset. The results indicate that the general trend of Cassino barrier flow is driven by the combination of sedimentary deposition direction and the coastal base-level. Inside the barrier, the foredune ridges sequence acts as interfluvia, with the swales holding back part of the precipitation input or conducting the waters to the margins of the system. A mixed drainage network was identified: conditioned by the crest/swales topography, establishing a parallel pattern; and another in a dendritic pattern mostly oriented to the oceanic base-level. Even with a medium spatial resolution of the DEM employed, it was possible to identify that in the occurrence of TDS formations, there is a topographic overlap that reorganizes the flow direction. The nearest portion of the current coastline, where the urban area is located, is formed by small basins established by the last two active phases of the TDS formations. Probably the last active phase of the TDS may be related to the anomalous climatic conditions promoted by the most intense La Niña from the early twentieth century.

Key-words: coastal watersheds; wetlands; digital elevation model; GIS.

Introduction

Coastal barrier is the term for a shore-parallel geomorphology, formed by sedimentary accumulation (primarily sand) and the combined action of waves, tides, and winds (Hesp and short 1999; Dillenburg and Hesp 2009). The Cassino coastal barrier is probably the most extensive record of regressive plain ridges in the world, extending 18 km at its maximum distal portion (Dillenburg *et al.*, 2017). Its geological evolution is associated with the gradual fall in the sea-level of Rio Grande do Sul (Brazil) coast since the last maximum Holocene transgression, about 6-5 ka before the present (Godolphim 1985; Villwock and Tomazelli 1995; Tomazelli and Villwock 2000; Dillenburg *et al.* 2009; Dillenburg *et al.* 2017). In addition to the classic prograded mechanisms, such as gradual sea-level regression and significant sediment input, stratigraphic and morphological records indicate that environmental control factors alternated during its development. These changes, probably of oceanographic and climatic nature, gave rise to a complex morphological system

composed of regressive plain ridges partially covered by transgressive dune sheet formations (Godolphim 1985; Long and Paim 1987; Dillenburg *et al.* 2017).

At least six morphochronological sets of foredune ridges compose the Cassino barrier, featuring alternating physiography of crests and swales. The crests act as small basin dividers, and the swales form streamlines or thalwegs with low transport competence. In these depressions, it is common the occurrence of wetlands, typical of the low-lying lands of the coastal barriers (Hesp and Short 1999; Rheinhardt and Faser 2001). Transgressive dune sheet (TDS) formations are present mainly at the boundaries between the morphochronological sets within the barrier and cover the most recent regressive plain ridges (Godolphim 1985; Long and Paim 1987; Dillenburg *et al.* 2017). These morphologies, originated by deflation, form obstacles that rearrange the surface flow distribution. In the Cassino barrier are also found saltmarshes systems (Mascarello *et al.* 2016), probably formed by the clogging of small lagoon coves (Godolphim 1983).

The Cassino barrier complex morphology becomes an obstacle to the interpretation of its drainage system, especially when adopting field observation methods or traditional topography techniques. However, the use of computational techniques for the identification and extraction of drainage networks has made possible the hydrographic analysis of complex environments, commonly using Digital Elevation Models - DEM (Poppenga *et al.* 2010). Medium and high-resolution DEMs are the raster basis for the derivation of morphometric parameters such as slope gradient, aspect orientation, roughness, and curvature (Florinsky 2017). These are primary inputs for flow identification and stream ordering through hydrological modeling algorithms (Gruber and Peckham 2009), as presented in the precursor works of Collins and Moon (1981), Beucher (1982), Marks *et al.* (1983), Band (1986), Palacios-Velez and Cuevas-Renaud (1986), Chorowicz *et al.* (1989) and Jenson (1991). In the last decades, the diffusion of hydrological algorithms through Geographic Information Systems (GIS) is notorious, facilitating the access and application of such tools.

The present work employs computational surface modeling to delineate the Cassino barrier drainage system. We used the medium spatial resolution ALOS-PRISM DEM (JAXA 2008) to extract the drainage network and delimit the catchment areas of the northern barrier section, near the inlet of the Patos Lagoon (Patos-Mirim hydrographic system), Brazilian southern coast. The modeling was performed through the hydrological toolset implemented in the ArcGIS system (ESRI 2011).

Information on aspect, slope, and hydrological retention areas of the Cassino barrier was also derived. Also, other remote sensing products (orbital sensors and UAV-based aerial photographs) were employed to assist in the hydrogeomorphological interpretation. We point out that the detailing of the Cassino barrier drainage becomes more relevant since the recurrent episodes of urban area flooding and the possible consequences of sea-level rise from the second half of this century (Church *et al.* 2013).

Regional Settings

The Cassino barrier is inserted in the Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP), located at the southern Brazilian coast (Figure 1). The coast of Brazil is marked by the geological evolution of the Atlantic passive margin (trailing edge coast), with genesis in the continental rift in the early Cretaceous period (Villwock and Tomazelli 1995; Tomazelli and Villwock 2000; 2005; Corrêa *et al.* 2019). The Cassino barrier is part of the Pelotas Basin, a large sedimentary marginal basin bordered westward by highlands (Precambrian and Paleozoic basement). The RSCP consists of Pleistocene and Holocene depositional system sediments, predominantly formed by clastic materials of terrestrial origin from continental relief dissection that have been reworked by marine action (Villwock and Tomazelli 1995; Tomazelli and Villwock 2000; 2005). The coastal deposition result is a sandy terrain of smooth transition between the inland alluvial plain and a broad, relatively shallow, low-sloping continental shelf (Dillenburg *et al.* 2009; Corrêa *et al.* 2019).

The RSCP morphology was established by the lateral coalescence of four barrier-lagoon depositional systems, from the oldest to the most recent. The first three are related to the maximum Pleistocene marine transgressions (barrier I, II, and III), followed by the last maximum Holocene transgression (barrier IV) and gradual regressive phase extending to the present (Villwock and Tomazelli 1995; Tomazelli and Villwock 2000; 2005). Over its 760 km, barrier IV presents progradation sectors, slightly concave embayment, discontinued by retrogradational sectors, in the form of coastal projections (Dillenburg *et al.* 2005; Dillenburg *et al.* 2009). The Cassino Barrier is located in a progradation section of Barrier IV, having a maximum width of 18 km, south of the lagoon system inlet of Lagoa dos Patos. According to Dillenburg *et al.* (2017) the Cassino barrier is a progradational or regressive barrier developed in the last 7 to 6 ka. It is classified as a complex barrier type, as it has more than one morphology throughout its evolution.

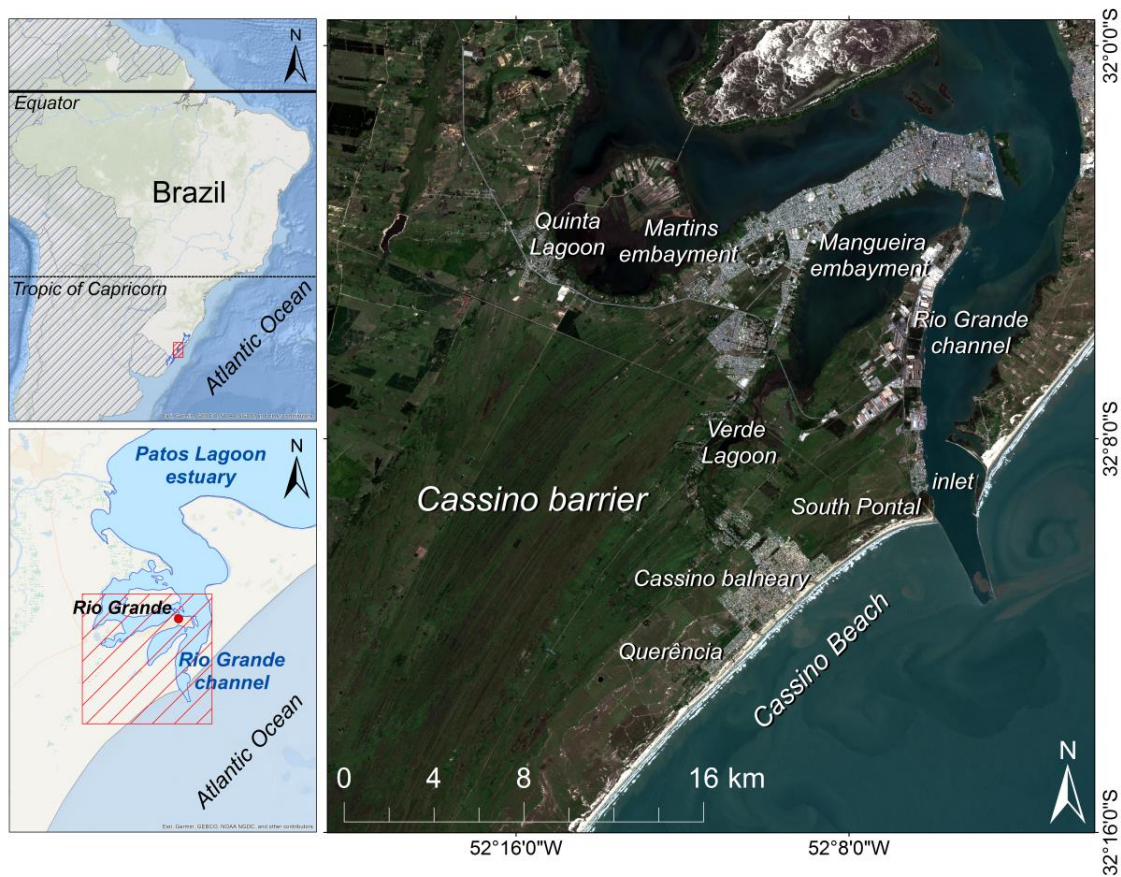


Figure 1: The Cassino barrier location (northern barrier section), Brazilian south coast.

Nowadays, the Cassino barrier coastline exhibits broad active foredune ridges. Its development is associated with an abundant budget with fine to very fine-grained polycyclic quartz sands and predominant action of winds from the NE quadrant (Calliari and Klein 1993; Villwock and Tomazelli 1995; Clerot *et al.* 2003). It is essential to highlight the flora composition promoted by the wet subtropical climate, without dry season, in the development and stability of the dune system (Seeliger and Costa 2010). The coast of Rio Grande do Sul presents a micro-tidal regime strongly influenced by the proximity of the South Atlantic amphidromic point, with maximum values not exceeding 0.5 m (Calliari and Klein 1993; Villwock and Tomazelli 1995).

The Cassino beach is an exposed wave-dominated coast, where sediment transport is controlled by the action of waves from the southern quadrant, with NE longshore drift (Almeida *et al.* 2006). The morphodynamics is predominantly dissipative, with a low slope and wide profile composed of a multi-sandbar system (Calliari and Klein 1993; Goulart and Calliari 2011; Guimarães *et al.* 2014). The seasonal activity of storms is originated from the South Atlantic extratropical cyclogenesis, with E and SE trajectories, being responsible for the main erosive episodes and storm surges (Parise *et al.* 2009; Machado and Calliari 2016).

The current phase of the Cassino barrier progradation still presents significant migration of the coastline and longshore sand bars system towards the sea (Goulart and Calliari 2013; Goulart 2014). As pointed out earlier, the sector's progradation is related to the abundant sediment availability, added to the orientation and location of the coastline (Dillenburg *et al.* 2009). However, the intervention promoted by the construction of Barra do Rio Grande jetties altered the depositional dynamics, fixing the lagoon mouth (Godolphim 1983; Toldo Jr. and Dillenburg 2001; Lélis and Calliari 2006). The coastal engineering work built in the early twentieth century (prolonged in the early twenty-first century) interferes with the sedimentary balance by partially blocking the longshore drift, promoting an accretion process that widens the beach system in the southern vicinity of the structure – especially near the Querência (Lélis and Calliari 2006; Goulart 2014).

Materials and methods

The digital elevation model (DEM) used to extract the objects and topographic parameters was generated by the PRISM (Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping) optical sensor aboard the ALOS (Advanced Land Observing Satellite “DAICHI”) satellite. The PRISM sensor operates in the 0.52 – 0.77 μm band, producing stereoscopic images of the terrestrial surface with an 8-bit radiometric resolution (JAXA 2008). The ALOS-PRISM platform can generate high-resolution Digital Surface Models (DSM) through three telescopes with different views (forward, nadir, and backward). Overlapping simultaneous images acquired at three different angles (triplet) allows the stereoscopic reconstruction with 2.5 m spatial resolution (JAXA 2008). The ALOS-PRISM data mesh is freely available through the Japan Aerospace Exploration Agency – JAXA portal, with horizontal resolution, scaled to 1 arc-second (approximately 30 m), as used in this work.

The area of interest was delimited based on the largest distal portion of the Holocene barrier – the barrier IV, according to Villwock and Tomazelli (1995). The study area was limited to N by the Patos-Mirim lagoon system; ESE by the Atlantic Ocean; and WNW by the Pleistocene barrier (barrier III). The preprocessing involved smoothing out the spurious depressions of the DEM using the method of filling. This process removes minor imperfections in the original data after scanning the elevation values of each matrix-cell, resulting in a new DEM used as input to the hydrological model (Poppenga *et al.* 2010). No other filters were used on the input raster surface, preserving the low amplitude topography of the crests and swales.

The surface hydrology method was used for the extraction of the drainage network and basin delimitation through the ArcGIS Hydrology toolset (ESRI 2011). The workflow employs a set of computational tools to delimit catchment; identify streamlines and sinks; distinguish the direction of runoff according to neighboring cells; and hierarchically order the streams (Strahler classification). Each tool, implemented as an algorithm, is used as a prerequisite for another, generating raster by-products and vector products. The methodological sequence can be followed through Figure 2.

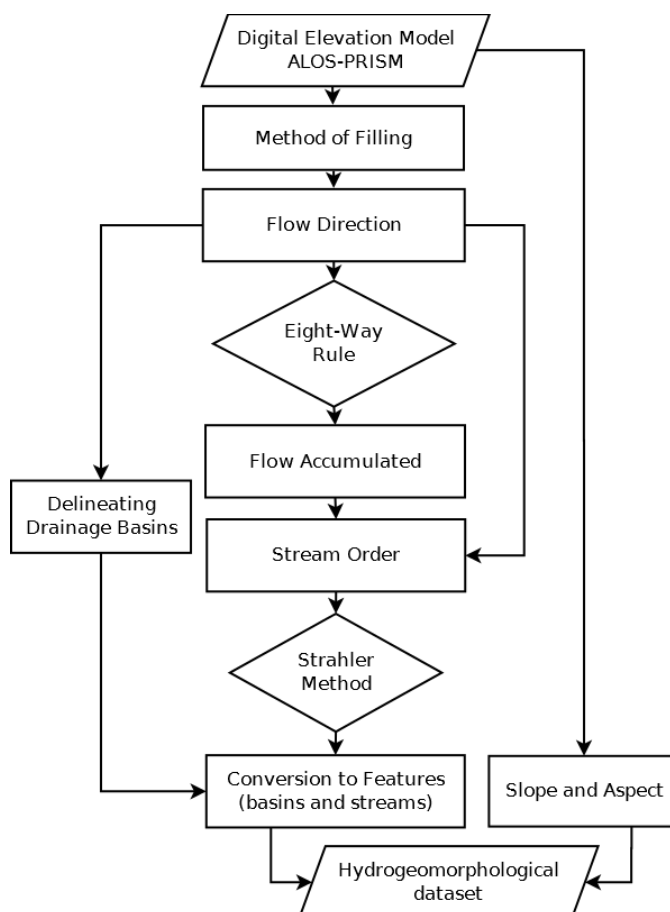


Figure 2: Workflow for the extraction of the Cassino barrier drainage network.

The next phase consisted of identifying the continuous flow direction. The use of Multiple Flow Direction (MFD) algorithms is well established in raster surface modeling (Palacios-Vélez and Cuevas-Renaud 1986; Jenson 1991; Tarboton 1997; Poulter and Halpin 2008; Gruber and Peckham 2009). When a digital surface imposes an obstacle to flow, the tendency is that the outflow will move through less steep topographies, that is, moving to lower terrain according to the slope degree (Jenson 1991; Tarboton 1997). The topological problem of displacement between cells is solved by rules that evaluate each of the possible paths (Poulter and Halpin 2008). The eight-way or D8 rule was used, which promotes the evaluation of eight

possible paths for flow direction through the cardinal and diagonal positions of each cell.

The accumulated flow calculation establishes for each cell a digital value for the number of cells draining into it (Jenson 1991; Benosky and Merry 1995; Poppenga *et al.* 2010). Once the flow direction and the accumulated flow areas are obtained, it is possible to establish the stream order. The method of drainage network ordering follows the proposal elaborated by Strahler, where the order increases from the intersection of streams (Strahler 1952). The result is a branched surface with the drainage network represented as connected cells (ESRI 2011). The raster drainage network was converted in polyline features and the sharp angles were smoothed for cartography purposes using the Polynomial Approximation with Exponential Kernel (PAEK) method.

The last morphometric step refers to the drainage basin delimitation. The basins and the sub-basins comprise precipitation inflow catchment areas, covering not only the perennial streams but all type of streams (ephemeral and intermittent), sinks, and downstreams that are connected directly to the same outflow (Charlton 2008). The algorithm searches the flow direction raster, identifying ridge lines that contour each one of the basins (Palacios-Vélez and Cuevas-Renaud 1986; Gruber and Peckham 2009). Also, the analysis window uses the upstream contribution area and the outflow point as a delimitation criterion (ESRI 2011).

Three other remote sensing products made up the GIS dataset. Two aerial photographs (1947 e 1964) from the Agência de Desenvolvimento da Bacia da Lagoa Mirim – ALM collection were used for the recent barrier morphology interpretation before urbanization. The analogical grayscale photographs were scanned at 600 dpi in Tagged Image File (TIF) format. Similar techniques were used in the works of Godolphim (1983; 1985), Long and Paim (1987), Lélis and Calliari (2006) e Dillenburg *et al.* (2017) that approached the geological evolution through paleogeographic records or/and the barrier/coastal progradation rates. The aerophotographs were georegistered using homologous ground targets from the high-resolution GeoEye image with a planimetric root mean square error (RMSE) of 0.456 meters.

For the identification of wetlands and riparian zones, two scenes of the multi-spectral orbital sensor on board the Copernicus Sentinel-2 satellite of the European Space Agency – ESA were used. The images were acquired from the United States Geological Survey – USGS portal with Level-1C process, which includes radiometric

and geometric corrections. The wetlands were identified applying the Normalized Difference Water Index – NDWI method (Du *et al.* 2016; Serrano *et al.* 2019) using bands 3 (0.542-0.578 μm) and 8 (0.785-0.900 μm), green and near-infrared respectively, both with Ground Sample Distance – GSD of 10 meters.

After the previous steps, oblique aerial photographs were obtained by Unmanned Aerial Vehicle -UAV (DJI-Phantom 4 PRO model). The images helped in the visual interpretation of the drainage network current stage, particularly in those areas covered by TDS formation, where Cassino balneary urban area, Querência, and South Pontal are located. The photographs taken were restricted to the outer perimeter of the urbanized area, following the SW and NE drainage ends. The outflow streams that crossing the urban area and pour into the beach system, breaking the foredune ridges, were also photographed. These coastal streams are regionally known as 'sangradouros' (washouts) (Figueiredo and Calliari 2006).

Results

The lands where the Cassino barrier drainage network is on have an average elevation of approximately 5 m, with a predominantly slope of $< 1^\circ$ towards the coastal base level. At WNW of the study area, there is the Pleistocene barrier, in the form of a relict cliff, a feature marking the maximum Holocene marine transgression. This erosive feature corresponds to the highest division drainage system, with an average elevation of 18 m (Figure 3-A) and an abrupt break on the slope gradient in the form of a scarp-line parallel to the coast with SW-NE orientation (Figure 3-B). This break is the transition between the Pleistocene barrier (barrier III) and the Holocene marine depositional plains (barrier IV).

In the strand plain (barrier IV), a sequence of low elevation foredune ridges fulfills it. Different depositional sets are distinguishable by discontinuous topographies in the form of low amplitude terraces (Figure 3-A) and by small irregularities in the slope gradient (Figure 3-B). As well as the juxtaposition between barrier III and IV, these irregularities form break lines in the slope gradient, also from SW to NE, with higher amplitude near the margins of the lagoon system. However, the drainage network's primary morphometric antecedent is the slope orientation of the relict foredune ridges. In Figure 3-C, it is possible to note that throughout the barrier development, the ridges are highlighted with the same windward orientation of the current coastline (SE-S). The ridges orientation is most noticeable within the set boundaries, where the windward aspect tends to be wider.

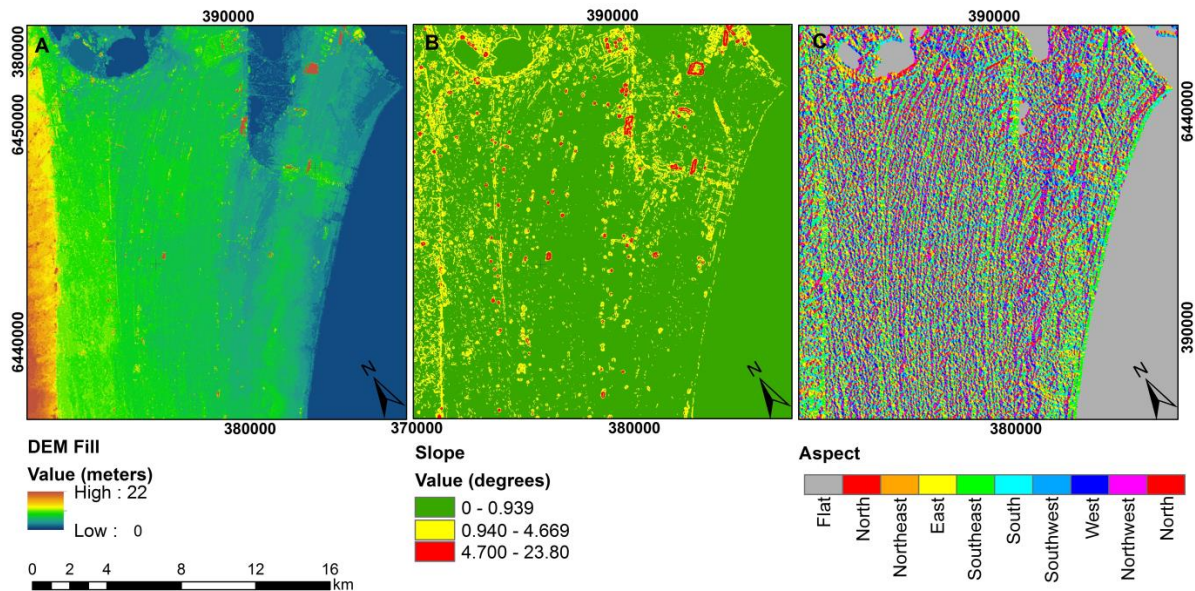


Figure 3: Topography of the Cassino barrier. The highest and most steep areas represent the coastal slope of the Pleistocene barrier, which drains into the interior of the Holocene Plain. A) DEM (method of filling process). B) Barrier slope gradient with natural breaks. C) Surface aspect with the geographical north as the azimuth reference.

Based on the morphometric parameters, the hydrological modeling identified that the general trend of barrier flow direction is towards the ESE. As expected, the surface runoff is strongly associated with the coastal base-level, with an outflow towards the Atlantic Ocean oriented by windward slopes of the relict foredune ridges. However, specific topographic obstacles within the barrier, also presented in the younger progradation phase, rearranged the flow direction. In Figure 4-A is possible to verify that discontinuities, represented by truncation lines, obliterate the ESE flow and lead it NE to the margins of the lagoon system. Thus, the result of the interaction between the predominant coastal base-level flow (ESE) and the interception by the foredune ridges, which partially redirect the flow through the swales towards the lagoon system (NE), is a sinuous outflow with the ENE direction.

The streams with the highest accumulation (Figure 4-B) are those that presented, consequently, the greatest orders (Strahler) and are arranged in a parallel pattern to the coastline. These parallels drainage networks collect the precipitation input, supplying the wetlands, and the swales drain the excess to NE (Figure 4-C). The two largest basins with 3rd and 4th stream orders have drainage networks associated with the set boundaries and/or truncation lines, forming the largest Cassino barrier catchment area (Figure 4-D). Some of the foredunes ridges sets are partially covered by TDS formation. In the occurrence of these aeolian morphologies, there is a topographic overlap. Even with low amplitude, the resulting topography is steep enough to change the flow direction pre-established by the

crests and swales of the regressive plain ridges (Figure 5). The drainage network near the current coastline, with a width of 1 to 3 km, is predominant controlled by TDS formation. And it is arranged in a dendritic pattern in a series of small basins, with streams predominantly of 1st order that break up the active foredune ridges and outflow into the beach system (Figure 4-C and D).

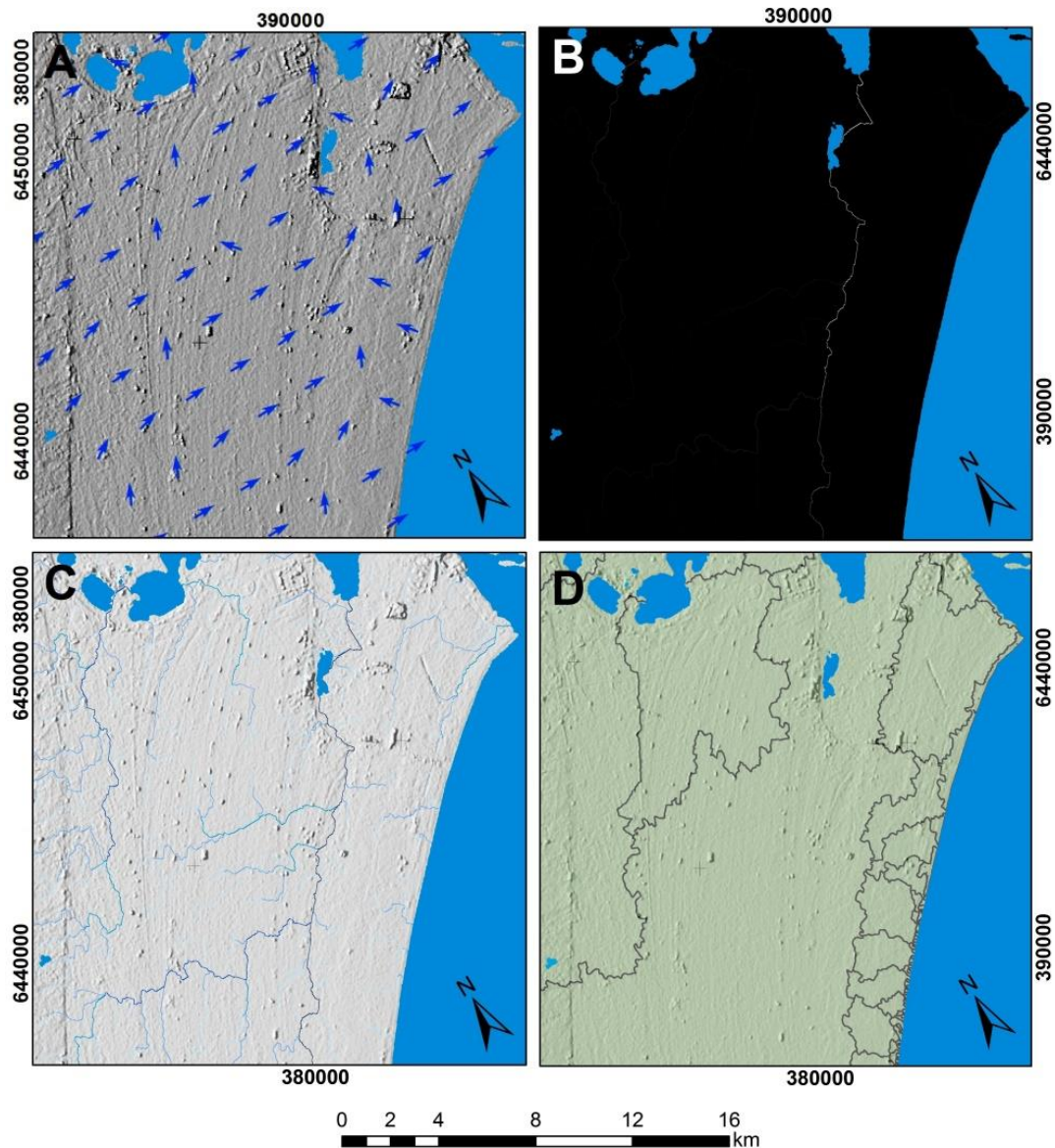


Figure 4: Result of hydrological workflow. A) Major flow direction represented by vectors (20 pixels grouping average); B) Grayscale flow accumulation. Only the two main NE orientation streams are distinguished in the image; C) Stream ordering of the drainage network based on Strahler classification. Occurrence of at least 4 orders; D) Basins drainage delimitation with clear distinction between inland basins, with lagoon oriented outflow and a series of small coastal basins with outflow in the beach system.

The basins with outflow into the beach system have a low drainage density (the quotient of stream length and catchment area) with an average value of less than 0.65 km km^{-2} , which is expected for the humid environment with precipitation between 1000 and 1500 mm/year. Some of these basins, with a catchment area of

less than 0.5 km², have only intermittent streams that are activated during the period of greatest recharge (between June and September) when they drain the excess water from the dune swales towards the beach system. In this context, small artificial ditches in the urban area outskirts facilitate the runoff, redirecting the flow into the beach system to mitigate the effects of flooding during periods of higher rainfall. Similarly, ditches have been identified in pasture areas.

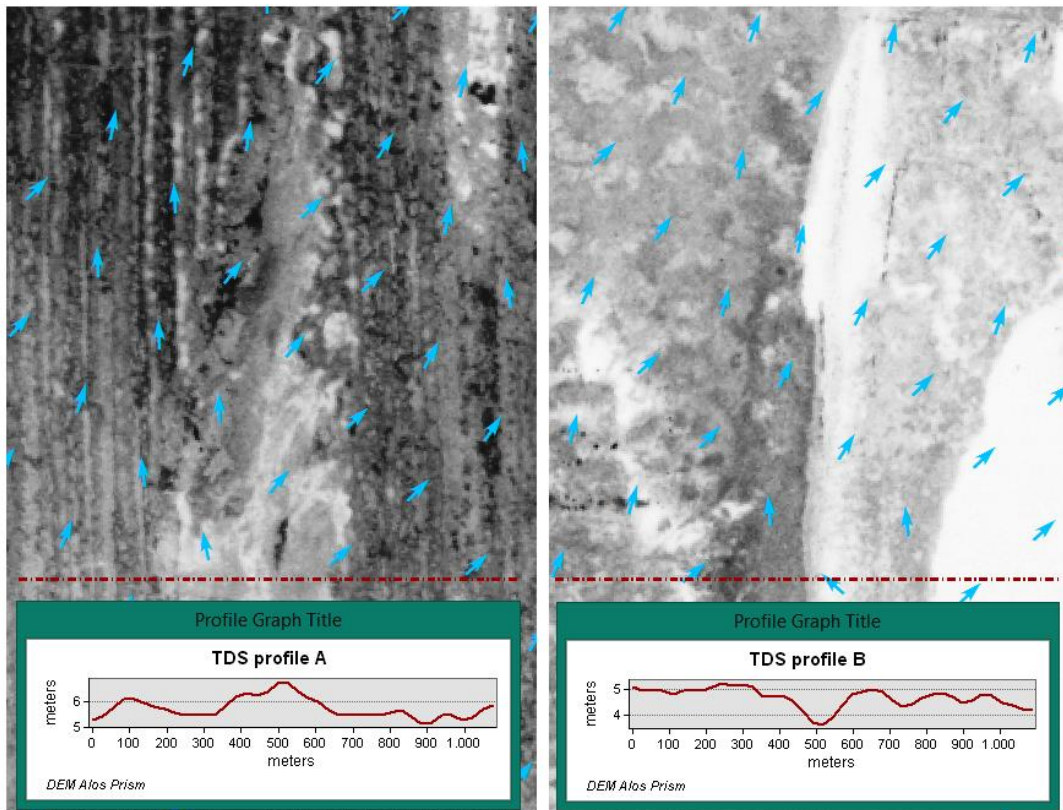


Figure 5: Flow direction alteration in the occurrence of transgressive dune sheets (TDS) formation. The TDS topography, even with low amplitude, refracts the flow direction, establishing a new downstream orientation and filling the swales. Profile A corresponds to the occurrence of TDS formation in the Cassino barrier interior. Profile B corresponds to the occurrence of TDS formation in a more modern phase, near the current coastline.

Discussion

Foredune ridges drainage system

According to the paleogeographic interpretation of Godolphim (1985) and Long and Paim (1987), the Cassino barrier was developed through marine sedimentation in the form of regressive plain ridges, with a secondary contribution of clastic material discharge near the mouth of the Patos-Mirim lagoon system. These ridges are arranged in at least six sets of the foredune type (Figure 6), as delimited by Dillenburg *et al.* (2017). The south current established the dominant direction of the longshore drift, with the deposition from SW to NE (Godolphim 1985; Long and Paim 1987). The dating by Dillenburg *et al.* (2017) recently evidenced this

morphocronological interpretation of the Cassino barrier evolution. This sedimentation pattern also reflects the distribution of the barrier topography – higher SW values juxtaposed with the Pleistocene barrier and lower NE values at the lagoon margins. Throughout its development, the abundant sedimentary stock, coupled with the regressive movement of the sea, promoted the clogging of the longshore sandbars (Godolphim 1985).

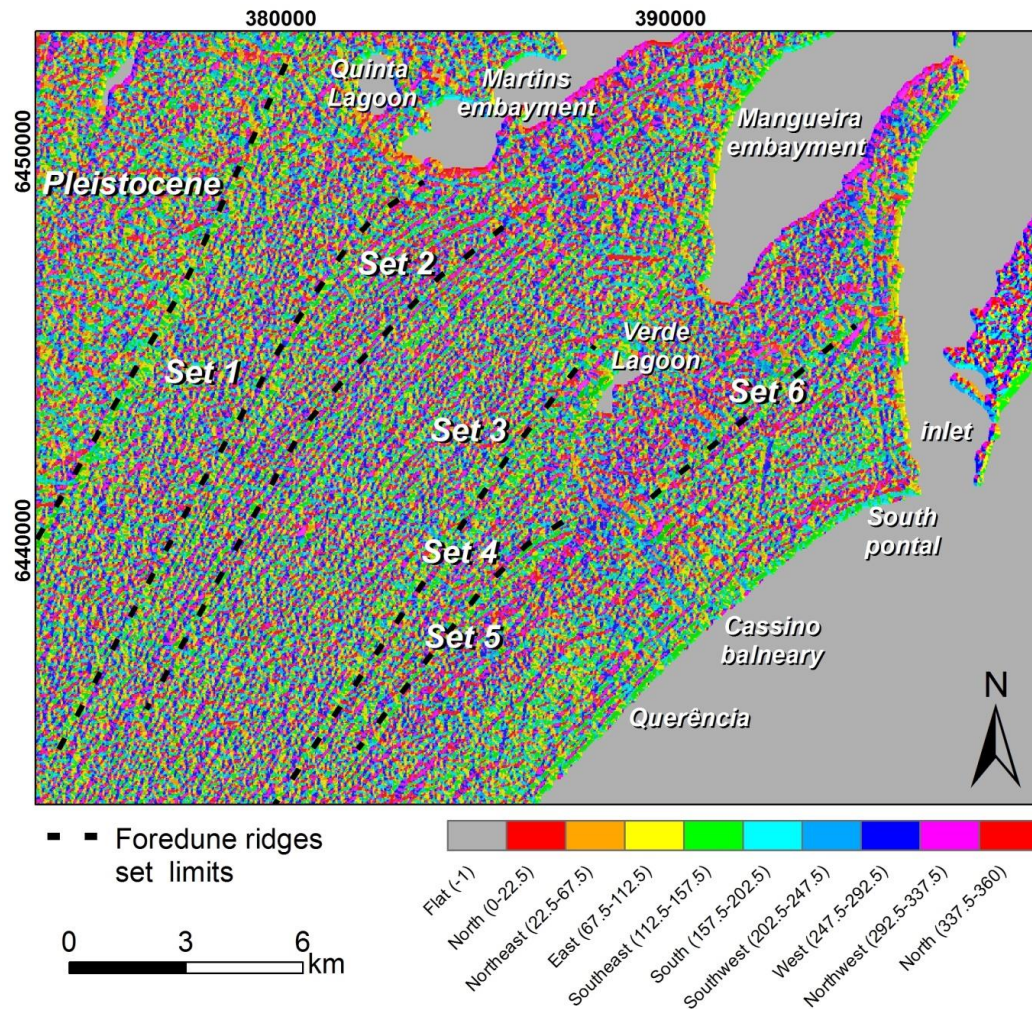


Figure 6: The Cassino barrier aspect with overlapping of six boundaries of each set of foredune ridges proposed by Dillenburg et al. (2017).

The distal development of the Holocene plain is evident in the morphology of crests separated by swales through a succession of equilibrium profiles (Godolphim 1985). The limits between sets are marked by truncations (changes in the coastline orientation) at angular range from 112.5 to 202.5°, agreeing with the actual coastline orientation. The SE-S windward aspects of the relict foredune ridges are distributed for all the Cassino barrier, directing the primary flow direction. In turn, the NW-N leeward aspects of the relict foredune ridges, at angular range from 292.5 to 360°, represent the slip faces, directing the overland flow and creating wetlands (Figure 7).

Based on the morphometry, it is possible to conclude that the foredune ridges act as low elevation interfluvia, with the swales retaining an inflow part or acting as low efficient thalwegs that conduct the hydric excess to the NE lower topography (margin of the lagoon). The small topographic amplitude, the gentle slope and the succession of longitudinal obstacles established by progradation result in a mixed drainage pattern: 1) formed by a parallel pattern with 2nd order or higher NE-oriented main streams; 2) formed by a dendritic pattern of intermittent and/or 1st order SE-oriented streams (Figure 8).

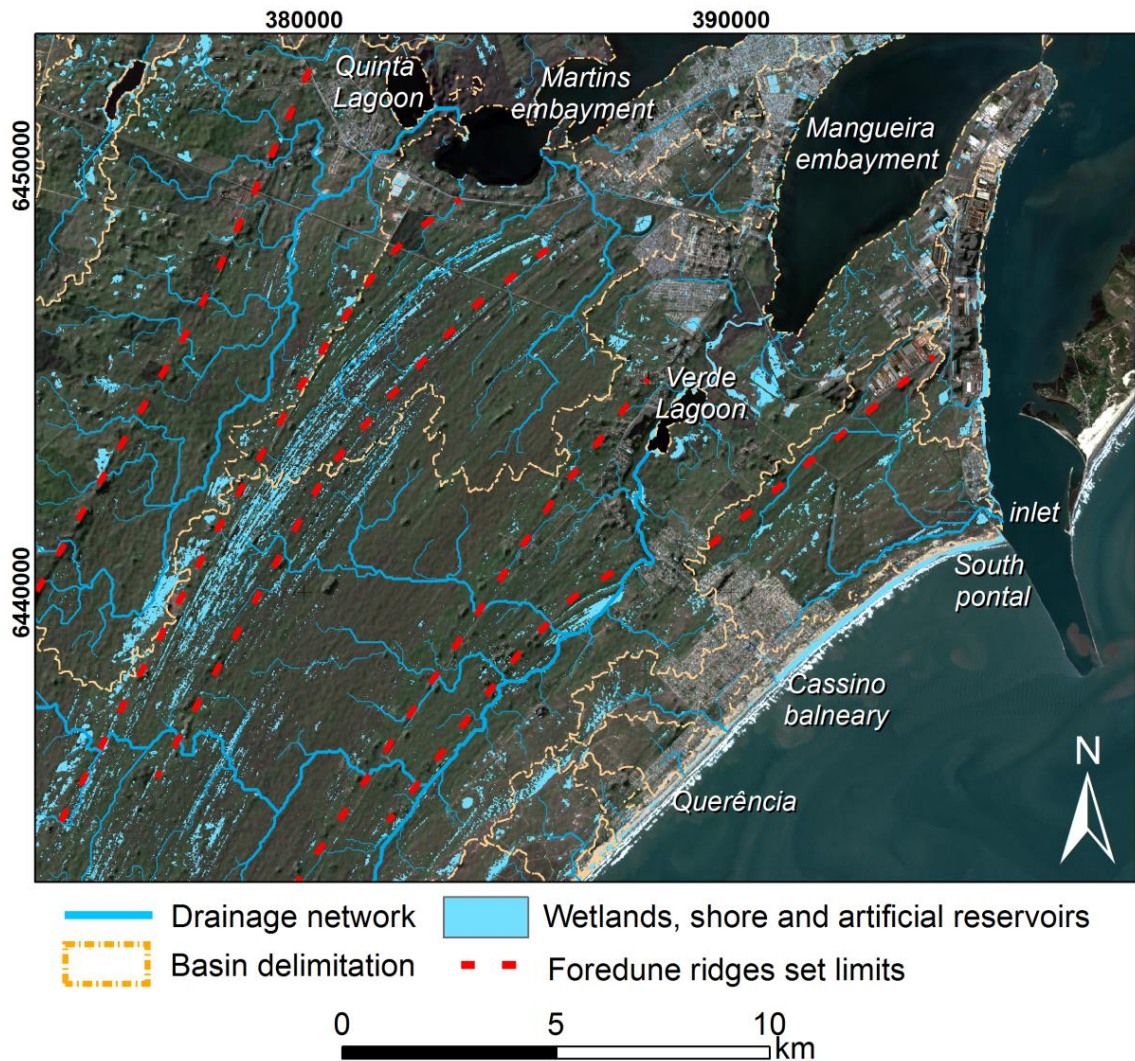


Figure 7: Basin delimitation and drainage network extraction. The wetland identification through NDWI method.

According to Dillenburg *et al.* (2017), the lands of Set 1 are between 5 and 3.8 ka, with a progradation rate of 2.4 m/year, the lowest of the Cassino barrier. The parallel drainage pattern, with 1st and 2nd order streams (Figure 8-A), converge into a 3rd order longitudinal stream approximately 12 km long (Figure 8-B1). Still, according to Dillenburg *et al.* (2017), the first set of the Cassino barrier was

developed in an almost stable sea-level condition, with a drop of approximately 0.20 m/years from the base-level. This is reflected in the nearly linear segment of the 3rd order main stream, located in the center of set 1, which was developed into a clear basin divider: the Pleistocene barrier to W-NW; the highest elevation of the Holocene barrier itself to S-SW; and E-NE occurrence of the TDS formation (Figure 8-B2).

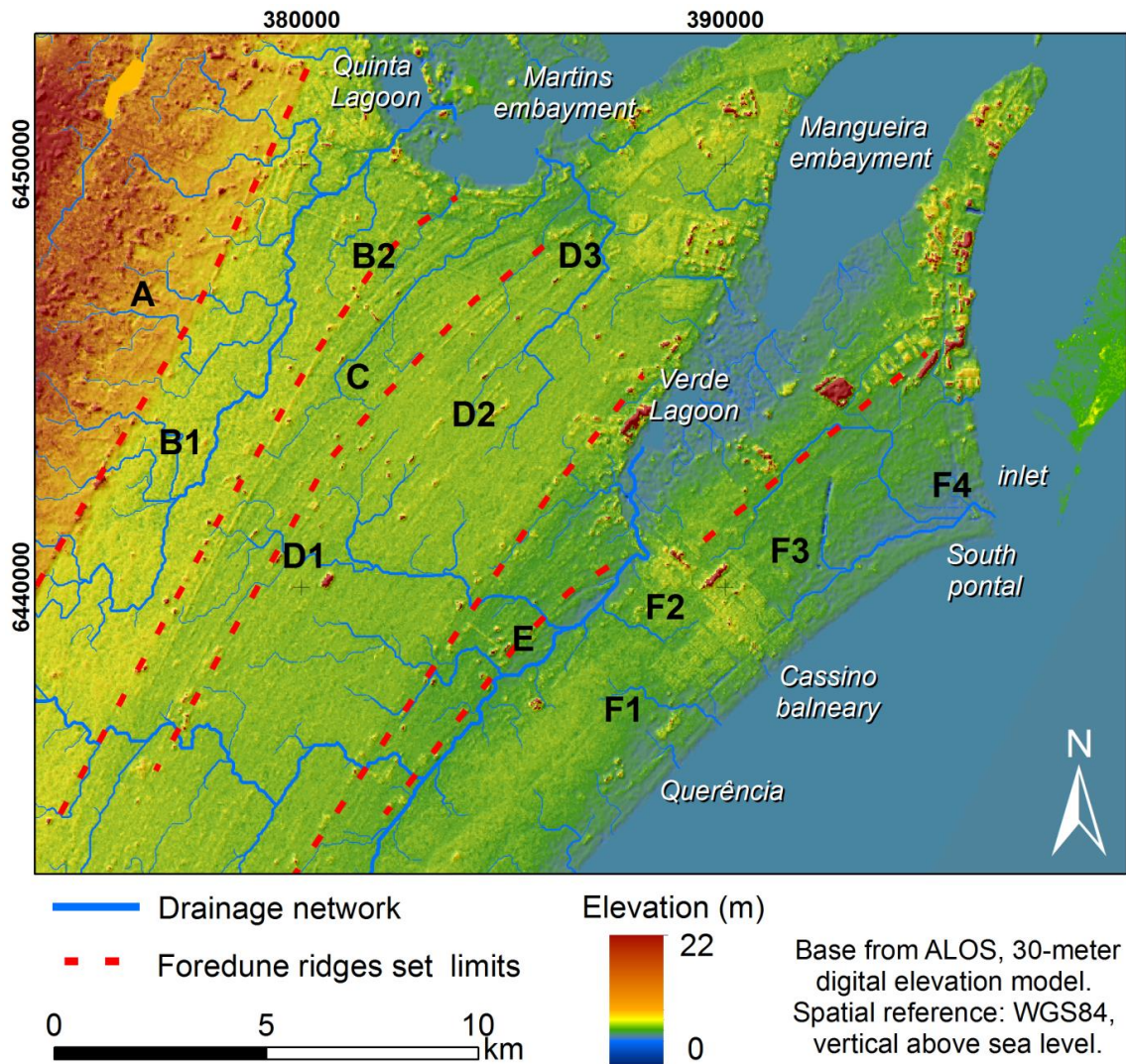


Figure 8: Topography and Cassino barrier drainage network. The 1st order streams have dendritic pattern, while 2nd order (or higher) streams tend to a parallel pattern. The red dotted line indicates the boundaries between the sets, according to Dillenburg *et al.* (2017).

Also according to Dillenburg *et al.* (2017), the discontinuity in the form of truncation at the interface of sets 1 and 2 is related to a change in the wave approach direction. However, Long and Paim (1987) do not rule out the erosive influence of the lagoon meander on sculpting the NE barrier margin, which curves the ridges as they approach the mouth. The occurrence of TDS formations still suggests the establishment of a more arid period that favored the deflation at the set boundary (Hesp 2013; Dillenburg *et al.* 2017).

As discussed above, the topography of the TDS formations rearranges the runoff, acting as a divider and flowing into the Quinta Lagoon. A similar drainage system is established in set 2. The dating performed by Dillenburg *et al.* (2017) point out that this set was developed between 3.8 to 3.4 ka with a progradation rate of 3.8 m/year, slightly higher than set 1. Its drainage network is composed of a single 1st order stream located between two TDS formations, which is tributary to the drainage network established by set 3 (Figure 8-C).

Set 3 is the largest set of the Cassino barrier, consisting of almost 5 km of progradation. Its formation occurred between 3.4 and 1.8 ka, with an average progradation of 2.9 m/year (Dillenburg *et al.* 2017). The two Cassino barrier drainage patterns are found in set 3. The first, of parallel pattern, drain wetlands from the barrier interior towards the lagoon system through a 2nd order stream (Figure 8-D3). The basin dividers are associated with TDS formations, with elevation between 5 and 6 m, dating from 2.9 and 2.5 ka (Figure 8-D2). To SW (Figure 8-D1), a dendritic pattern, transversal to the foredune ridges is established. However, not all streams identified by hydrological modeling are active. Analyzing the dendritic drainage of Set 3, it was possible to identify notched streams in the ridges that do not have perennial or intermittent flow, i.e., that do not act on the current surface runoff. In the very high-resolution orbital image (Figure 9), it is possible to identify the record of these old streamlines in the swales, but not in the ridges. Even so, the drainage topography is clearly preserved and can be observed in the elevation profiles (Figure 09, profiles 1 to 4).

Probably, the dendritic drainage of Set 3, transverse to the ridges, refers to the change in the barrier base-level between 1.8 and 1.5 ka during the formation of Set 4. Set 4 has lower topography, with a transition of 5 to 3 m. The interface between sets 3 and 4 may represent a relative variation of the base-level, promoting the deepening of the upstreams that have outflow in the current beach system. The Holocene profile of mean sea level fall proposed by Angulo *et al.* (2006) for the Brazilian coast presents a slight inflection from 1.8 ka before the present. However, Dillenburg *et al.* (2017) highlights that this forced regression was not the main process of barrier progradation. Since the morphometric characteristics of the basin do not indicate that fluvial processes eroded the low topography of Set 4, probably the main thalweg (Figure 8-E) was produced during one of the intervals of environmental changes that interfered with the deposition pattern and coastal erosion (Dillenburg *et al.* 2017). This assumption seems more realistic, since in the

limit between Sets 3 and 4, besides the topographic discontinuity, TDS formation occurs.

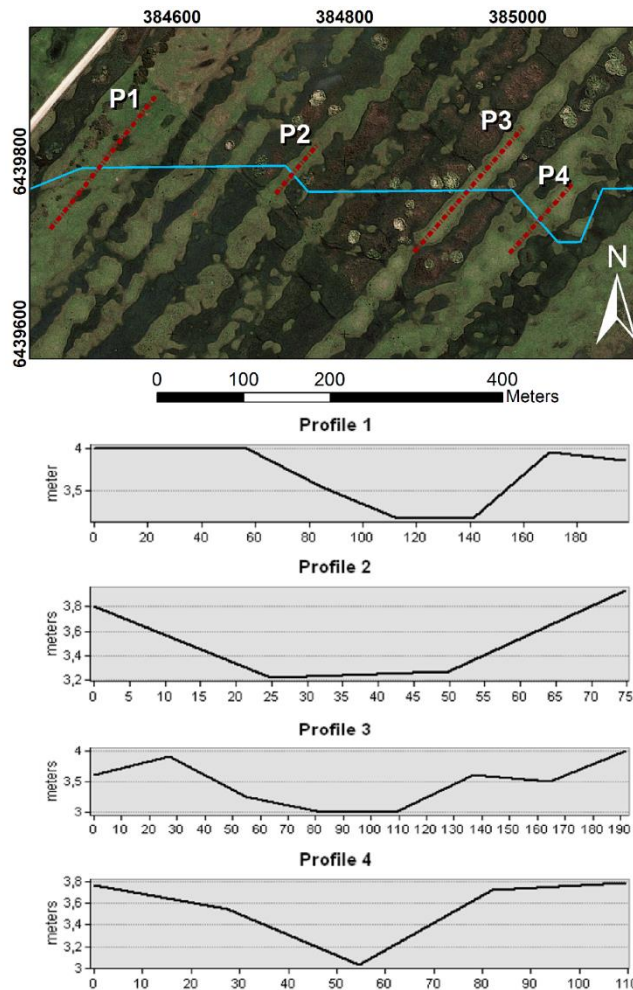


Figure 9: Four foredune ridges topographic profiles extracted from DEM. The blue dotted line represents the drainage network extracted through hydrological modeling. In the true-color composition of the GeoEye-2015 image it is possible to distinguish the drainage record in the swales, but not in the ridges. However, the stream topography is preserved in profiles 1 through 4.

Set 4 topographic discontinuity resembles the configuration of a low amplitude fluvial terrace, with the riser forming a ramp that drains the Set 3 through two main streams. On the limit of Sets 4 and 5, the dendritic drainage network captures a series of tributary streams from both Set 3 and Set 5. At this point in the Cassino barrier, the drainage returns to the parallel pattern. The thalweg, with flow to NE (Figure 8-E), has outflow in a system of shoals that forms the Verde Lagoon. These lowlands are connected to the lagoon system through the Mangueira embayment. Therefore, it is possible to verify from the NDWI image that shoals have high water retention capacity (Figure 7).

Drainage network of the TDS formation modern phase

The TDS formations partially cover the prograded sets developed in the last 1.5 ka. Transgressive dune sheets are common in barrier systems, featuring several active phases throughout their development. These active phases are initiated when deflation conditions are favorable, such as periods marked by wind intensification and decreasing precipitation (Hesp 2013). According to Dillenburg *et al.* (2017), the modern phase of the TDS formations presents two morphogenetic pulses, one dating from 0.22 ka and the newer from 0.09 ka. The first of these is probably associated with the Little Ice Age (LIA), a period with predominance of arid conditions and low temperatures in southern South America (Dillenburg *et al.* 2017). The second may be related to similar but short-term conditions, promoted by the most intense La Niña of the twentieth century, between 1916-1917 (NOAA 2015; CPTEC 2018).

La Niña conditions promote rainfall deficit and intensification of SW winds in the Patos Lagoon region (Möller and Fernandes 2010). Drought periods lead to the water table lowering, which directly impacts vegetation growth and, consequently, the dune system stability (Seeliger and Costa 2010). According to the climate report of Machado (1950) and recent analysis of the historical series developed by Silva (2019), the interval between 1916-1917 was marked by low temperatures and less than 1000 mm of precipitation, with 1917 being the lowest historical volume of precipitation ever recorded for the Cassino barrier (\cong 600 mm). On a global scale, 1916-1917 La Niña is considered one of the most significant short-term anomalies and has strongly affected temperature and precipitation patterns (BMAUS 2012). At each pulse, probably the TDS formations installed inside the barrier were also activated (Dillenburg *et al.* 2017), promoting small changes in surface flows due to the deflation process.

As stated above, the topography of the TDS formations overlaps the parallel crest-swale drainage system configured by the relict foredune ridges. The TDS formations rearrange the flow direction by partially leveling the swales and constructing new crests with low amplitude topography. Based on the deflation dune morphology (Hesp 1999), the deflation basin of the sheets, once anchored by the vegetation, becomes slightly catchment areas, and the depositional lobe crest forms the basin divider. The windward slopes of the predominantly S-SE-oriented TDS formations act as interfluvia, draining part of the precipitation input towards the coast and feeding streams known regionally as 'washouts' (Figueiredo and Calliari 2006)

that break the active foredune ridges and outflow into the beach system. In general, the small coastal basins formed by the TDS have a dendritic network of intermittent and/or 1st order streams; however, higher-order streams have been identified 20 km south of the study area.

In Figure 10, it is possible to identify that the water retention areas are located in the leeward slope of the TDS formations. The delineation of the coastal sub-basins also agrees with the deflation pattern, with the catchment area overlapping the crest-swale system of the regressive plain ridges. One of the small basins that best exemplifies the drainage system established by the TDS formations is represented by Figure 10-F1. In it, the basin dividers are configured by the boundaries (crest and slip face) of the deflation sheets. The N-NW-oriented slopes retain rainfall in the form of seasonal wetlands, while the SE-NE-oriented slopes conduct part of the surplus into a low competence surface flow (Hortonian). The intermittent drainage network feeds 1st order streams near the basin divider. Most of basins lands originated by TDS formations are stable or have low mobility due to vegetation cover. For this reason, areas of urban sprawl have advanced over these lands, with wetland earthworks aiming at leveling the depressions. Much of the urban area of the Cassino banearny and Querência is over the intersection of these drainage lines configured by the TDS formations (Figure 11-A and B).

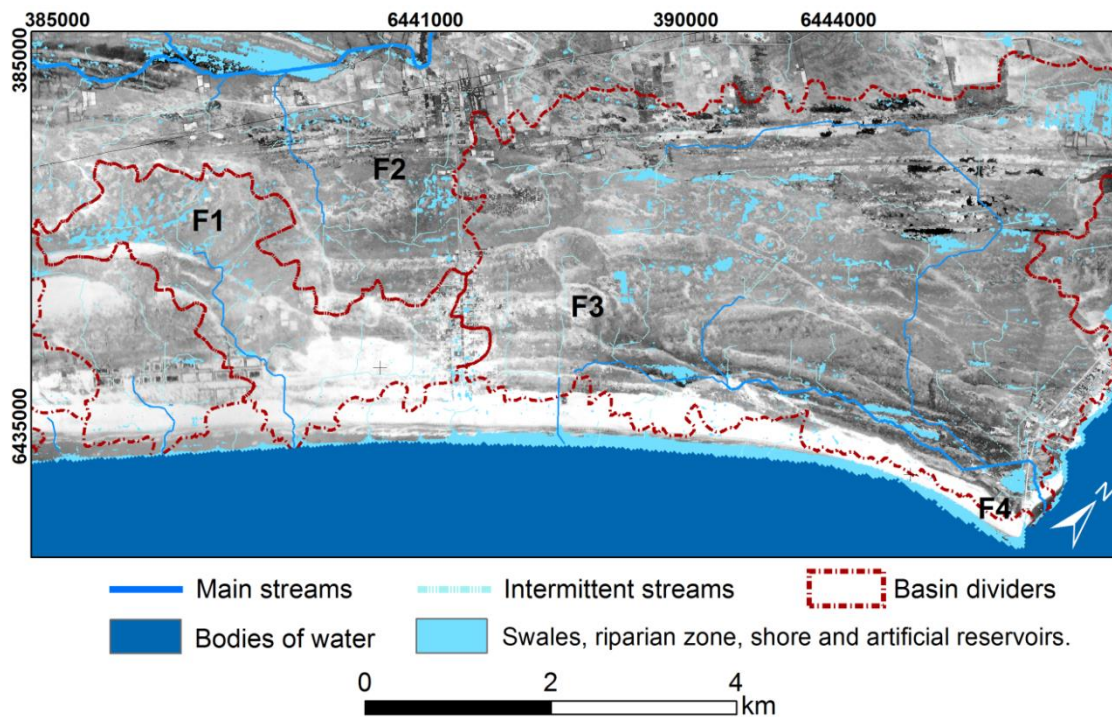


Figure 10: Drainage system of the lands partially covered by the modern phase of the TDS formations. The drainage network and wetlands were overlapped on the aerial photography (1964), before the urban consolidation.

The lowlands located at the truncation lines still retain the lateral flow pattern, with tributaries feeding the parallel drainage towards the barrier interior (Figure 10-F2). These areas, now partially urbanized, present significant seasonal oscillation of the vadose zone, with their progressive narrowing over the autumn-winter months, as the recharge of the free aquifer occurs (data not yet published). The drainage network located at the interface of the TDS formation and foredune ridges (not covered by deflation) tends to present a distinctly break between water retention areas, including emergent wetlands – when the water table reaches the surface and makes the ground completely saturated (Rheinhardt and Fazer 2001). Oblique aerial photographs enable the identification of the discontinuity between TDS formations ridges and wetlands associated with sets 5 and 6 (Figure 11-C and D).

In Figure 10-F3, it is possible to verify that the drainage network presents a parallel pattern, even in the occurrence of TDS formations. The S-SE-orientated slopes flow from the limit of Set 6 (elevation ≤ 4 m), converging to a 2nd order stream that has outflow in the lagoon system (Figure 11-F4). The thalweg of the main stream adjoins the leeward of the active foredune ridges, which acts as a dike, redirecting the runoff to the NE. This morphology is probably associated with the clogging process described by Godolphim (1983). The modern phase of the Cassino barrier progradation would have clogged small coves near the lagoon. The clogging process was juxtaposed with the swash bars emersion, promoting the leveling of longshore trough. The substantial sedimentary input of fluvial-marine origin, with dynamics prior to the jetties installation, joined the swash bar to the coast through an accelerated lateral accretion process (Godolphim 1983; Toldo Jr and Dillenburg 2001).

According to Dillenburg *et al.* (2017), TDS formations covering Sets 5 and 6 date from the last 0.22 ka. Such morphochronology agrees with the South Pontal progradation interval analyzed by Godolphim (1983). Thus, the current basin outflow (Figures 10-F4 and 11-F) would have its morphology associated with the siltation of a brackish cove that, when filled with fine sediments, gave rise to a salt-marsh identified by the proposed classification by Mascarello *et al.* (2016). Over the past 0.25 ka, the flooding of these lands was receding, due to the progressive change in the base-level, promoted by the barrier progradation processes and the subsequent circulation patterns alteration in the mouth lagoon after the Barra do Rio Grande jetty installation (Möller and Fernandes 2010). The cyclical flooding of these low-lying terrains noted by Goldophim (1983) is reinforced by the description of wetlands

parallel to the coastline and connected to the lagoon system in the 18th and early 19th-century Spanish charts (Hébert and Mullan 2011).

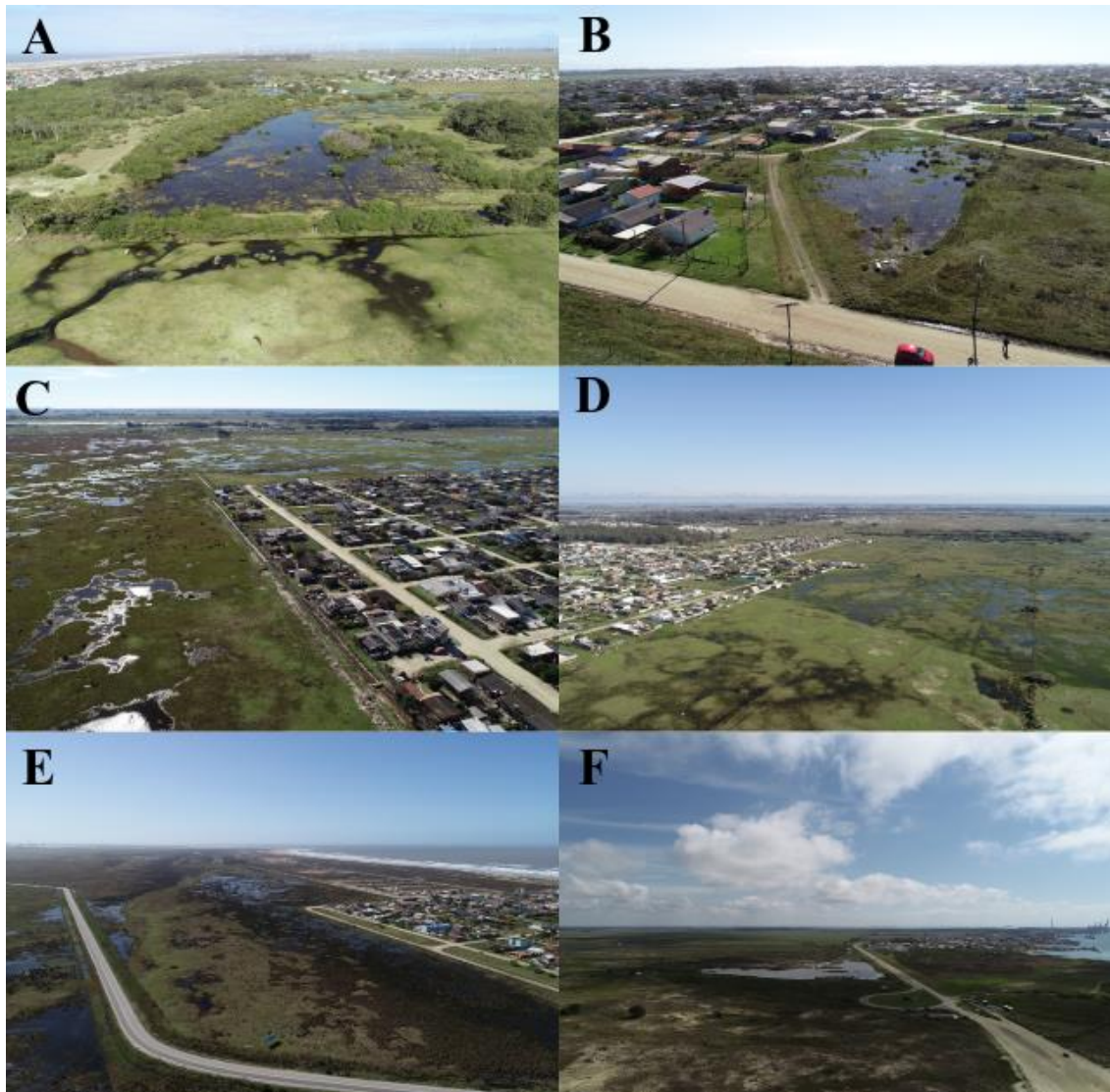


Figure 11: Aerial photographs of the Cassino barrier obtained by UAV. A) Drainage network installed to the leeward of a TDS formations. B) Continuity of the drainage network of photograph A, crossing the urban area. It is possible to identify urban occupation advancing over the wetlands, with the drainage line crossing the consolidated urban area. C) Low transport gradient drainage, similar to an anastomosed system, with flow direction into the barrier. D) Boundary between a TDS formation and the low terrain of Set 6. E) NE-oriented parallel pattern drainage network. F) Saltmarsh located near the parallel network's outflow of photograph E.

The active foredune ridges, which establish a basin divider, have their current morphology related to the SW emerged swash bar and the extension of the NE sand spit (South Pontal), according to the predominant direction of the longshore drift. Godolphim (1983) points out that by the eighteenth century, a bank system in the shape of a right-angled triangle opposite the South Pontal was already known, a geometry distinguishable in the current configuration of the coast (Figure 10-F4).

According to Toldo Jr and Dillenburg (2001), the SW bank migration, a swash bar of the ebb-tidal delta submitted to waves attack, and its effective merge with the coast, occurred in a short time (1890-1896). Also, according to Godolphim (1983), the fixation of the lagoon mouth through the jetties progressively reduced the progradation rates from 21 m/year to 11m/year between 1883-1964. The Cassino Beach still presents significantly coastline progradation, with values of 3.22m/year between 1947-2000 for all the sector (Lélis and Calliari 2006) and 8.7 m/year between 2005-2011 for the southern sector (Goulart 2014).

The reduction in the barrier progradation rate probably helped to stabilize the drainage network flows. Currently, part of the NE basin precipitation input is retained in the form of perennial wetlands located within the TDS formations and the near saltmarsh (which has a direct connection to the lagoon through the 2nd order stream and probably brackish hypodermic flows). These retention areas indicate high residence time, fed by the absence of dry season and high water table. Through aerial photographs performed by UAV, it was possible to identify these retention areas and the dividers established by the TDS formation crests (Figure 11-E and F). However, some basin streams were realignment (artificial cut-off) from 1994 into ditches, shortening their trajectories, but retaining their outflow orientation. Probably the intervention aimed to assist the wetlands drainage, increasing the transport competence.

Conclusion

- The Cassino barrier drainage has as its general tendency of flow direction the ESE orientation, a characteristic strongly associated with the combination of sedimentary deposition direction (SW-NE) and the coastal base-level. The flow is mostly oriented by the windward slopes of the relict foredune ridges, which have the same angular range (aspect) as the current coastline. However, longitudinal obstacles established by the regressive plain ridges, distinguishable by the leeward (dune reverse) orientation, direct part of the flow into the barrier. In summary, relict foredune ridges act as low elevation interfluvia, with swales retaining part of the inflow or acting as low efficient thalwegs.
- The crest-swale topography establishes a parallel network drainage pattern, with main streams of 2nd order or higher, oriented mostly towards the lagoon system. The parallel network laterally captures the precipitation input and directs them through SW-NE orientation streams, forming the largest catchment areas of the

Cassino barrier. A second drainage pattern in the form of a dendritic network is oriented mainly towards the Atlantic Ocean. The coastal outflow basins are small catchment areas controlled by the coastal base-level, with 1st order or intermittent streams (known regionally as 'washouts') that drain the dune swales towards the beach system.

- In the TDS formations, there is a topographic overlap that rearranges the flow direction through the partial leveling of the swales and the construction of a new deflation crest. Even with low amplitude, the topography is steep enough to change the flow direction pre-established by the relict foredune ridges. The morphology of the TDS formations primarily controls the drainage network closest to the current coastline. Most of these basins are stable or have low dune mobility due to the anchorage provided by the vegetation cover. In recent decades, urban sprawl has advanced over these lands, which means that much of the urban area is settled over the intersection of drainage lines configured by the TDS formations.
- We hypothesized that the last active phase of the TDS formations might be related to the anomalous weather conditions promoted by the most intense La Niña of the twentieth century, between 1916-1917. La Niña conditions promote the rainfall deficit in southern Brazil and negatively affected the water table, directly impacting the stability of the dune system. The interval between 1916-1917 was marked by low temperatures and rainfall much lower than average, and 1917 recorded the lowest historical volume of precipitation for the Cassino barrier region. The intense La Niña of 1916-1917 was followed by at least two decades of moderate events, with the end of the low rainfall cycle from 1936.
- The ALOS-PRISM DEM presented satisfactory results regarding the extraction of the drainage network, even resulting in the identification of small intermittent streams. The delimitation of the basins and sub-basins was also satisfactory, even with the small amplitude of their dividers. With the detailed extraction of the drainage network, it was possible to highlight changes in the surface flows associated with the TDS formations in the barrier interior and, especially, in its most recent phase covering the lands near the coastline.

Acknowledgments

This research was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ (141939/2016-8). The researchers also thanks the

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul – IFRS, Campus Rio Grande, for access to the geoprocessing laboratories. Deivid Alves also thanks the help of professors Sérgio Dillenburg (UFRGS) and Jefferson Santos (IFRS) through research materials and assistance with the geomorphological interpretation of the results. The Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), United States Geological Survey (USGS), and the European Earth Observation Programme (Copernicus) for access to orbital data through their respective digital repositories.

References

- Almeida, L.E.S.B., Lima, S.F., Toldo Jr., E.E. (2006). Estimativa da capacidade de transporte de sedimentos a partir de dados de ondas. In: Muehe, D. (org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*, 446–454.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., Souza, M. C. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*, 25, 486-506. <https://doi:10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- Band, L. E. (1986). Topographic Partition of Watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22(1), 15–24. <https://doi.org/10.1029/WR022i001p00015>
- Benosky, C. P., and Merry, C. J. (1995). Automatic extraction of watershed characteristics using spatial analysis techniques with application to groundwater mapping. *Journal of Hydrology*, 173(1–4), 145–163. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02717-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02717-4)
- Beucher, S. (1982). Watersheds of functions and picture segmentation. ICASSP '82. IEEE International Conference on Acoustics, Speech, and Signal Processing, 7, 1928–1931. <https://doi.org/10.1109/icassp.1982.1171424>
- Bureau of Meteorology (Australian) BMAUS. (2012). Record-breaking La Niña events: An analysis of the La Niña life cycle and the impacts and significance of the 2010-11 and 2011-12 La Niña events in Australia. Bureau of Meteorology (Australian Government), 26. Retrieved from <http://www.bom.gov.au/climate/enso/history/La-Nina-2010-12.pdf>
- Calliari, L. J., and Klein, A. H. (1993). Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas Em Geociências*, 20(1), 45. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21281>
- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC (2018). Ocorrência do La Niña. Retrieved from <http://enos.cptec.inpe.br/~renos/misc/lanina.html>
- Charlton, R. (2008). Channel form and behaviour. In *Fundamentals of fluvial Geomorphology*. https://doi.org/10.4324/9780203371084_chapter_8
- Chorowicz, J., Kim, J., Manoussis, S., Rudant, J. P., Foin, P., and Veillet, I. (1989). A new technique for recognition of geological and geomorphological patterns in digital terrain models. *Remote Sensing of Environment*, 29(3), 229–239. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90002-3)
- 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.; and Unnikrishnan, A.S. (2013). Sea Level Change. In:

- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clerot, L. C. P., Medeanic, S., Torgan, L. C., Dillenburg, S. R., and Tomazelli, L. J. (2003). Evolução da barreira IV na região do Cassino, Rio Grande - RS. II Congresso Sobre Planejamento e Gestão Das Zonas Costeiras Dos Países de Expressão Portuguesa, 4.
- Collins, S. H., and Moon, G. C. (1981). Algorithms for dense digital terrain models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 47(1), 71–76.
- Corrêa, I.C.S.; Weschenfelder, J.; Calliari, L.J.; Toldo Jr., E.E.; Nunes, C.; Baitell, R. (2019). Plataforma continental do Rio Grande do Sul. In: Dias, M.S.; Bastos, A.C. and Vital, H. (org.) Plataforma Continental Brasileira. Series 1. Rio de Janeiro, Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PPGM), 73-158.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., and Sawakuchi, A. O. (2017). The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, 390(June), 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.007>
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., Martins, L. R., and Barboza, E. G. (2005). Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3(3), 9–14.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Hesp, P. A., Clerot, L. C. P., Ayup-Zouain, R. N. (2009). In: Dillenburg, S. R., Hesp, P. H. (org.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, 53-91.
- Dillenburg, S. R. and Hesp, P. Coastal Barriers – An Introduction (2009). In: Dillenburg, S. R., Hesp, P. H. (org.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, 1-15.
- Du, Y., Zhang, Y., Ling, F., Wang, Q., Li, W., and Li, X. (2016). Water bodies' mapping from Sentinel-2 imagery with Modified Normalized Difference Water Index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the swir band. *Remote Sensing*, 8(4). <https://doi.org/10.3390/rs8040354>
- Environmental Systems Research Institute - ESRI. (2011). *Arc Hydro Geoprocessing Tools*. (October), 252.
- Figueiredo, S. A., and Calliari, L. J. (2006). Washouts in the central and northern littoral of Rio Grande do Sul state, Brazil: Distribution and implications. *Journal of Coastal Research*, 2006(39), 366–370.
- Florinsky, I. V. (2017). An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography*, 41(6), 723–752. <https://doi.org/10.1177/0309133317733667>
- Godolphim, M. F. (1983). Contribuição ao Estudo da Evolução da Barra do Rio Grande, Brasil. *Pesquisas Em Geociências*, 15(15), 22. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21721>
- Godolphim, M. F. (1985). Paleografia da Região do Cassino no Município de Rio Grande, BR. *Pesquisas Em Geociências*, 17(17), 233. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21700>
- Goulart, E. S. (2014). Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praias com múltiplos bancos. Universidade Federal do Rio Grande.
- Goulart, E. S., and Calliari, L. J. (2011). Morfodinâmica Da Zona De Arrebentação Na Praia Do Cassino Em Eventos De Maré Meteorológica. *Anais Do XIII Congresso Da Associação Brasileira de Estudos Do Quaternário ABEQUA*, 1, 5.

- Goulart, E. S., and Calliari, L. J. (2013). Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach. *Journal of Coastal Research*, 165(65), 1774–1779. <https://doi.org/10.2112/si65-300.1>
- Gruber, S. and Peckham, S. (2009). Land-surface parameters and objects in Hydrology. In: Hengl, T. and Reuter, H. I. (Eds.). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, 171-194.
- Guimarães, P. V, Pereira, P. S., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2014). Variabilidade temporal do perfil de dunas na Praia do Cassino, RS, com auxílio de videomonitoramento Argus. *Pesquisas Em Geociências*, 41(3), 217–229.
- Hérbert, J. and Mullan, A. (2011). *The Luso-Hispanic World in Maps*. United States Library of Congress. Retrieved from <https://www.loc.gov/rr/geogmap/luso/index.html>
- Hesp, P. A. (2013). Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology*, 199, 138–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>
- Hesp, P. A. (1999). The Beach Backshore and Beyond. In: Short, A. D. (ed.). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, 145-169.
- Hesp, P. A. and Short, A. D. (1999). Barrier morphodynamics. In: Short, A. D. (ed.). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, 307-333.
- Japan Aerospace Exploration Agency - JAXA (2008). *ALOS Data Users Handbook*. In Earth Observation Research and Application Center Japan Aerospace Exploration Agency.
- Jenson, S. K. (1991). Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models. *Hydrological Processes*, 5(1), 31–44. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050104>
- Lélis, R., and Calliari, L. (2006). Historial shoreline changes near lagoonal and river stabilized inlets in Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *2004(39)*, 301–305.
- Long, T. and Paim, P. S. (1987). Modelos de evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos RS. *Anais Do 1º Congresso ABEQUA.*, Porto Aleg(1), 227–248.
- Machado, A. A., and Calliari, L. J. (2016). Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/si75-237.1>
- Machado, F. P. (1950). Contribuição ao estudo do clima do Estado do Rio Grande do Sul. In Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Conselho Nacional de Geografia. Rio de Janeiro. Serviço Gráfico do Instituto Gráfico Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 89 p.
- Marks, D., Dozier, J., and Frew, J. (1983). Automated Basin Delineation From Digital Elevation Data. *Geo-Processing*, 2(3), 299–311.
- Mascarello, M. D. A., Gandra, T. B. R., Espinoza, J. M. de A., and Asmus, M. L. (2016). Conflitos espaciais entre instrumentos legais de planejamento territorial: caso de estudo na região do Balneário Cassino (Rio Grande, RS). *Desenvolvimento e Meio Ambiente*, 38, 325–346. <https://doi.org/10.5380/dma.v38i0.46941>
- Möller, O. and Fernandes, E. (2010). Hidrologia e Hidrodinâmica. In Seeliger, U., Odebrecht, C. (oed.). *O Estuário da Lagoa dos Patos: um Século de Transformações*. Rio Grande: Editora da FURG, 17-27.
- National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (2015). Top 24 strongest El Niño and La Niña event years by season. ESRL – Physical Sciences Division.

- Retrieved from
<https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/climaterisks/years/top24enso.html>
- Palacios-Vélez, O. L., and Cuevas-Renaud, B. (1986). Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. *Journal of Hydrology*, 86(3–4), 299–314. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90169-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90169-1)
- Parise, C. K., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2009). Extreme storm surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175–188. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592009000300002>
- Poppenga, S. K., Worstell, B. B., Stoker, J. M., and Greenlee, S. K. (2010). Using selective drainage methods to extract continuous surface flow from 1-meter derived digital elevation data: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5059. U.S. Geological Survey Report, 12.
- Poulter, B., and Halpin, P. N. (2008). Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science*, 22(2), 167–182. <https://doi.org/10.1080/13658810701371858>
- Rheinhardt, R. D., and Faser, K. (2001). Relationship between hydrology and zonation of freshwater swale wetlands on lower hatteras island North Carolina, USA. *Wetlands*, 21(2), 265–273. [https://doi.org/10.1672/0277-5212\(2001\)021\[0265:RBHAZO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1672/0277-5212(2001)021[0265:RBHAZO]2.0.CO;2)
- Seeliger, U. and Costa, C. S. B. (2010). As dunas costeiras adjacentes ao estuário. In Seeliger, U., Odebrecht, C. (oed.). *O Estuário da Lagoa dos Patos: um Século de Transformações*. Rio Grande: Editora da FURG. p. 137-146.
- Serrano, J., Shahidian, S., and da Silva, J. M. (2019). Evaluation of normalized difference water index as a tool for monitoring pasture seasonal and inter-annual variability in a Mediterranean agro-silvo-pastoral system. *Water (Switzerland)*, 11(1). <https://doi.org/10.3390/w11010062>
- Silva, T. da R. (2019). Precipitação em Rio Grande - RS (1913-2016): Análise descritiva e da variabilidade. Dissertação do Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal do Rio Grande. 90 p.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (Area Altitude) Analysis of Erosional Topology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117–1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)
- Tarboton, D. G. (1997). A New Method for Determination of Flow Directions and Upslope in Grid Elevation Models. *Water Resources Research*, 33(2), 309–319. Retrieved from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96WR03137>
- Toldo Jr., E. E., and Dillenburg, S. R. (2001). Swash Bar Migration at the Inlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 489–492.
- Tomazelli, L. J., and Villwock, J. A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3, 109–115.
- Tomazelli, L.J. and Villwock, J.A. (2000). O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul. In: Holz, M. and De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. p. 375-406.
- Villwock, J. A. and Tomazelli, L. J. (1995). *Geologia costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CECO/UFRGS, 45 p.

02/02/2020

Gmail - Submission Confirmation



Deivid Alves <dclealalves@gmail.com>

Submission Confirmation

1 mensagem

Simon Allen <eesserver@eesmail.elsevier.com>
Responder a: Simon Allen <simon.allen@unige.ch>
Para: dclealalves@gmail.com, deivid.alves@ufrgs.br

28 de janeiro de 2020 20:27

*** Automated email sent by the system ***

Research Paper

Dear Mr. Deivid Cristian Leal Alves,

Your submission entitled "A new view of the coastal drainage system for a Holocene prograded barrier: Cassino beach, RS-Brazil" has been received by Geomorphology

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <https://ees.elsevier.com/geomor/>.

Your username is: dclealalves@gmail.com

Password: [If you have forgotten your password, please click the "Forgot your password?" link located on the login screen.]

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Geomorphology

CAPÍTULO 3 – DIGITAL ELEVATION MODEL GENERATION WITH UAV-SFM PHOTOGRAMMETRY TECHNIQUES FOR SEA-LEVEL RISE MAPPING IN THE CASSINO BEACH, BRAZIL

Abstract: The use of digital cameras coupled with Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) is an alternative to the increasingly employed fine-scale remote sensing. However, this was only possible from the adoption of photogrammetric principles and the computational advances of the Structure-from-Motion (SfM) algorithms. The use of GNSS-RTK receivers for the acquisition of Ground Control Points (GCPs) provides the necessary adjustment for the photogrammetric bundle, ensuring greater accuracy for products. A low altitude (100 m) survey with UAV to assess coastal inundation through the bathtub approach was used. The study area is the Cassino beach, a low-lying coast with high inundation susceptibility located in the southern Brazil. The objectives were: the topographic reconstruction of the Cassino beach; the generation of accurate digital terrain model (DTM) from the dense cloud classification; and inundation mapping based on Representative Concentration Pathway (RCP) scenarios from the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) using the bathtub approach. The area of interest consists of 424.81 ha, covered by 3.096 properly calibrated images, and using 68 GCPs for the bundle adjustment. The primary input of the inundation model was a DTM with spatial resolution of 0.1294 m and an RMSE elevation of 0.0607 m. The high-resolution and vertical precision obtained were crucial for the proper application of the bathtub approach, with the mapping identifying the exposed areas with the drowning potential correctly connected to the source. The results demonstrate the consolidation of UAV-SfM technology in the production of topographic data, even when used to assess inundation in coastal areas.

Key-words: geomorphometry, unmanned aerial vehicle, structure-from-motion, beach-dune system, climate change, bathtub approach.

Introduction

High-resolution Digital Elevation Models (DEMs) are widely used as primary topographic input for coastal inundation assessment (Poulter and Halpin 2008; Gesch 2009). In computational hydrological modeling, the geomorphometry parameters derived from DEMs are essential for drainage network extraction, flow identification, streams connectivity, and application of various flooding approaches (Gruber and Peckham 2009; Poppenga et al. 2010; Seenath et al. 2016; Yunus et al. 2016). Until recently, access to high-resolution DEMs was restricted to costly aerial surveys of Light Detection And Ranging (LiDAR) systems. However, the use of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) platforms has proven to be a high-performance alternative for topographic surveys due to the emerging areas such as computing embedded, robotics, and geomatics (Colomina and Molina 2014). The rapid advancement in on-board technology has provided greater flexibility and reliability for UAV surveys, with lower operating costs, and agile data acquisition and processing (Mancini et al. 2013; Gonçalves and Henriques 2015; James et al. 2017; Mendez-Barroso et al. 2018). These elements have popularized the use of UAV platforms in a variety of civil society activities (agriculture, architecture, engineering,

transportation, risk management) and consolidate it as a tool in geosciences (Turner et al. 2016; O'Connor et al. 2017).

UAVs carrying small-format digital cameras can reconstruct topographic surveys using the Structure-from-Motion (SfM) algorithm (Westoby et al. 2012; Mancini et al. 2013). However, for UAV-SfM derived DEMs to be technically reliable, the unrestricted adoption of photogrammetric principles in flight planning steps is required; proper calibration of the aircraft (especially the inertial unit and navigation system); and optimizing camera settings according to the particulars of the environment and geomorphology that will be photographed (Nex and Remondino 2014; O'Connor et al. 2017; Elsner et al. 2018). As with LiDAR technology, the vertical quality of UAV-SfM derived DEMs still depends on the use of GNSS-RTK receivers to acquire Ground Control Points (GCPs), ensuring centimeter precision in photogrammetric bundle block adjustment (Nex and Remondino 2014; James et al. 2017). The combination of high-resolution DEMs supported by GNSS-RTK receivers, either on ground targets or on-board the platform, has led to a significant increase in research addressing accurate sea-level rise (SLR) impact assessment, especially in low-lying coastal areas (Murdukhayeva et al. 2013; Schmid et al. 2014; Seenath et al. 2016; Kruegel 2016).

The SLR is one of the significant challenges of coastal management in the coming decades. The 20th century has experienced an increasing temperature variability, with significant intensification in the last four decades (Church et al. 2013), and several models indicate that these rates will increase in the 21st century due to the effects of global warming (Nicholls and Cazenave 2010). The negative balance of ice mass in Greenland (Tedesco and Fettweis 2019) and west Antarctic (Whitehouse et al. 2019), as well as the linear trend of decrease seasonal Arctic sea ice extension detected by satellite monitoring (Serreze and Meier 2019), amplify the complexity of climate modeling because these factors can represent changes patterns of ocean and atmospheric circulation. According to IPCC projections, by the end of the 21st century, most likely around 70% of coastlines will experience a change in local sea-level of approximately 20% of the global average, which is much more critical in regions with low topography (Church et al. 2013; Wong et al. 2014). For Nicholls et al. (2014), SLR due to global warming seems inevitable, but the rates and geographic patterns of such changes remain uncertain. However, even with the uncertainties inherent in climate systems modeling, predictions about SLR are

essential tools for assessing coastal inundation vulnerability (Nicholls et al. 2014; Kruegel 2016).

This paper presents the results of a coastal inundation modeling using UAV-SfM derived DEM in the southernmost of Brazil. The study area comprises Cassino Beach, a low-lying prograded barrier with coastal streams that increase the susceptibility of the hinterland urban area to inundation. The main objective was accurate topographic reconstruction using digital photogrammetric techniques and SfM processing for use in sea-level rise modeling. The bathtub model was employed according to the methodology proposed by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA 2017), fully implemented through the Geographic Information System (GIS). The modeled SLR values were based on the four Representative Concentration Pathway scenarios of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Church et al. 2013), covering 36 estimative projections.

Materials and methods

Study area

The UAV survey was conducted in the Cassino Beach, a low-lying coastal plain located south of the Patos Lagoon inlet, State of Rio Grande do Sul, southernmost Brazil (Fig. 1). The morphogenesis of this coastal plain is associated with the Pleistocene and Holocene marine transgression-regression cycles (Villwock and Tomazelli 1995). The sandy barrier composes a depositional system in the form of foredune ridges, strongly influenced by the abundant sedimentary stock of fine to very-fine grained sands, as well as the aeolian transport promoted by the action of winds from the northeast quadrant (Calliari and Klein 1993; Villwock and Tomazelli 1995; Dillenburg et al. 2017). It is a wave-dominated exposed coast, with morphodynamics predominantly dissipative, such as the low slope profile and micro-tide regime (Calliari and Klein, 1993; Guimarães et al. 2014).

The South Atlantic extratropical cyclogenesis, with east and southeast trajectories, originate most of the storms that reach the Cassino Beach (Machado and Calliari 2016). They are responsible for the main erosive episodes and storm surge flooding, with effects documented in several scientific works (Parise et al. 2009; Machado et al. 2010; Goulart and Calliari 2011; Goulart 2014; Goulart and Calliari 2013). The National Policy on Climate Change reports (MMA 2016) and the Brazilian Panel on Climate Change (PBMC 2016) highlight that Brazil's southern coast is one of the most exposed to high-energy events, such as those caused by

storm surge from extratropical cyclogenesis. Even though Cassino Beach has large foredune ridges, with a setback of approximately 200 meters, the sectioning of the dunefield by streams (regionally known as ‘washouts’) and beach access roads facilitate the entry of oceanic waters (Figueiredo and Calliari 2005; Serpa et al. 2011). The washouts drain the waters of the coastal plain interior towards the beach system, breaking the foredune ridges. The washouts have an active seasonal component, with flow occurrence and intensification in the shore during periods of winter higher precipitation of the subtropical climate (Figueiredo and Calliari 2005). Serpa et al. (2011) points out that the occurrence of washouts increases the susceptibility of the coastal plain to storm surge flooding.

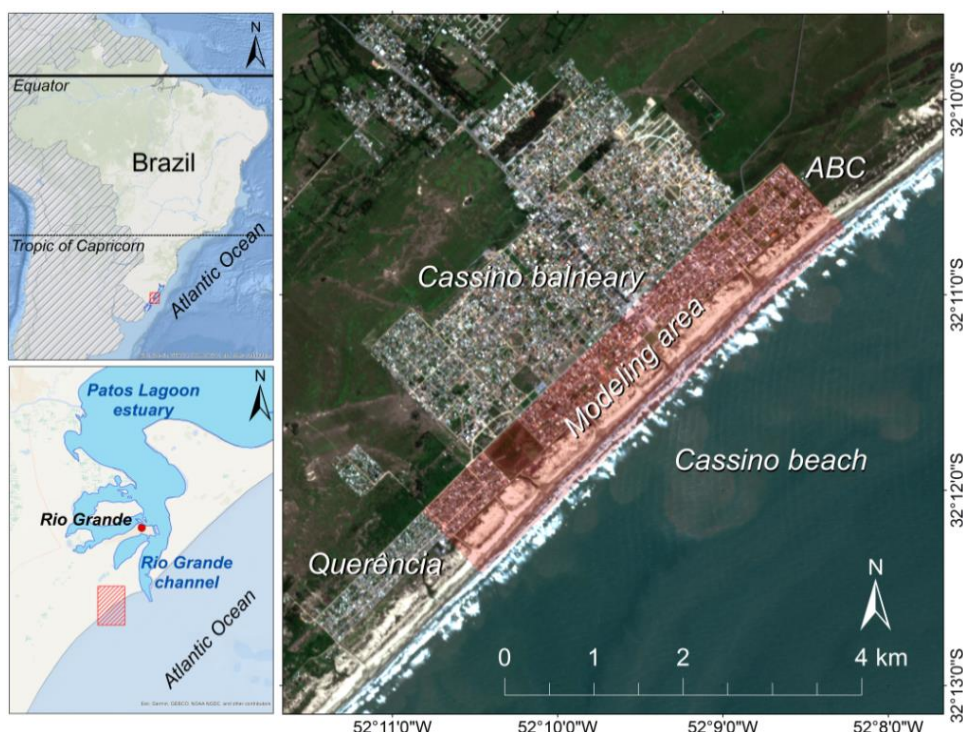


Fig. 1: Study area location map.

The Cassino Beach urban area has approximately 976 hectares, with over 16.000 inhabitants (IBGE 2019). This population tends to increase significantly in the summer months due to intense tourist activity. Between the 1940's and 2000's the urban area of the Cassino grew about eightfold (Lélis 2003), a process that has intensified over the past two decades in the range close to the active foredune ridges. Considering only the southern portion, Leal Alves (2013) identified an increase of 80% of the built area between the years 2002-2012. Lélis (2003) also points out that most of the dunes that form the urban site were flattened during the 1970s. A recovery and management plan that began in the 1980s was required to

restore part of the foredune ridges, which is a natural protection to minimize the effects of storm surges and sea-level rise (NEMA 2008).

UAV and GNSS data acquisition

A DJI Phantom 4 Pro (PH4P) was used for capturing aerial images. This UAV system is composed of a multi-rotor aircraft (quad) and radio control station (RC). The aircraft weighs 1.4 kg and is powered by a four-cell LiPO battery with autonomy of approximately 25 minutes, varying with wind conditions. The remote-sensing payload of the PH4P is a 20-megapixel small-format digital camera (CMOS/FC6310) stabilized over gimbal. The images are captured in true-color (RGB compositing), nadir view, with coordinates from an onboard Global Positioning System receiver (GPS). All survey data is stored on a microSD card embedded in the aircraft. A smartphone was coupled to the RC station to assist the flight operation, which allowed the telemetry to be viewed simultaneously to the flight, in addition to managing route-plans through a specialized mobile application.

The weather forecast was consulted before each aerial survey day, as well as the on-site conditions before the flight execution through the Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) page and ground hand anemometer. Winds with intensity greater than 19.5 kt, high cloudiness, precipitation, or intense sea agitation made the survey impossible. While high winds and precipitation hinder aircraft operation, heavy cloud cover and marine fog impair the images taking (Colomina and Molina, 2014; Nex and Remondino, 2014; Gonçalves and Henriques, 2015; Conlin et al. 2018). All surveys were performed with the aircraft within the pilot's visual line of sight (VLOS). The aircraft's navigation sensors and inertial measurement unit (IMU) were calibrated, and camera configurations were adjusted as recommended in detail by O'Connor et al. (2017). In order to minimize the effects of solar angulation, the mission schedule preferably comprised the local window from 10 am to 2 pm (UTC - 3). Since the coastal landscape has mostly silica sands composed of quartz, which gives it a high capacity to reflect the sun's rays, and the chosen time for the survey is close to the local solar zenith, the camera's photosensitive (ISO) was adjusted with value 100, with shutter speed and aperture optimized with values of 1/800s and f/6.3, respectively.

The aerial images were captured through 14 low-altitude flight plans, forming a bundle of 3.155 images covering 424.81 hectares of urbanized coastline with shore, foredune ridges, and traffic lanes adjacent to the sea. On average, 225 waypoints

(center of perspective and coordinate record) acquired per plane. The flight plans were prepared using the DroneDeploy mapping platform based on the following parameters: flight height of 100 m; 80% frontal overlap; 60% lateral overlap; gimbal in nadir position; flight line orientation parallel to the coastline (130 ° to 140 °) and travel speed between 8 and 10 m/s. The flights were carried out between late winter and early spring according to the viability imposed by the weather conditions, with the five active coastal strip flight plans (foredune ridges and shore) executed on a single survey day. The completion of each flight plan took an average of 18 minutes, depending on wind conditions (direction and intensity), always respecting the 19.5 kt limit for safe operation (DJI 2016).

In parallel to the flight preparations, the photogrammetric targets were distributed or human-made features occupied along the area that would be immediately overflight, and the coordinates acquisition by Real-time Kinematic positioning (RTK) was performed (Fig. 2). Ground Control Point (GCP) and Check Point (CKP) surveys were performed using the Leica GS15 GNSS receiver (L1, L2, L2C signals) and Pacific Crest T300 external radio operating in geodetic mode (PDOP < 4) with RTK positioning acquisition. The base antenna was stationed over on a survey control with coordinates relative to the Brazilian Geodetic System (SGB) network (Fig. 2-A). The targets were occupied for 5 minutes (semikinematic or stop-and-go) with the rover antenna using a tripod for stabilization (Fig. 2-B and C). The GNSS-RTK survey accounted for 68 GCPs for use in bundle block adjustment, and 42 CKPs for the Digital Terrain Model (DTM) validation. Also, coordinates were collected in the streams that presented obstructions to hydrological connectivity, such as small bridges and road culverts (Fig. 2-D) supporting the hydro-enforcement step. All ellipsoidal height coordinates obtained by the surveys were adjusted to orthometric heights through the geoid heights provided by MAPGEO2015 software, available from the Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

UAV-SfM processing

The images in JPEG format were processed in Pix4D mapper, a photogrammetric application that uses the Structure from Motion (SfM) algorithm. According to Turner et al. (2016), SfM is a computational technique developed in the 1990s and popularized in the last ten years within the digital photogrammetry field. SfM is used to reconstruct objects or scenes from a series of high overlapping photographs obtained in different positions and orientations due to variation in the

acquisition perspective (Westoby et al. 2012; Mancini et al. 2013). SfM can recognize patterns and textures, estimate target position, and calculate block geometry using computer vision algorithms (Nex and Remondino, 2014). Also, according to Turner et al. (2016), the SfM application in surveys for topographic purposes consists in the automated detection and processing of homologous points present in the surface image set (2D), obtaining a high density three-dimensional point cloud (3D), the primary input for the construction of DEMs and orthomosaics, for example.

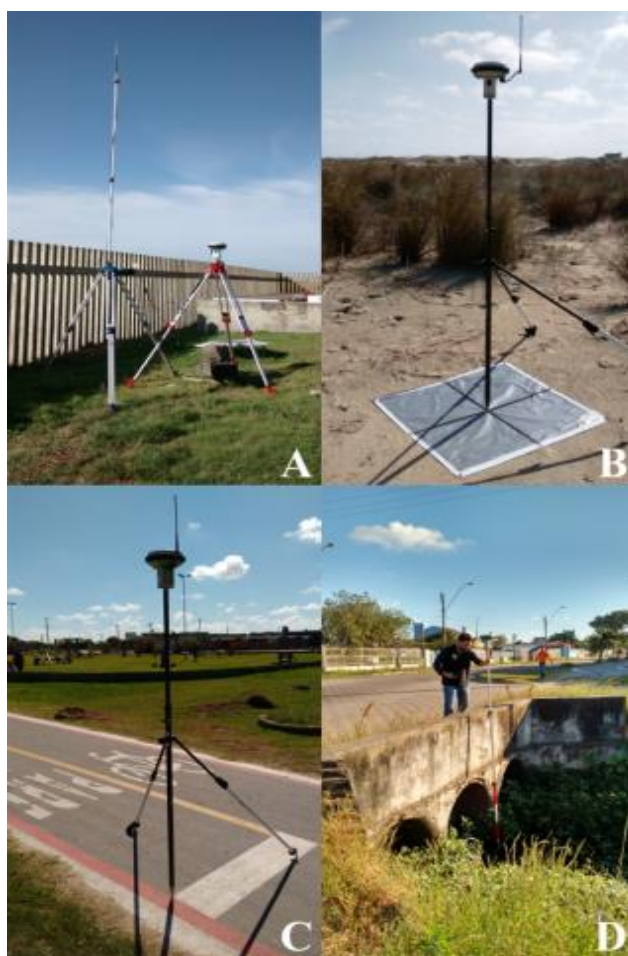


Fig. 2: GNSS-RTK survey. A) base antenna; B) GCP survey on target; C) survey of GCP in bike lane; D) Road culvert coordinate survey.

Before processing, all the information about the aircraft geolocation and the images georeferencing (geotagging via GPS and onboard barometer) were checked by DJI Assistant and GeoSetter software. The UAV/GNSS-RTK data acquisition hierarchy, processing, and verification steps can be viewed with the help of the workflow (Fig. 3). For data processing, a high-performance workstation was employed. Fine spatial resolution surface modeling requires high computational performance. Even with the popularization and consequent cheapness of UAVs, the

computational cost of image processing for photogrammetric purposes still requires significant hardware investment. The processing time for the 3.155 images block was approximately 30 hours, not including in the sum: the insertion steps of GCPs and the densified point cloud classification for the DTM generation.

The initial step into the Pix4D was to pre-align the images in a spatial reference system, where the surface was first reconstructed and rendered as a sparse X, Y, Z coordinate point cloud. The algorithm extracted and identified tie points presented in distinct images, creating a series of links, followed by optimization that calibrated the model from the camera's internal (obtained from the EXIF metadata) and external parameters (Westoby et al. 2012; Nex and Remondino, 2014). After the alignment and obtaining the sparse points cloud, the GCPs were inserted, and the re-optimization was performed, thus introducing the three-dimensional coordinates from the GNSS-RTK survey, which minimized bundle block distortions and provided the highest design precision.

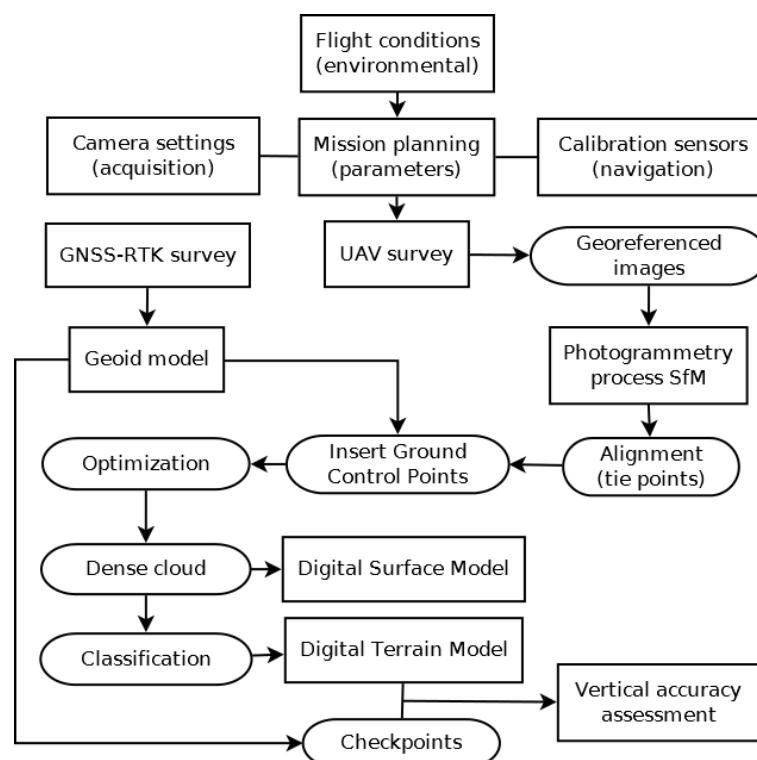


Fig. 3: Workflow of UAV-SfM and GNSS-RTK data acquisition, processing, and verification steps.

The workflow steps consisted of the following products creation: the dense point cloud, generating more link points between images for increased data redundancy (average 54.467 per footprint); the Digital Surface Model (DSM), through the interpolation of the point grid densified by the Inverse Distance Weighting (IDW)

method; and the true orthomosaic formed in RGB composition by the set of adequately orthorectified images. The last UAV-SfM step in the Pix4D software comprised the dense point cloud classification through an automated routine according to the corresponding surface/target from a sample selection, typifying it as: ground (dunes and undergrowths), road surface (shore/beach, dune flat areas and roads), vegetation (shrubbery), buildings and human-made object (such as walls, utility pole and vehicles). Ground and road surface features were also interpolated by the IDW method. Other generated products composed the project, such as the textured 3D mesh and contour lines, which is not covered in detail here, as they were not employed in the bathtub modeling.

Coastline benchmark determination

The elevation is the most crucial feature in assessing coastal flooding through geospatial modeling (Murdukhayeva et al. 2013; Martínez-Graña et al. 2016; Wdowski et al. 2016), and it is necessary to correlate the altimetric accuracy obtained in the topographic data collection with a local reference level (Gesch 2009). However, the definition and detection of a practical reference for the physical land-water boundary is controversial, employing different terminologies and methods according to the chosen indicator feature and data availability (Boak and Turner 2005). Coastal flooding modeling usually adopts a vertical datum based on a tidal series or tidal datum (Schimid et al. 2014; Kruel 2016). The tidal reference records the amplitude of the oscillations, and maximum values are usually used as the starting level modeling (Schimid et al. 2014; Kruel 2016; Yunus et al. 2016).

However, the historical tide series are not always available. Inconsistency in a series, multiplicity of local date, or even absence of a nearby station may make it impossible to adopt a tidal datum (Schimid et al. 2014; Kruel, 2016; Martínez-Graña et al., 2016; Wdowski et al., 2016). In the case of the study area, the nearest tidal station is located within a lagoon system, being controlled by different forces from the beach shoreline variation, and its use as a proxy is not possible (Goulart 2014). In the absence of tidal data or datum mismatch, the bibliography presents other techniques for settle a vertical reference, such as: recording waterline position or morphology through topographic profiles; GNSS-RTK survey and LiDAR; average position of the waterline through video-image orthorectification; stretch limit segmentation, erosive escarpment, dune crest/base or dry/wet sand tone detection in aerial photographs and satellite sensor images. Further information on such

approaches can be found in Boak and Turner (2005), Lélis and Calliari 2006, Stockdon et al. (2009), Pereira et al. (2011); Santos et al. (2011), Goulart and Calliari (2013), Muehe and Klumb-Oliveira (2014).

The high-resolution topographic data availability enables the particularization of the coastal micro-relief (Doyle and Woodroffe, 2018), as shown by Stockdon et al. (2009) by applying frontal dune ridge identification algorithms with LiDAR data for use in coastal flooding models. In this sense, we used a multicriteria set for the detection and geomorphometry delimitation of the foredune ridges base or 'front dune foot' (Fig. 4). Such feature is considered more stable and suitable for the coastline delimitation, corresponding to the interface between the upper limit of the backshore with the dune system in sandy beaches (Hesp 2002), usually delimited by high-resolution aerial photographs (Battiau-Queney et al. 2003; Boak and Turner 2005; Lélis and Calliari 2006). The Cassino Beach has a well-developed foredune ridges, with an average height of 2.5 m on the crest and a slope in the base of more than 6.8° , characteristics that allowed the backshore transition range detection by geomorphometry criteria more robustly than the usual two-dimensional image analysis.

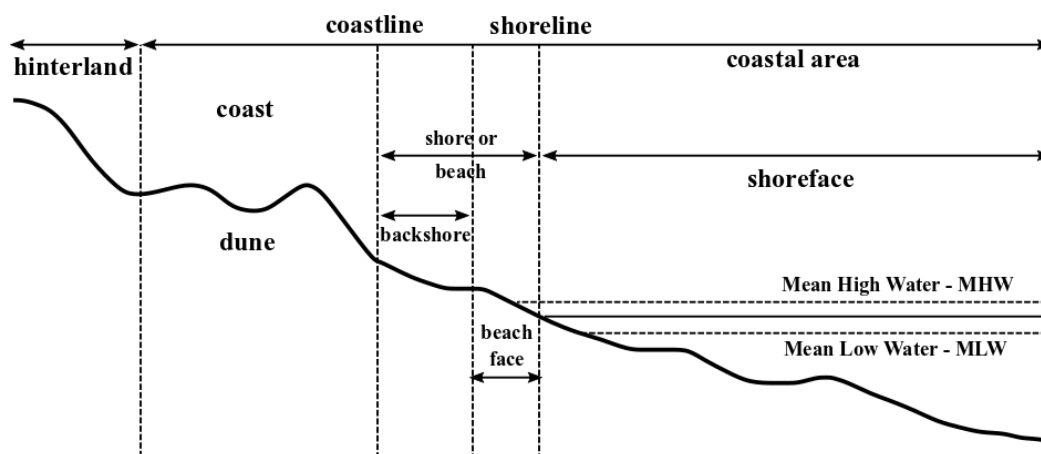


Fig. 4: Scheme with the terminology and reference employed for the coastline. Adapted from USAC (1984).

The benchmark determination step initially consisted of the derivation of the UAS-SfM DTM in two new surface rasters, slope, and aspect, which made up the inputs of the multicriteria expression. The slope can be defined as the angle of inclination of the local surface in relation to the horizontal plane, determining the velocity of flow by gravity (Florinsky 2017). For Li et al. (2005), the slope is a primary derivation of a DEM, because it expresses, besides the gradient itself, the direction of the slope called aspect. The aspect is the horizontal angle of the direction of the

surface flow driven by gravity, being measured clockwise and generally expressed in azimuthal form according to the geographic North (Florinsky 2017). The condition intervals were extracted through 200 cross-shore transects distributed equidistantly (25 m) along the coastal strip. Thus it was possible to determine the occurrence range of the backshore-dune system transition identifying the natural break morphology. With the delimitation of the transition (coastline feature) occurrence range, the elevation value for the DTM was extracted. Thus, the inundation modeling benchmark refers, assumed here as the “vertical zero” of the inundation model, to the mean elevation value of the coastline feature.

Hydrologic enforcement and DTM accuracy assessment

The altimetric surveys performed by imaging sensors or laser scanning coupled to aerial platforms have as their first return surface, the soil itself and any objects on it, constituting a DSM (Pike et al. 2009). The extensive sample coverage provided by aerial platforms coupled with very high-resolution sensors tends to generate very detailed DSMs, creating a series of artificial obstacles that prevent flow connectivity in hydrological models (Poppenga et al. 2010; Poppenga and Worstell 2016), even with the point cloud classification for DTM derivation. In this sense, for the reliable representation of the floodplain and eventual drainage lines in coastal areas, it is necessary to correct the digital surface, removing obstacles and checking the naturalness of the water flow by streams that have bridges or culverts along their extension, for example (Poulter and Halpin 2008; Poppenga et al. 2010; Poppenga and Worstell 2016).

According to Schmid et al. (2014) and Poppenga and Worstell (2016), paludal environments and low-lying coastal areas are more susceptible to inaccuracy promoted by DSM registers, because the few protruding features could result in increases in the elevation values, in contrast to the low topographic amplitude naturally associated with these landscapes. For Yunus et al. (2016), this increase in elevation inherent in DSMs results in smaller extensions in flood estimates and maybe a source of underestimation in the affected area. Additionally, Poppenga and Worstell (2016) point out that obstructions in the hydrological flow decisively impact the quality of the surface modeling flood assessment, as it interferes with the rules of displacement between cells/pixels, disfiguring the environment real connectivity.

Connectivity correction techniques are known as hydro-enforcement, and the expected result is the approximation of the digital surface to its natural hydrological

characteristics, thus reducing the uncertainties associated with a false blockage in water flow (Poppenga et al. 2010; Poppenga and Worstell 2016). For this work, the recommendations proposed by Yunus et al. (2016) and Poppenga and Worstell (2016) through the use of hybrid DTM, with airborne sensor surveys, added to ground surveys were followed. The execution resembles GCP surveys but with a posteriori insertion. The GNSS-RTK acquisitions have been made in streams that naturally allow ocean waters to invade the hinterland in storm surges episodes, but have bridges or road culverts. The data were interpolated by the IDW method and delimited according to the corresponding stream margins, with the resulting raster overlapping to the DTM through mosaicking (Fig. 5). With the hydro-enforcement step finished, thus obtaining the definitive fine-resolution DTM, the root mean square error (RMSE) accuracy assessment, the spatial distribution of the discrepancy values, and standard deviation were performed.

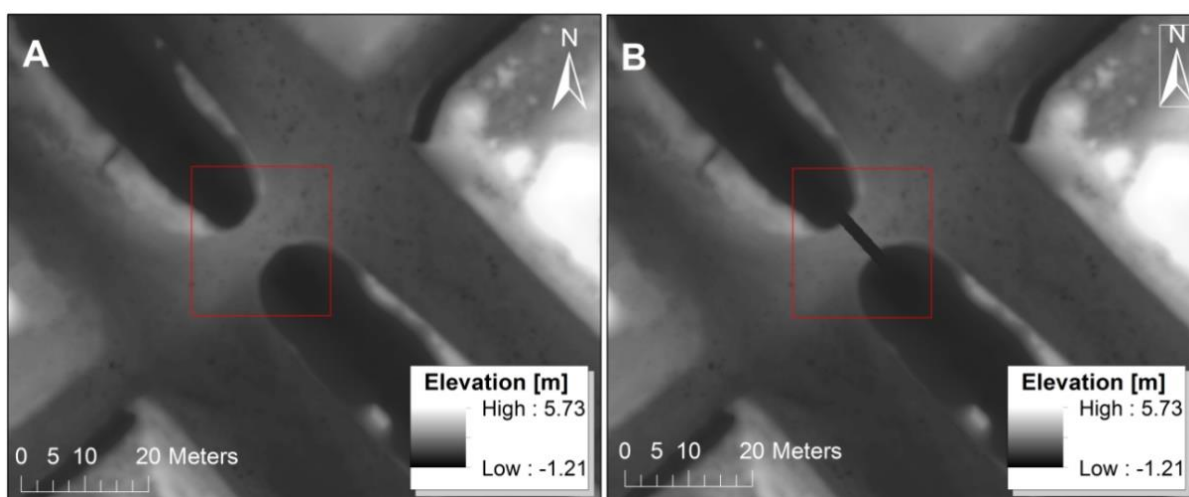


Fig. 5: Example of applying the mosaicking technique for hydro-enforcement. A) Before processing, the road culvert surface blocks the water flow. B) After processing, the opening simulates the water passage allowed by the culvert.

Application of the bathtub model using GIS software

The bathtub model is a recurrent methodological approach for use in coastal flood and inundation assessments (Poulter and Halpin 2008; Schmid et al. 2014; Krueel 2016; Seenath et al. 2016; Yunus et al. 2016). It is a static geospatial proposal that uses DEMs for water simulation, with a structure strongly dependent on the topographic input data quality (Poulter and Halpin 2008; Schmid et al. 2014; Seenath et al. 2016; Yunus et al. 2016). Its name refers to the 'bathtub fill' process (Paprotny and Terefenko, 2017), generating information on the extent and depth of flooding as

water flow fills the morphometric areas of interest and can be implemented via GIS software (Poppenga and Worstell 2016; Yunus et al. 2016) which facilitates integration with other georeferenced information plans (Seenath et al. 2016).

For the sea-level rise scenarios simulation, the modified bathtub model was applied according to the National Oceanic and Atmospheric Administration Office for Coastal Management (NOAA 2017) for use in the coastal inundation mapping. The method consists of the information plans hierarchical processing executed through tools present in ESRI's ArcGIS 10 software, facilitating the information integration, statistical derivation, and cartographic composition. The methodological steps of the modified bathtub approach can be viewed in the workflow (Fig. 6).

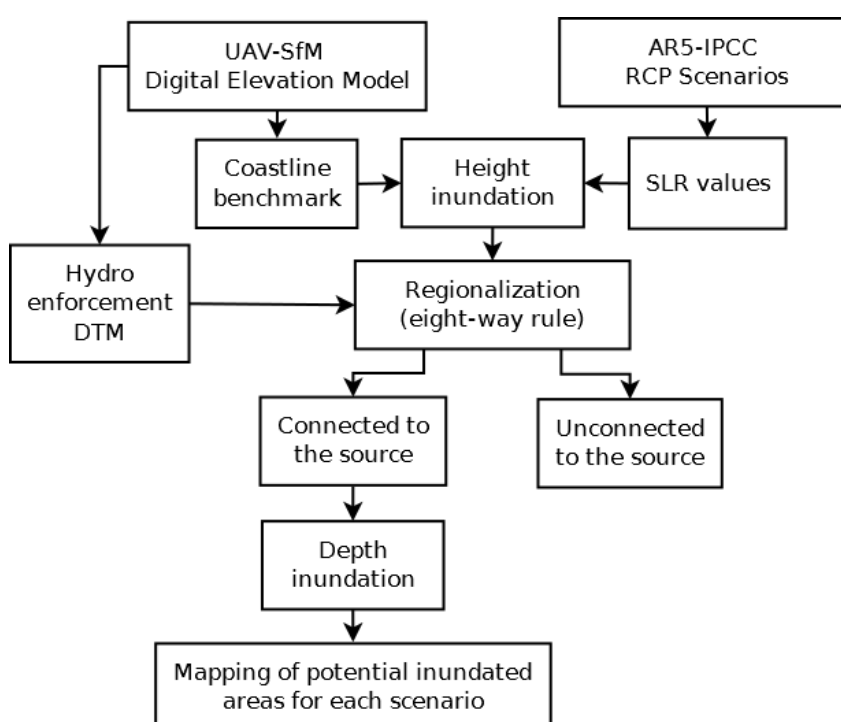


Fig. 6: Workflow of bathtub approach in GIS software. Adapted from NOAA (2017).

As described above, instead of a maximum tidal datum (as the usually applied Mean High Water – MHW or Mean Higher High Water – MHHW), a morphological feature was adopted as a benchmark for the current conditions surface: the mean elevation value of the foredune ridges base, taken as the study area coastline, was extracted from the DTM using morphometric criteria (slope and aspect). The projected SLR values were taken from the 5th Intergovernmental Panel on Climate Change or AR5-IPCC report (Church et al. 2013). In total 36 SLR values were simulated, covering the four Representative Concentration Pathways (RCPs) scenarios proposed by the AR5-IPCC in the 2046-2065 ranges (0.17 to 0.38 m), 2081 -2100 (0.26 to 0.82 m) and to 2100 (0.28 to 0.98 m).

The simulation assumes that the water body will advance overall topographic elevations at or below the projected water level as long as there is a direct connection to the water source or inundated neighboring cells (Krueel 2016; Yunus et al. 2016; Paprotny and Terefenko 2017). Each of the simulations starts from the current coastline plus the predicted SLR value through addition by map algebra (raster calculator tool). In the expression, it is defined that DTM elevation with height values lower or equal to the SLR projection will be drowned. After obtaining the raster surface representing the area affected by the SLR, the next step allows the inundated areas regionalization, according to the topological criteria of hydro-connectivity. According to Poulter and Halpin (2008) and Yunus et al. (2016), the bathtub approach application resides fundamentally in the adjacent displacement of the surface hydrological flow, a condition associated with data spatial resolution and topological connectivity rules.

An offset rule between cells/pixels is selected according to a possible movement pattern. The zero-side type is applied in the pure conception of the bathtub, where there is no displacement, that is, the single condition rule states that the cell is flooded instantly if its elevation is equal to or less than the projected dimension. The four-side and eight-side rules establish paths connecting the adjacent cells that go back to the flood source. According to Poulter and Halpin (2008), the four-side (D4) uses connections between cells located in the cardinal positions, while the eight-side rule (D8) adds to these four diagonal positions, promoting the evaluation of eight possible ways, rule adopted in the present study. In the eight-side rule, the eight neighboring pixels are inspected to determine the hydrological flow, and it is also possible to determine the areas susceptible topographically but not flooded due to the disconnection with the ocean source (Poulter and Halpin 2008; Yunus et al. 2016). Determining the inundation surface according to cell connectivity, makes it feasible to identify the depth of each pixel/cell reached, as well as derived information about the drowned area from the SLR.

Results and discussion

UAV-SfM based high-resolution coastal DEM

The UAV survey resulted in 3.155 images, of these 3.096 were calibrated correctly (about 98%) in the process of alignment and topographic reconstruction of the area of interest. The 59 uncalibrated correspond to the images obtained over the shoreline. According to Turner et al. (2016), extremely dynamic features such as the

swash zone limits the identification of matching points, because there is no point acquisition for non-stationary features, essential to the processing for the SfM algorithm. This limitation did not affect the next step of the methodology, since the bathtub model had the coastline as a benchmark, disregarding the beach face. The 80% (front) by 60% (side) overlap setting gave an image overlap density higher than five images for most of the study area, with the predictable exception for the boundary and, the swash zone. Each calibrated image obtained a median of 15.606 matches, guaranteeing reliable reconstruction even of small morphologies.

The internal bundle block adjustment was performed through 68 GCPs obtained by GNSS-RTK. The root mean square error (RMSE) of this georeferencing was 0.052 m. The projection error was sub-pixel, with a mean of 0.469. Both results demonstrate the quality of the images obtained since the targets were adequately identified and georeferenced. As highlighted by O'Connor et al. (2017) and Conlin et al. (2018), the high quality of the image acquisition is due to the relationship between camera parameter setting and stability provided by the UAV platform (pitch and roll compensation), even with occasional wind gusts typical of the coastal environment. Each GCP was identified on average by seven images, excluding targets that were not entirely in the photograph or those that had a blur effect (< 1% of the total images). The dense cloud obtained by the project consists of more than 476×10^6 points, with an average density of 170.4 points/m³. Products derived from dense cloud (DSM and orthomosaic) resulted in a Ground Sample Distance (GSD) of 0.0259 m, highlighting the high-resolution of the image output, precisely at the GSD calculated during the flight planning step. The statistics of the bundle adjustment processing are summarized in Table 1.

Table 1. Statistical summary of photogrammetric block processing parameters.

Parameter	Value/rating
Area covered	424.81 ha
Geolocated images	3.155/3.155
Calibrated images	3.096/3.155
Overlap density	> 5 imagens
Matching per image	15606.1
Georeferencing [3D]	68 GCPs
Bundle adjustment [RMS error]	0.052 m
Projection error [pixels]	0.469
Dense cloud	> 476×10^6
DSM and orthomosaic [GSD]	0.0259 m

After the dense cloud classification, keeping only the surfaces that correspond to the ground, and the execution of the hydro-enforcement step, the DTM resulted in a very high-resolution raster with a GSD of 0.1294 cm/pixel. The loss of spatial resolution between DSM, the primary raster output, and DTM is due to a decrease in the point cloud used after classification. The evaluation of the DTM vertical accuracy employing 44 independent checkpoints (CKPs) resulted in an RMSE of 0.0607 m. Similar values, ranging from 0.05 to 0.10 m, were found by Ulysal et al. (2015), Gonçalves and Henriques (2015), Woodget et al. (2017), Chen et al. (2018) and Elsner et al. (2018) using UAV-SfM techniques, although with different flight parameters and cover areas. The standard deviation was 0.0582 m, but the street CKPs standard deviation within the urban area was higher (0.0543 m) than those positioned on the dunes and backshore (0.0384 m). The most significant discrepancies were identified at the boundary of the DTM and in the consolidated urban area (presence of trees and buildings).

According to Gonçalves and Henriques (2015) and Gašparović et al. (2017), the residual error distribution in UAV-SfM based DEMs does not usually follow a normal distribution due to possible systematic measurement errors. This is also demonstrated in the work of Mancini et al. (2013). Even with the most appropriate camera calibration and use of a tripod for GNSS-RTK acquisition, errors associated with shadows projection on the streets add to the errors inherent in urban surveys (multipath signal, for example), which are the most likely sources of discrepancies (Fig. 7-A). Errors associated with changes in lighting in different blocks (different survey days), with distinct cloud cover and solar angle as pointed out by Nex and Remondino (2014) are also not ruled out. In this sense, the targets positioned over dunes and broad streets obtained the lowest error values, increasing the average accuracy of the model. Overcoming these limitations, the coefficient of determination between CKPs and DTM showed a robust linear adjustment to the vertical coordinate (Fig. 7-B). Mendez-Barroso et al. (2018) point out that the most significant residual errors in boundary areas are common in the SfM derived DEMs and can be minimized by widening the area of interest or distributing more GCPs at the edges. In the case of this paper, the boundaries of the DTM in the bathtub modeling step were discarded, reducing the area of interest compared to the UAV survey area.

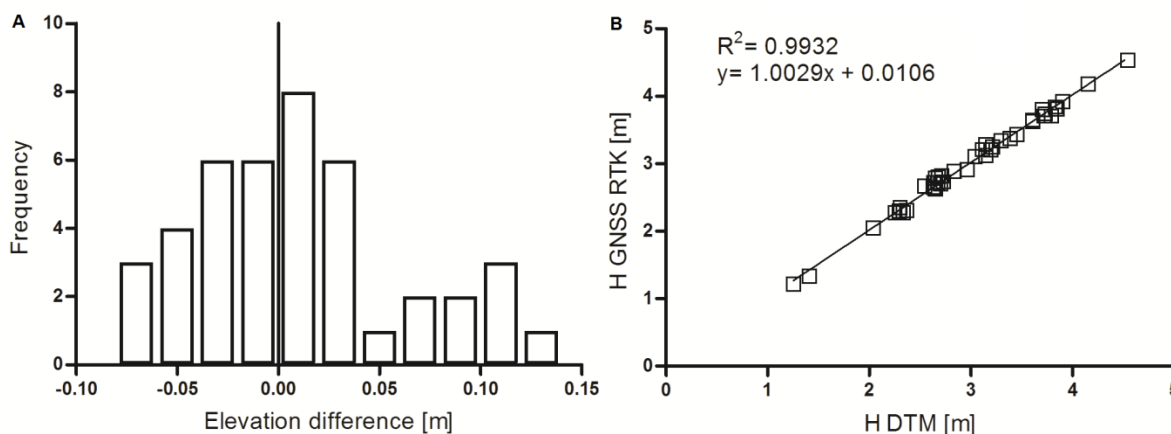


Fig. 7: A) Frequency and distribution of elevation errors; B) Coefficient of determination (R^2) for elevation between independent check points (CKPs) and DTM.

The results demonstrate the importance of using GCPs to increase the accuracy of the bundle adjustment. The concern with this inaccuracy is justified, because according to Poulter and Halpin (2008) in many cases the vertical error may exceed the increment values promoted by projections and sea-level rise scenarios. Although the amount and form of distribution of GCPs are still widely debated, depending heavily on the topography and extent of the area of interest, their use is essential in reconstructing high-resolution DEMs (Nex and Remondino 2014; James et al. 2017). However, it is noteworthy that no checks were performed on streams with water depths greater than 0.50 meter – deeper portion of the washouts. According to Turner et al. (2016), deep water surfaces may be erroneously allocated in the outliers due to the spectral characteristics of water absorption and reflection. Submerged error behavior information for UAV data due to light refraction/absorption at the air-water interface can be found in Woodget et al. (2017).

Inundation mapping for sea-level rise scenarios with bathtub approach

The bathtub model is a recurring approach for coastal inundation assessments (Poulter and Halpin 2008; Murdukhayeva et al. 2013; Schmid et al. 2014; Krueel 2016; Seenath et al. 2016; Yunus et al. 2016). Consisting of a 2D geospatial method that employs DEMs to simulate water flows, its structure is strongly dependent on the quality of the topographic input data (Poulter and Halpin 2008; Krueel 2016). The model is mainly used for potential inundation mapping assessment in coastal areas (Murdukhayeva et al. 2013). The bathtub approach allows simulating water-levels by extracting information such as the extent of drowned areas and their water height. These maps can assist in the planning of mitigation measures in the face of climate change impacts (Poulter and Halpin 2008). The bathtub approach is especially valid

for low-lying coastal environments with high susceptibility to positive sea-level fluctuations (Wong et al. 2014).

For this study, the bathtub model was applied to 36 projections of sea-level rise proposed by the IPCC (Church et al. 2013), following the modified approach by NOAA (2017). The projections are divided into two 20-year intervals and an end-of-century according to each Representative Concentration Pathways (RCP) scenarios. The RCP scenarios refer to the terrestrial energy balance and the relationship with the positive or negative contributions of parameters such as thermal expansion, glaciers, ice-sheet (Greenland and Antarctic), rapid-dynamics ice-sheet (Greenland and Antarctic), and land water storage for climate feedbacks (Wong et al. 2014). In the case of SLR, each of these parameters refers to glacial-eustatic or hydro-eustatic systems that generate significant ocean discharge or expansion advancing over the continents as feedback (Rovere et al., 2016). The result of climate modeling is an optimistic scenario (RCP2.6), two intermediate stabilization (RCP4.5 and RCP6.0), and one pessimistic (RCP8.5) scenario. Each scenario presents different responses according to the energy storage of the terrestrial system.

The projections have ranges according to the parameters variance, with minimum, median, and maximum values. All these values were applied to Cassino Beach. The median intervals of each scenario, sea-level rise values with likely ranges between 66% and 100% (Church et al. 2013), are expressed in the following maps (Fig. 8, 9 and 10). Already the Table 2 shows the exposed area in hectares for all the projections, as well as the percentage of inundation area based on the totality of the DTM (total model area) and only for the urban area (discarding the dunefield area).

The projections for the nearest interval (Fig. 8) show the high topographic susceptibility of the Cassino Beach, even with the smallest sea-level rise values – between 24 and 30 cm of increase. The ambit of drowned areas ranges from 25% to 28% for the entire model and from 37% to 41% for the urban area only. The streets adjacent to the foredune ridge are almost entirely impacted, registering average depths between 0.42 m (scenario RCP2.6) to 0.47 m (scenario RCP8.5), followed by the drainage streams margins. The low topography of the washouts allows marine intrusion to reach almost 650 meters from the coastline, but the average for the surface intrusion did not exceed 320 meters (about 120 meters beyond the setback). The distal displacement in the streams was only possible due to the hydro-enforcement process since, along with the washouts, there are road culverts. The

steep topography of the active foredune ridges does not been reached, except for drowning small swale areas. This demonstrates the role of the dunefields as topographical dikes.

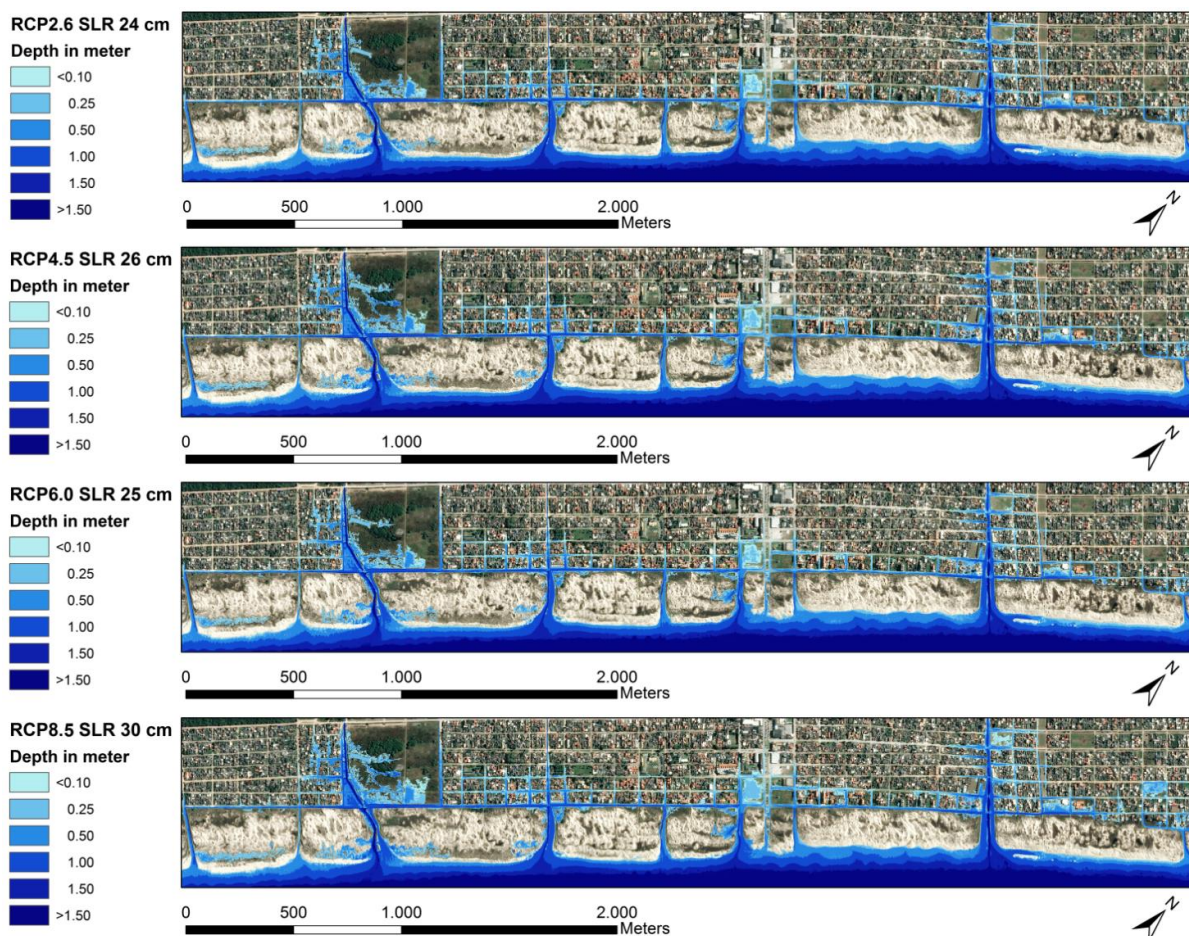


Fig. 8: Bathtub modeling for the 2046-2065 range of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.

The car accesses and the drainage streams facilitate marine intrusion into the hinterland as it already happens in episodes of storm surges. These morphologies with the highest inundation potential for the 2046-2065 range are already affected by storm surges. According to Serpa et al. (2011), the occurrence of washouts increases the susceptibility of the coastal plain to flood caused by storm surges, which is also true for SLR inundation. Goulart (2014) states that the large-amplitude episodes (2 meters above the shoreline established for the study) constituted 8% of the observations between 2006-2010 at Cassino beach, occurring mainly in the winter months. In these episodes, streets, adjacent houses, and the foredune ridges were impacted. Storm surge events are routine between July, August, and September in the study area due to Atlantic cyclogenesis and are also responsible for major erosive episodes (Parise et al. 2009; Machado et al. 2010; Goulart and

Calliari 2011). This is worrying due to the rise in sea-level, as the extreme episodes of storm surges have increased since the 1970s, and it seems that there is an intensification of these episodes throughout the twentieth century (Church et al. 2013).

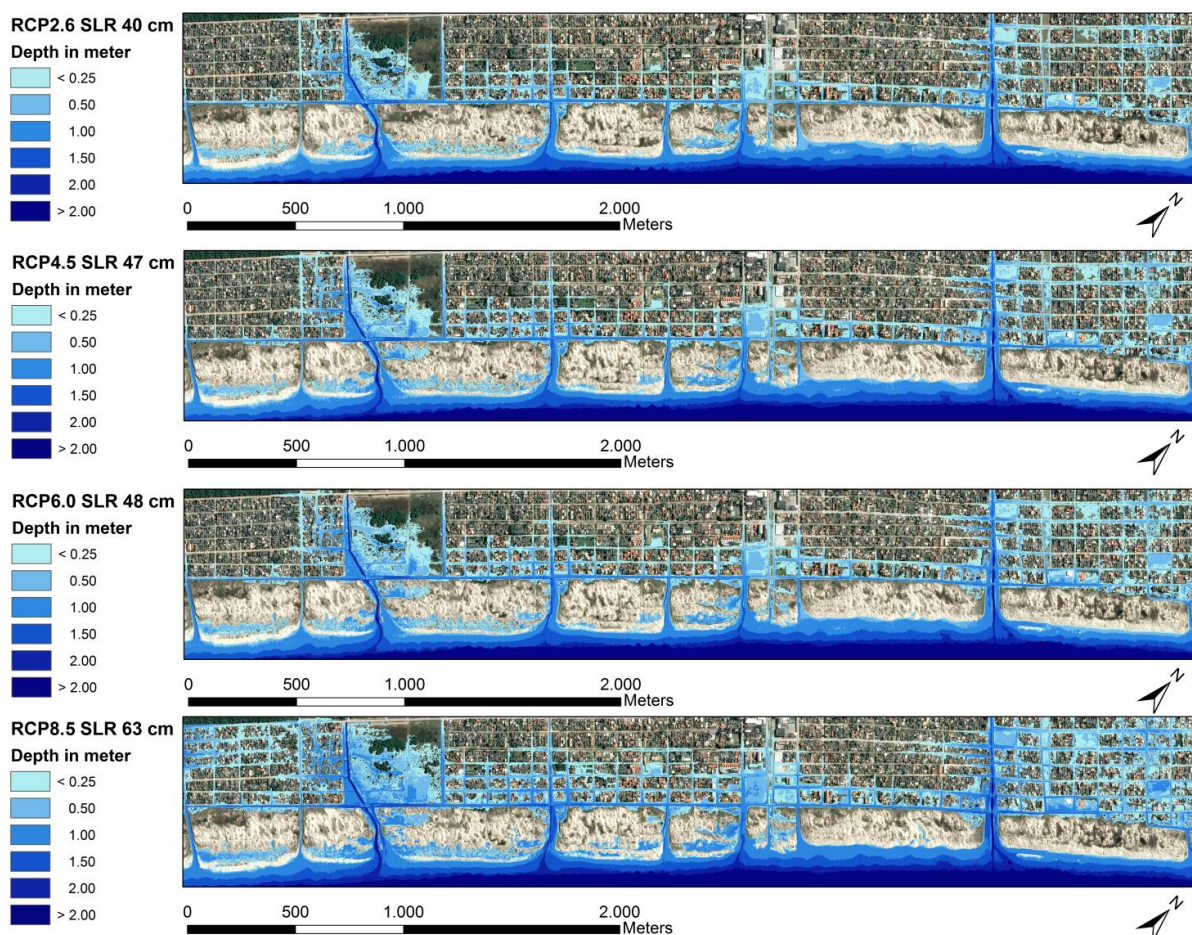


Fig. 9: Bathtub modeling for the 2081-2100 range of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.

In a similar time interval, relative sea-level rise projections for the coast of Brazil were prepared by the Economic Commission for Latin America and the Caribbean – ECLAC (CEPAL 2012), integrating into the modeling geological and oceanographic characteristics of the region. In it, the SLR projection for Cassino Beach's surroundings reaches 0.27 meters by 2040, a rate of approximately 2.21 mm/year. This level is very close to the IPCC projection for the 2046-2065 range and is an intermediate value between the RCP6.0 (stable) and RCP8.5 (pessimistic) scenarios. The regional SLR projection proposed by ECLAC is smaller than the most recent NASA (2019) global average sea level trend, with an increase rate of 3.3 mm/year.

For the last two decades of this century, the SLR varies between 40 and 63 cm (Fig. 9). The scenarios expand urban areas impacted by inundation: between 34% and 49% for the optimistic and pessimistic scenarios, respectively, and between 51% and 73% only for the urban area. Washouts remain the main areas of most significant susceptibility. The projection with higher levels directly impacts the low topography of the floodplains of these drainage streams. In this interval, the water intrusion averages 407 meters on the hinterland. However, with the exception of the RCP8.5 scenario, the other three scenarios show a significant expansion of drowned areas but with a low water level (≤ 0.50 m).

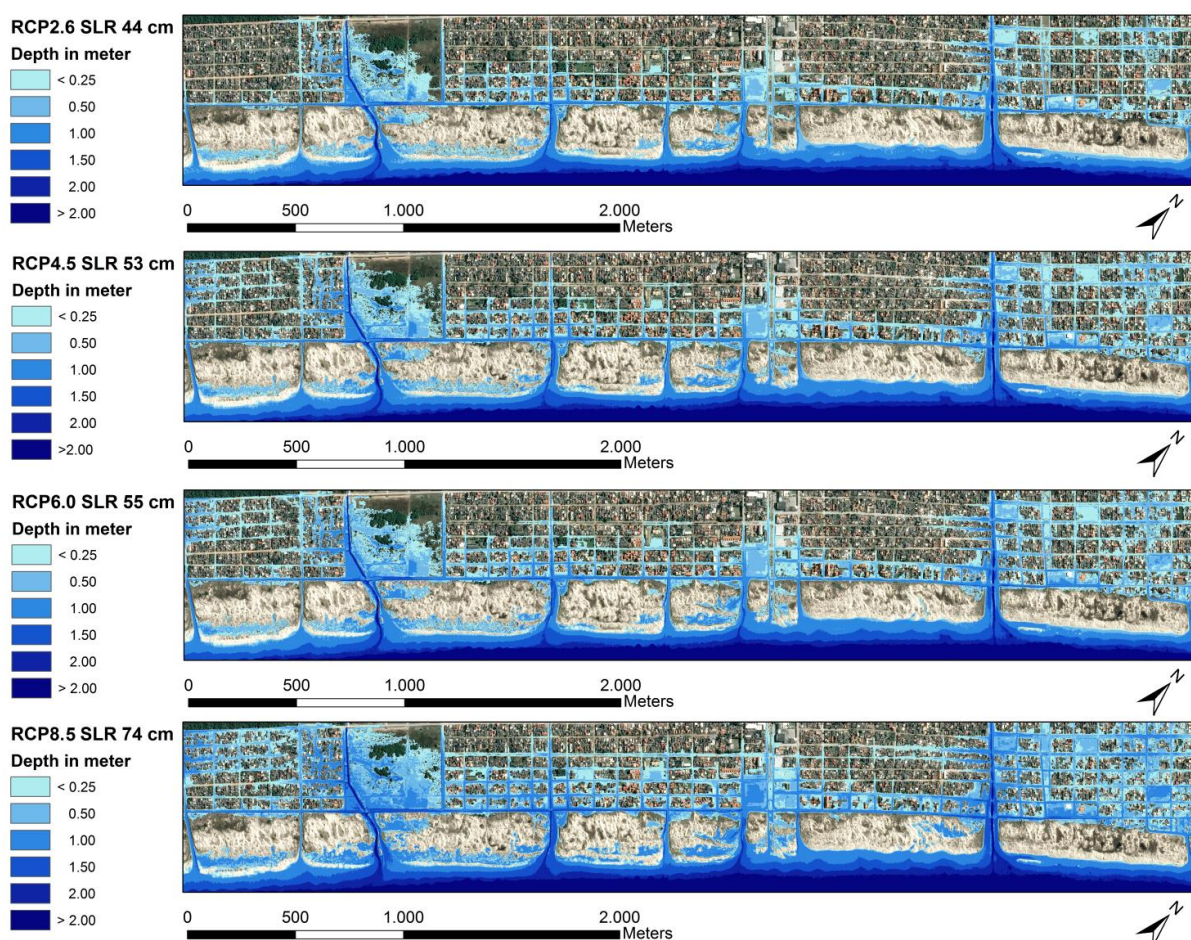


Fig. 10: Bathtub modeling for the 2100 of IPCC sea-level rise projections for Cassino Beach.

In the range 2081-2100, it is possible to identify which topographic depressions of the drainage streams are entirely drowned. Secondly, the roads and streets of the beach become access for intrusion, displacing marine water not only distally (as in the previous interval), but also longitudinally. Both processes could be mapped due to the high resolution of the DTM in association with connectivity rule. Poppenga and Worstell (2016) point out that the lack of hydrological connectivity in DEM may lead to the exclusion of potentially flood-prone inland areas, which is critical in

assessments associated with coastal dynamics. In this scenario, it also reaches a new flood limit, expanding the drowned area to the NW portion of the study area, which has expanded to 73% of the drowned urban area. In this interval, it is also evident the drowning of the swale established to windward of the first crest of the foredunes, sectioning them. These areas are likely to be the first to erode during the gradual establishment of SLR of this magnitude, something that bathtub modeling does not predict.

Towards the end of the century, the projections accentuate the water height, with sea-level increase reaching 74 cm (Fig. 10). More than half of the model area is drowned (55%), and the impact on the urban area exceeds 3/4 (83%). Low washout topographies are still the most impacted in scenarios RCP2.6, but in other scenarios, the connectivity provided by the streets ensures the expansion of drowned areas. The low topography of the SW areas, only drowned in the RCP8.5 scenario of the previous range, is achieved even in the intermediate scenarios. The areas located in NW and SW of the study area have a complex topography associated with aeolian geomorphologies called transgressive dune sheets or TDS (Dillenburg et al. 2017). The urban area of the Cassino balneary, Querência, and ABC has expanded over the TDS, overlapping the dune swales. The low topography of these features is more susceptible to flooding during periods of higher rainfall (Leal Alves 2013), as they are drainage lines that favor water retention in the form of wetlands. When hit by the SLR, connectivity tends to drown these depressions.

Table 2. Sea-level rise modeling for IPCC projections according to time interval and RCP scenario.

IPCC sea-level rise in 2046-2065					
RCP scenarios	SLR (m)	Exposed area (ha)	Modeling area%*	Urban area%**	Water depth (m)***
2.6					
<i>lower</i>	0.17	69.65	22	33	0.01 to 2.25
<i>Median</i>	0.24	77.61	25	37	0.01 to 2.32
<i>higher</i>	0.32	92.41	29	43	0.01 to 2.40
4.5					
<i>lower</i>	0.19	71.80	23	34	0.01 to 2.27
<i>Median</i>	0.26	80.64	26	38	0.01 to 2.34
<i>higher</i>	0.33	94.04	30	44	0.01 to 2.41
6.0					
<i>lower</i>	0.18	70.80	23	33	0.01 to 2.26
<i>Median</i>	0.25	79.11	25	37	0.01 to 2.33
<i>higher</i>	0.32	92.41	29	43	0.01 to 2.40
8.5					
<i>lower</i>	0.22	74.89	24	35	0.01 to 2.31
<i>Median</i>	0.30	86.87	28	41	0.01 to 2.39
<i>higher</i>	0.38	103.60	33	49	0.01 to 2.47

IPCC sea-level rise in 2081-2100					
RCP scenarios	SLR (m)	Exposed area (ha)	Modeling area%*	Urban area%**	Water depth (m)***
2.6					
<i>lower</i>	0.26	80.64	26	38	0.01 to 2.34
<i>Median</i>	0.40	107.50	34	51	0.01 to 2.48
<i>higher</i>	0.55	139.20	44	66	0.01 to 2.63
4.5					
<i>lower</i>	0.32	92.41	29	43	0.01 to 2.40
<i>Median</i>	0.47	120.89	38	57	0.01 to 2.55
<i>higher</i>	0.63	155.15	49	73	0.01 to 2.71
6.0					
<i>lower</i>	0.33	94.04	30	44	0.01 to 2.41
<i>Median</i>	0.48	122.63	39	58	0.01 to 2.56
<i>higher</i>	0.63	155.15	49	73	0.01 to 2.71
8.5					
<i>lower</i>	0.45	117.50	37	55	0.01 to 2.53
<i>Median</i>	0.63	155.15	49	73	0.01 to 2.71
<i>higher</i>	0.82	188.73	60	89	0.01 to 2.90
IPCC Sea-level rise in 2100					
RCP scenarios	SLR (m)	Exposed area (ha)	Modeling area%*	Urban area%**	Water depth (m)***
2.6					
<i>lower</i>	0.28	84.06	27	40	0.01 to 2.36
<i>Median</i>	0.44	115.78	37	54	0.01 to 2.52
<i>higher</i>	0.61	151.48	48	71	0.01 to 2.69
4.5					
<i>lower</i>	0.36	99.42	32	47	0.01 to 2.44
<i>Median</i>	0.53	135.17	43	64	0.01 to 2.61
<i>higher</i>	0.71	170.23	54	80	0.01 to 2.79
6.0					
<i>lower</i>	0.38	103.60	33	49	0.01 to 2.47
<i>Median</i>	0.55	139.20	44	66	0.01 to 2.63
<i>higher</i>	0.73	173.39	55	82	0.01 to 2.81
8.5					
<i>lower</i>	0.52	131.80	42	62	0.01 to 2.60
<i>Median</i>	0.74	173.72	55	82	0.01 to 2.82
<i>higher</i>	0.98	210.84	67	99	0.01 to 3.06

* total drowned modeling area;
** urban drowned area (disregarding the dunefield).
*** includes depth of drainage streams and shore.

In Fig. 11, it is possible to follow the graphical evolution of the exposed area in each interval. In the first interval (2046-2065), the low amplitude of projections (< 40 cm) has a more significant effect on the topography of drainage streams and adjacent streets. The second interval (2081-2100) breaks the previous topographic threshold, with peaks of expansion of the exposed area by exceeding the 40 cm increment of SLR. In it, the optimistic scenario (RCP4.5) finds new connections to the NW area, which are progressively drowned in the intermediate scenarios. A new topographic threshold break is reached from the 63 cm increment in the pessimistic scenario (RCP8.5), which reaches the SW portion. By the end of the 21st century, all scenarios exceed the 40 cm threshold, reaching much of the urban area. According to Poulter and Halpin (2008), the expansion of the areas affected by the SLR through

the bathtub approach is not linear, but abrupt. Upon reaching the most susceptible topographic thresholds, a dike 'breach' event occurs when a portion of the modeled surface was below sea-level by various increments that became abruptly connected to a neighboring flooded cell.

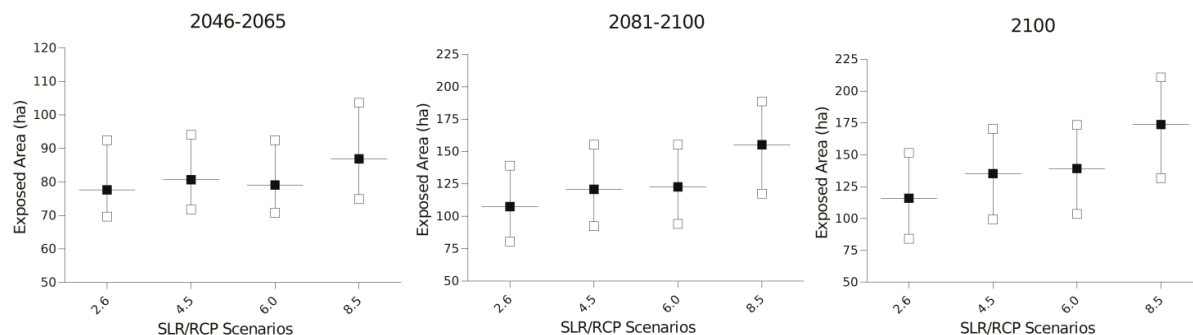


Fig. 11: Graph showing the evolution of the exposed area to each RCP scenario in the range 2046-2065, 2081-2100 and 2100. The graphs show the 'higher' and 'lower' values of the impacted area according to the respective scenario, as well as the 'median' values (black squares) expressed in the maps of the figures 8, 9 and 10.

Determining the most susceptible topography and threshold areas can assist in mitigating the effects of not only medium- and long-term sea-level rise, but also short-term storm-related fluctuations. According to Martínez-Graña et al. (2016), coastal areas with a low slope have a high potential for seawater displacement towards the hinterland, also controlling withdrawal velocity after extreme events. In the same vein, Paprotny and Terefenko (2017) point out that long-lasting storms can flood even larger areas and reach higher topographies in gently sloping environments, especially on exposed coasts. Low-lying coasts with morphology associated the depositional systems (such as barrier-lagoon) present great difficulty in draining excess water, usually presenting secondary scenarios of flooding by damming of marine water, even after days of the storm surge event. Importantly, this is due not only to morphological factors, such as the inefficiency of ephemeral streams (Wdowski et al. 2016) but also to the dynamics of the water table (Paprotny and Terefenko 2017). All of the factors listed are part of the study area configuration, increasing the need for action to address the potential effects of SLR inundation or storm surge flooding - such as planning urban sprawl, conserving foredune ridges, and managing drainage systems, especially washouts.

Conclusions

This paper demonstrates the effectiveness of the UAV-SfM methodology in generating high-resolution digital elevation models, even when used to evaluate

coastal inundation through the bathtub approach. The combination of resolution and precision is essential due to the weight of DEM in the bathtub approach, as this is the primary input of the modeling. The results demonstrated the accuracy of the UAV-SfM derived DTM, with RMSE of 0.0607 m, close to those found in studies that applied a similar methodology. Thus confirms that the proper configuration of the aircraft and its sensors, coupled with rigorous ground control through the GNSS-RTK receiver, results in topographic surfaces with centimeter precision. The dense cloud ensured a reliable topographic reconstruction of the study area, preserving the geomorphological characteristics of the foredune ridges, as well as the ramps formed by the drainage streams and circulation ways. Nevertheless, the implementation of the connectivity rules were decisive for inundation mapping, as it valued the micro-features obtained by the DTM with a resolution of 0.1294 m. The use of hydro-enforcement procedures, with a similar protocol to those used in LiDAR data, preserved the natural displacement between cells, something especially valid when dealing with data from aerial surveys, where the first surface outcome registers the ground and all the features about it.

The modeling covered 424.81 ha. Even for a relatively small area, the high overlap and the need for a series of blocks/flight planes resulted in 3.155 images. This required high computational capacity during the SfM processing, which may limit works that equal or exceed this sample coverage. Regarding the bathtub approach, the implementation of two-dimensional or gridded domain modeling via GIS software makes the computational cost naturally lower by fractioning each processing step and can be performed on standard office PC.

The absence of a tide gauge station was circumvented by using data derived from DEM itself, showing a functional alternative based on geodetic values. However, a tide gauge series would provide a robust reference to the standard maximum levels (MHW or MHHW) and the return period of the study area, which would increase the sophistication of the projections. However, 36 projections were carried out according to the fifth IPCC report, which covers a wide range of flood levels reaching different portions of the study area. It was possible to determine a topographic threshold, where SLR effects are most significant. This threshold corresponds to the increase from 0.40 m above the current coastline and will be reached in the last two decades of this century, even in the most optimistic scenario. It is essential to highlight that the areas with the highest flood potential for the 2046-

2065 interval are already sporadically affected by storm surges, but with lower water height.

The results of the bathtub modeling demonstrate that low-lying coasts are highly susceptible to SLR effects. Coupled with the permanent inundation caused by climate change, Cassino beach is vulnerable to the south quadrant winds, which is the source of significant storms. The combined action of storm surges and SLR scenarios can magnify the flooding effects that already occur. Thus can lead to the expansion of floodplains, wetlands, as well as groundwater rise, which can overwhelm sanitation infrastructure. Climate change also indicates changes in precipitation patterns (frequency and intensity), causing severe conditions of compound flooding. Scenarios of this nature will gradually hinder everyday life and may reach a risky condition. It should be noted that the flood simulations of this work have scientific objectives, and their results should not be adopted singly for decision making, especially infrastructural and economic purposes. The mapping identifies the topographically exposed areas with the highest drowning potential, but does not incorporate sedimentary changes and assumes that current topography will persist throughout the century.

Acknowledgments

This research was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ (141939/2016-8). The authors acknowledge the Instituto Federal de Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul for the access to the laboratories and equipment (UAV and GNSS-RTK). Deivid Alves also thanks to students from technical courses (IFRS), undergraduate and graduate (FURG), for their assistance in data surveying.

References

- Battiau-Queney, Y., Billet, J. F., Chaverot, S., & Lanoy-Ratel, P. (2003). Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, 194(1–2), 31–45.
- Boak EH, Turner IL (2005) Shoreline Definition and Detection: A review. *Journal of Coastal Research* 21 (4): 688–703, doi.org/10.2112/03-0071.1
- Calliari, L. J., and Klein, A. H. (1993). Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas Em Geociências*, 20(1), 45. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21281>
- Chen, B., Yang, Y., Wen, H., Ruan, H., Zhou, Z., Luo, K., and Zhong, F. (2018). High-resolution monitoring of Beach topography and its change using unmanned aerial vehicle imagery. *Ocean and Coastal Management*, 160, 103–116.

- 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.; and Unnikrishnan, A.S. (2013). Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Colomina, I., & Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 92, pp. 79–97. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013>
- Conlin, M., Cohn, N., & Ruggiero, P. (2018). A Quantitative Comparison of Low-Cost Structure from Motion (SfM) Data Collection Platforms on Beaches and Dunes. *Journal of Coastal Research*, 34(6), 1341. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-17-00160.1>
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., and Sawakuchi, A. O. (2017). The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, 390(June), 106–119.
- DJI. (2016). Phantom 4 manual. Retrieved from <https://www.dji.com/uk/phantom-4>.
- Doyle, T. B., & Woodroffe, C. D. (2018). The application of LiDAR to investigate foredune morphology and vegetation. *Geomorphology*, 303, 106–121. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.005>
- Elsner, P.; Dornbusch, U.; Thomas, I.; Amos, D.; Bovington, J. and Horn, D. (2018). Coincident beach surveys using UAS, vehicle mounted and airborne laser scanner: Point cloud inter-comparison and effects of surface type heterogeneity on elevation accuracies. *Remote Sensing of Environment*, 208, 15–26.
- Figueiredo, S. A.; Calliari, L. J. (2005). Sangradouros: distribuição espacial, variação sazonal, padrões morfológicos e implicações no Gerenciamento Costeiro. *Gravel*, 3, 47–57.
- Florinsky, I. V. (2017). An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography*, 41(6), 723–752. <https://doi.org/10.1177/0309133317733667>
- Gašparović, M., Seletković, A., Berta, A., & Balenović, I. (2017). The evaluation of photogrammetry-based DSM from low-cost UAV by LiDAR-based DSM. *South-East European Forestry*, 8(2), 117–125. <https://doi.org/10.15177/see-for.17-16>
- Gesch DB (2009) Analysis of Lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to Sea-Level Rise. *Journal of Coastal Research* SI 53: 49–58.
- Gonçalves, J. A., & Henriques, R. (2015). UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, 101–111.
- Goulart, E. S. (2014). Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praias com múltiplos bancos. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande - FURG.
- Goulart, E. S. and Calliari, L. J. (2011). Morfodinâmica da zona de arrebentação na Praia do Cassino em eventos de maré meteorológica. *Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA*, 1, 5.
- Goulart, E. S., and Calliari, L. J. (2013). Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach. *Journal of Coastal Research*, 165(65), 1774–1779. <https://doi.org/10.2112/si65-300.1>
- Gruber, S. and Peckham, S. (2009). Land-surface parameters and objects in Hydrology. In: Hengl, T. and Reuter, H. I. (Eds.). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, 171–194.

- Guimarães, P. V, Pereira, P. S., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2014). Variabilidade temporal do perfil de dunas na Praia do Cassino, RS, com auxílio de videomonitoramento Argus. *Pesquisas Em Geociências*, 41(3), 217–229. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78097>
- Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48(1–3), 245–268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00184-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00184-8)
- Hoover DJ, Odigie KO, Swarzenski PW, Barnard P (2017) Sea-level rise and coastal groundwater inundation and shoaling at select sites in California, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 11: 234-249, doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.055
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2019). Projeção dos dados censitários 2010: sinopse por setores. Disponível em: <<http://censo2010.ibge.gov.br/>>. Accessed 12 November 2019.
- James, M. R.; Robson, S.; D’Oleire-Oltmanns, S.; and Niethammer, U. (2017). Optimising UAV topographic surveys processed with structure-from-motion: Ground control quality, quantity and bundle adjustment. *Geomorphology*, 280, 51–66.
- Kruel S (2016) The Impacts of Sea-Level Rise on Tidal Flooding in Boston Massachusetts. *Journal of Coastal Research* 32 (6): 1302-1309, doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-15-00100.1
- Leal Alves, D. C. (2013). Análise da vulnerabilidade nos balneários Querência-Atlântico Sul e Hermenegildo (RS) a partir de indicadores geomorfológicos e antrópicos. Dissertation of the Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGGEO/FURG, 121 p.
- Lélis, R. J. F. (2003). Variabilidade da linha de costa oceânica adjacente às principais desembocaduras do Rio Grande do Sul. *Oceanography Institute of the Universidade Federal do Rio Grande – IO/FURG*. 81 p.
- Lélis, R., & Calliari, L. (2006). Historical shoreline changes near lagoonal and river stabilized inlets in Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *2004(39)*, 301–305.
- Li Z, Zhu Q, Gold C (2005) *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press, Boca Raton, pp 267-284.
- Machado, A. A., and Calliari, L. J. (2016). Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/si75-237.1>
- Machado, A. A., Calliari, L. J., Melo, E., & Klein, A. H. F. (2010). Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2), 105–114.
- 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(12), 6880–6898. <https://doi.org/10.3390/rs5126880>
- Martínez-Graña A, Boskib T, Goya JL, Zazoc C, Dabrio CJ (2016) Coastal-flood risk management in central Algarve: Vulnerability and flood risk indices (South Portugal). *Ecological Indicators* 71: 302-316, doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.07.021
- Méndez-Barroso, L. A.; Zárata-Valdez, J. L. and Robles-Morúa, A. (2018). Estimation of hydromorphological attributes of a small forested catchment by applying the Structure from Motion (SfM) approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 69, 186–197.
- Ministério do Meio Ambiente – MMA (2016). Plano Nacional de Adaptação à

- Mudança do Clima. Brasília.
- Muehe, D., & Klumb-Oliveira, L. (2014). Deslocamento da linha de costa versus mobilidade praial. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5(2), 121–124. <https://doi.org/10.5380/abequa.v5i2.35884>
- Murdukhayeva A, August P, Bradley M, Labash C, Shaw N (2013) Assessment of inundation risk from Sea Level Rise and storm surge in Northeastern Coastal National Parks. *Journal of Coastal Research* 29 (6a), 1-16,doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00196.1
- National Aeronautics and Space Administration – NASA (2019). Earth-data portal: Sea-level Change observation from space. <https://sealevel.nasa.gov/understanding-sea-level/global-sea-level/>. Accessed 10 November 2019.
- National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA (2017) Detailed Method for Mapping Sea Level Rise Inundation. <https://coast.noaa.gov/data/digitalcoast/pdf/slr-inundation-methods.pdf>. Accessed 12 September 2017
- Nex, F. and Remondino, F. (2014). UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied Geomatics*. 6 (1): p. 1-15.
- Nicholls RJ, Hanson SE, Lowe JA, Warrick RA, Lu X, Long AJ (2014) Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. *WIREs Climate Change*, 5: 129-150.
- Nicholls, R. J., & Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328(5985), 1517–1520.
- Núcleo de Educação e Monitoramento Ambiental – NEMA (2008). Dunas costeiras: manejo e conservação. Rio Grande: NEMA,32 p.
- O'Connor, J.; Smith, M. J. and James, M. R. (2017). Cameras and settings for aerial surveys in the geosciences: Optimising image data. *Progress in Physical Geography*, 41(3), 325–344.
- Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas – PBMC (2016). Impacto, vulnerabilidade e adaptação das cidades costeiras brasileiras às mudanças climáticas: Relatório Especial do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. PBMC, COPPE - UFRJ. Rio de Janeiro, 184 p.
- Paprotny D, Terefenko P (2017) New estimates of potential impacts of sea level rise and coastal floods in Poland. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 85 (2): 1249–1277,doi.org/ 10.1007/s11069-016-2619-z
- Parise, C. K., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2009). Extreme storm surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175–188.
- Pereira, P. S., Calliari, L. J., Holman, R., Holland, K. T., Guedes, R. M. C., Amorin, C. K., & Cavalcanti, P. G. (2011). Video and field observations of wave attenuation in a muddy surf zone. *Marine Geology*, 279(1–4), 210–221.
- Pike RJ, Evans IS, Hengl T (2009) Geomorphometry: A Brief Guide. In: Hengl T., Reuter H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam, pp 141-170.
- Poppenga S, Worstell B (2015) Evaluation of airborne Lidar elevation surfaces for propagation of coastal inundation: the importance of hydrologic connectivity. *Remote Sensing* 7 (9): 11695-11711, doi.org/10.3390/rs70911695
- Poppenga SK, Worstell BB (2016) Hydrologic Connectivity: Quantitative Assessments of Hydrologic-Enforced Drainage Structures in an Elevation Model. *Journal of Coastal Research* SI 76: 90-106.
- Poppenga, S. K., Worstell, B. B., Stoker, J. M., and Greenlee, S. K. (2010). Using selective drainage methods to extract continuous surface flow from 1-meter derived digital elevation data: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5059. U.S. Geological Survey Report, 12.

- Poulter B, Halpin PN (2008) Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science* 22 (2): 167-182.
- Rovere, A., Stocchi, P., & Vacchi, M. (2016). Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports*, 2(4), 221–231.
- Santos, M. S. T., Amaro, V. E., & Souto, M. V. S. (2011). Metodologia geodésica para levantamento de linha de costa e modelagem digital de elevação de praias arenosas em estudos de precisão de geomorfologia e dinâmica costeira. *Revista Brasileira de Cartografia*, 63(5), 663–681.
- Schimid K, Hadley B, Waters K (2014) Mapping and Portraying Inundation Uncertainty of Bathtub-Type Models. *Journal of Coastal Research* 30:548-561.
- Seenath A, Wilson M, Miller K (2016) Hydrodynamic versus GIS modelling for coastal flood vulnerability assessment: Which is better for guiding coastal management? *Ocean and Coastal Management* 120: 99-109.
- Serpa, C. G.; Romeu, M. A. R.; Fontoura, L. A. S.; Calliari, L. J.; Melo, E. and Albuquerque, M. G. (2011). Study of the responsible factors for the closure of an intermittent washout during a storm surge, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 2068-2073.
- Serreze, M. C., & Meier, W. N. (2019). The Arctic's sea ice cover: trends, variability, predictability, and comparisons to the Antarctic. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 36–53. <https://doi.org/10.1111/nyas.13856>
- Stockdon, H. F., Doran, K. S., & Sallenger, A. H. (2009). Extraction of Lidar-Based Dune-Crest Elevations for Use in Examining the Vulnerability of Beaches to Inundation During Hurricanes. *Journal of Coastal Research*, 10053, 59–65.
- Turner, I.L.; Harley, M.D. and Drummond, C.D. (2016). UAVs for coastal surveying. *Coastal Engineering (Short communication)*, 114, 19–24, 6.
- US Army Corps of Engineers – USACE (1984). *Shore Protection Manual*. Coastal Engineering, I. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.47830>
- Uysal, M., Toprak, A. S., & Polat, N. (2015). DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation*, 73, 539–543.
- Villwock, J. A. and Tomazelli, L. J. (1995). *Geologia costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CECO/UFRGS, 45.
- Wdowinski S, Bray R, Kirtman BP, Wu Z (2016) Increasing flooding hazard in coastal communities due to rising sea level: Case study of Miami Beach, Florida. *Ocean and Coastal Management* 126: 1-8, doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.03.002
- Westoby, M.J.; Brasington, J.; Glasser, N.F.; Hambrey, M.J. and Reynolds, J.M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179: 300-314.
- Whitehouse, P. L., Gomez, N., King, M. A., & Wiens, D. A. (2019). Solid Earth change and the evolution of the Antarctic Ice Sheet. *Nature Communications*, 10(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08068-y>
- Wong PP, Losada IJ, Gattuso JP, Hinkel J, Khattabi A, McInnes KL, Saito Y, Sallenger A (2014) Coastal systems and low-lying areas. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 361-409.
- Yunus, A.P.; Avtar, R.; Kraines, S.; Yamamuro, M.; Lindberg, F. and Grimmond, C.S.B. (2016). Uncertainties in Tidally Adjusted Estimates of Sea Level Rise Flooding (Bathtub Model) for the Greater London. *Remote Sensing* 8, 366: 1-23.

02/02/2020

Gmail - AGMJ-D-20-00018 - Submission Confirmation for Digital Elevation Model generation with UAV-SfM photogrammetry techni...



Deivid Alves <dclealalves@gmail.com>

AGMJ-D-20-00018 - Submission Confirmation for Digital Elevation Model generation with UAV-SfM photogrammetry techniques for sea-level rise mapping in the Cassino Beach, Brazil

1 mensagem

Editorial Office <em@editorialmanager.com>

28 de janeiro de 2020 20:03

Responder a: Editorial Office <jude.estrera@springernature.com>

Para: "Deivid C. Leal Alves" <dclealalves@gmail.com>

Dear Mr. Leal Alves,

Your submission entitled "Digital Elevation Model generation with UAV-SfM photogrammetry techniques for sea-level rise mapping in the Cassino Beach, Brazil" has been received by Applied Geomatics

The submission id is: AGMJ-D-20-00018

Please refer to this number in any future correspondence.

Thank you for submitting your work to our journal.

Kind regards,

Editorial Office
Applied Geomatics

CAPÍTULO 4 – SEASONAL WATER TABLE DYNAMICS AND EFFECTS OF A RISING SEA-LEVEL IN THE LOW-LYING SANDY COAST OF CASSINO BEACH, SOUTHERN BRAZIL

Abstract: The water table is one of the primary components of the coastal hydrological system, being regulated by the precipitation input and action of meteo-oceanographic forcing. The monitoring of the water table amplitude is crucial in a permeable substrate, such as low-lying sandy coasts. In scenarios of sea-level rise (SLR), these environments will be impacted by the direct action of marine flooding and, indirectly, by the rising of the groundwater. In 2018, a seasonal monitoring of the water table was carried out at Cassino beach, located in the south Brazilian coast. The Cassino beach is an exposed coast dominated by waves, inserted in a low elevation barrier (Holocene lagoon-barrier system), with a humid subtropical climate and the action of extratropical cyclogenesis. The objectives were to determine the water table variation throughout the year and to identify the main forces that act in the high-frequency fluctuations. The low-cost electronic sensor-systems Arduino-based were installed in tubular wells for the monitoring. In parallel, indirect surveys were performed using the GPR method. The results demonstrated the significant contribution of the infiltration and recharge pulses in the shallow freshwater lens. The contributions of energy waves and winds in the S quadrant were identified, promoting the stacking of water on the shore. The results also suggest a relationship between the water table deep and the morphology of ridges and swales. The projections performed with the groundwater level from SLR scenarios on the IPCC showed a higher susceptibility of the Cassino beach to direct and indirect floods for the second half of this century. The intensification and increase of the frequency of the storms caused by climate change may result in a situation of urban infrastructure collapse, with the progressive occurrence of compound flooding (rainfall and storm surge).

Key-words: vadose zone, low-cost sensors, Arduino, GPR method, coastal barrier, climate change.

Introduction

The concerns about the effects of climate change on shallow coastal aquifers are notorious, especially those associated with the impacts of sea-level rising (SLR) such as saline intrusion and the consequent chemical alteration of waters (Ferguson and Gleeson 2012). The high permeability of low-lying sandy coasts, such as lagoon-barrier systems, makes the terrain highly vulnerable to changes in hydraulic gradients. In addition to the salinization of aquifers, coastal environments are susceptible to indirect flooding caused by groundwater rising in response to SLR (Rotzoll and Fletcher 2013; Masterson et al. 2014). In climate change scenarios for this century, changes in rainfall patterns, such as intensification or increased storm frequency, may result in magnification of coastal flooding episodes (IPCC 2014; Wdowinski et al. 2016; Ballesteros et al. 2018).

The behavior of the groundwater hydraulic gradient in coastal areas was first presented by Ghyben and Herzberg, gaining numerous contributions, such as the description of flow patterns at the interface between freshwater and saltwater in

permeable coastal environments proposed by Glover (1959). The groundwater in unconfined aquifers is typically above mean sea-level in the form of a freshwater lens, varying daily with tidal fluctuations and other meteo-oceanographic forcings (i.e., precipitation input, pressure variations, intensity wind, and wave height). The amplitude of this variation decreases as it moves away from the shoreline, and is practically zero on the beach face (Glover 1959). In low-lying coasts with emergent water table, the SLR-driven groundwater rising effect can create new wetlands or expand existing ones as the vadose zone reduces (Rotzoll and Fletcher 2013; Masterson et al. 2014), which may prove to be substantially more impactful than the direct inundation caused by SLR itself (Hoover et al. 2017).

According to Rotzoll and Fletcher (2013), information of this nature is essential to mitigate and adapt to the effects of climate change on coastal areas associated with SLR. The sewage and drainage infrastructure planning can benefit from hydrological models that incorporate water table variations, as they will be the first to collapse in an SLR scenario followed by groundwater rising (Wdowinski et al. 2016). To this end, basic information on groundwater behavior needs to be acquired, processed, and analyzed, but it is often not available as part of the monitoring network (such as weather and oceanographic, for example).

This work presents the results of a seasonal data acquisition on the water table variation in Cassino beach, southernmost Brazilian coast. In addition to the seasonal acquisition, the main components associated with high-frequency oscillations were determined, and eventual impacts related to sea-level rise in groundwater were projected based on the scenarios of the fifth report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Church et al. 2013).

Regional setting

The water table monitoring was performed at Cassino beach, south of the Patos Lagoon estuary, State of Rio Grande do Sul, southern Brazil (Figure 1). The Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP) is a 760 km long plain established by the lateral coalescence of four barrier-lagoon depositional systems (Villwock and Tomazelli 1995). The youngest system (barrier IV), the geologic substrate of the study area, is a progradational strand plain developed between 7 to 6 ka with morphogenesis associated with the last maximum Holocene marine transgression (Dillenburg et al. 2017). The Holocene barrier is strongly influenced by the abundant sedimentary budget of fine to very fine-grained polycyclic quartz sands and action of

winds from the northeast quadrant (Calliari and Klein 1993; Villwock and Tomazelli 1995; Clerot et al. 2003).

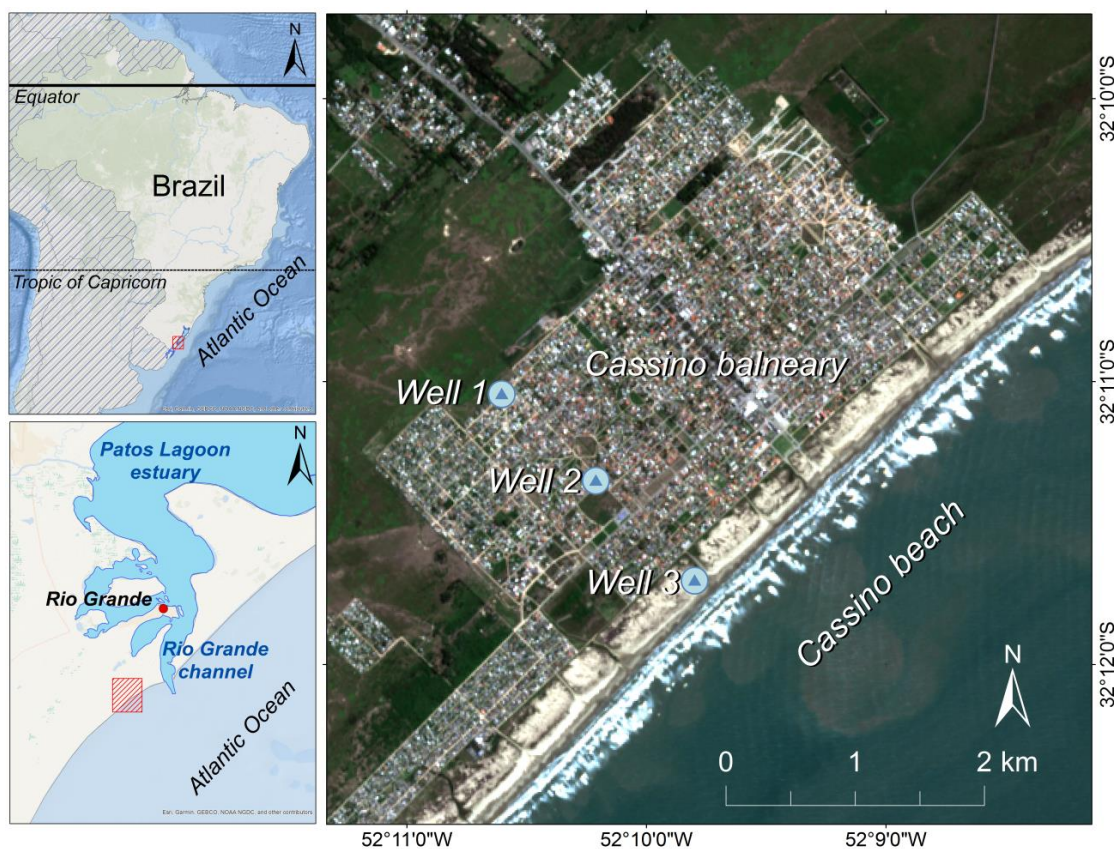


Figure 1: Study area map with location of monitoring wells.

The sandy barrier is composed of two hydrogeological systems: shallow freshwater lens, regulated by the precipitation input and the Patos-Mirim hydrographic gradient, and a more in-depth system of regional scale (Niencheski et al. 2007). The groundwater discharge is oriented predominantly towards the Atlantic Ocean, with the presence of a complex mixing zone through permeable sediments along the coast of RS (Windom et al. 2006; Niencheski et al. 2007; Schmidt et al. 2011; Rocha et al. 2015). The regional subtropical climate has no dry season, with rainfall well distributed throughout the year, with the most significant volumes in the winter months. However, the rainfall regime is highly sensitive to the El Niño – Southern Oscillation (ENSO), with intensification in the warm phase and deficit in the cold phase (La Niña).

The coast presents a semidiurnal micro-tidal regime, with maximum values not exceeding 0.5 m (Calliari and Klein 1993; Villwock and Tomazelli 1995). It is an exposed wave-dominated coast, where sediment transport is controlled by the action of waves from the southern quadrant, with northeast longshore drifting (Almeida et

al. 2006). The beach morphodynamics is predominantly dissipative, with a low slope and wide profile composed of a multi-sandbar system (Calliari and Klein 1993; Goulart and Calliari 2011; Guimarães et al. 2014). The seasonal activity of storms is originated from the South Atlantic extratropical cyclogenesis, being responsible for the main erosive episodes and storm surges, usually acting in the winter and autumn months (Parise et al. 2009; Machado et al. 2010; Goulart 2014; Machado and Calliari 2016).

Material and Methods

Monitoring wells and sensor-system

Three monitoring wells were installed in a profile line transverse to the coastline, in a wide area with free surface, totally exposed to the recharge (not waterproofed). The wells 1 and 2 are located in the urban area, 1,820 and 1,080 meters away from the coastline, respectively, while well 3 was installed on a dune swale, 107 meters from the current coastline. PVC tubes with 100 mm in diameter and 2 meters in length were used (Figure 2). The tubes were perforated for free flow circulation (saturated and unsaturated). The PVC tubes was partly covered with a geotextile sheet (polyester), fixed by galvanized clamps, and the lower end was capped to prevent siltation of the wells. A similar methodology had already been employed in the study area in the works of Serpa (2008) for drainage streams monitoring (washouts), and Ávila (2014) for groundwater flow monitoring on the shore. The approach adopts the technical instructions for tubular wells according to NBR 13895 (BNSO 1997) and the recommendations of ASTM D 5092 (ASTM 2004). In periods without monitoring, the sensor-system was removed for maintenance.

Each monitoring well received an electronic sensor-system consisting of Arduino Uno microcontroller, data logger shield (DLS), HC-SR04 ultrasonic module, and a 6V 4.5Ah-1 rechargeable battery for powering. The DLS was directly connected to the Arduino, making the physical connection between the microcontroller and the ultrasonic module. The power supply is associated with the 5V and 0V (GND) pins and the pulse control part connected to the digital pins 4 and 5 of the Arduino. The DLS is an auxiliary circuit designed for the Arduino platform for data logging. In it is inserted the programming and the data stored in a microSD card. The programming of the HC-SR04 ultrasonic module was performed through the Integrated Development Environment (IDE) software.



Figure 2: Components of monitoring wells. A) Sensor-system: Arduino microcontroller, microSD card, shield data logger and HC-SR04 ultrasonic module; B) PVC tube perforated and partially covered with geotextile sheet; C) Sensor-system in the urban area; D) Sensor-system in dune swale.

To facilitate programming, open source libraries were used to establish the data acquisition routine: (1) Ultrasonic.h, adding features for measuring distances; (2) RTCLib.h, adding features for reading the date and recording the data; (3) SD.h adding functionality for using the microSD card; and (4) Wire.h and SPI.h adding communication functionalities between the devices used. The command routine consisted of reading the sample (distance) and recording day/hour/minute with loop function every 10 minutes according to the methodology described by Gonzaga et al. (2019).

The microcontroller (Arduino) and logging (DLS) unit was fixed to the tube through a watertight housing, while the ultrasonic module occupied the lid of the well, aiming at a right angle to the water slide. During data processing, the distance between the module and the ground surface was deducted (offset value). Due to the significant depth of the water table in the summer and spring months, it was necessary to use a 50 cm vertical compensatory buoy. The HC-SR04 ultrasonic module has undergone laboratory testing for precision assessment, as described by Gonzaga et al. (2019) and Gonzaga et al. (2020, in press), where values slightly higher than the manufacturer's (± 5 mm) were found.

Groundwater analysis using SVD

The Singular Value Decomposition (SVD) is a multivariate analysis method that measures the distinct contributions of each variable (temporal and spatial) of geophysical fields (Björnsson and Venegas 1997). The method resembles the

extraction of relevant data within a set of samples as performed by Empirical Orthogonal Functions (EOF), but the SVD is recommended for situations where more than one matrix of variables is analyzed (Newman and Sardeshmukh 1995; Wall et al. 2003). The SVD analysis is obtained from a covariance matrix, using values of an original data matrix containing the field to be analyzed and the influence variables, allowing the obtainment of the eigenvalues and associated autofunctions (Björnsson and Venegas 1997). The method calculation involves an original matrix factorization M into three matrices U , Σ , and V^* according to Equation 1:

$$M = U \Sigma V^* \quad (1)$$

where U is a unitary matrix composed by the left-hand unit values of M , that is, the autofunctions of $M \times M^*$, Σ is a diagonal matrix composed of singular values, which are the square roots of the nonzero eigenvalues of $M^* \times M$ or $M \times M^*$ and V^* is a conjugated transposed unitary matrix of V containing the right-hand singular values of M , that is, the $M^* \times M$ autofunctions.

The SVD is a consolidated technique for meteorological data analysis, due to the complexity of the dynamics that comprise this type of research. It was first used for meteorological data by Prohaska in the 1970s (Bretherton et al. 1992) to analyze the temperature-pressure interrelationship. The method was applied in the present work to determine possible interrelations between an oceanographic and meteorological data set with the water table oscillations during the monitored period.

The meteo-oceanographic variables (i.e., significant wave height, mean wave direction, peak wave period, atmospheric pressure, mean wind direction, and wind speed) obtained by the Brazilian Coast Monitoring System (SiMCosta) buoy RS-3 were selected to evaluate the contribution in the water table variation. Precipitation data were obtained from the Rio Grande automatic weather station (A802) from the National Institute of Meteorology (INMET). Both instruments have their data updated daily and distributed online. The astronomical tidal table of the Rio Grande harbor (station 60370) provided by the Brazilian Navy Hydrography Center was used for the tidal variable, once the tide gauge installed in the region is located in the Patos Lagoon estuary, with water level regulated by distinct variables that act on the shoreline (Goulart 2014). The output produced by the SVD analysis represents the percentage influence of each of the variables on the field of interest, in this case, the local water table.

GPR water table data acquisition

In addition to the high-frequency groundwater monitoring using wells and sensor-systems, surveys were performed with Ground Penetrating Radar (GPR). The GPR survey intent to broaden the monitoring provided by the wells, expanding the analysis of water table behavior to the entire urban area of the Cassino balneary, but with a lower sample frequency. The GPR method is a noninvasive geophysical technique that uses electromagnetic (EM) wave propagation to create subsurface images (Annan 2002; 2005; Fitts 2002). The device emits microwave pulses through a transmission that crosses the ground, while a receiver measures the pulses rise time reflected by layers or objects. This partial reflection occurs when the wave interacts with materials of different dielectric properties (Annan 2002; 2005).

The GPR contains two components: the control unit and the antennae. The control unit generates, regulates, displays and stores the received signal. Whereas the GPR acts as a broadband receiver, the antenna shield acts as a filter for external signal interference. By estimating wave velocity, the method results in vertical profiles that show deep reflected targets (Fitts 2002). The GPR data were collected once each season using the System IDS (Ingegneria dei Sistemi). The antenna frequencies may range from 25 to 2,500 MHz. A monostatic shielded antenna with a central frequency of 400 MHz was utilized. This antenna is designed for relatively low penetration (6 meters approximately) while maintaining proper vertical resolution.

The GPR data were processed using the GRED® software (IDS 2009) with application of four types of filters aiming to remove signal noises and maximize the resolution of images: 1) Move Start Time (also called zero time correction), a step applied to time correction of the first break in a radargram reflection; 2) Background Removal, a function used to remove background noise, which can be seen on the radar chart in the form of horizontal lines. 3) Bandpass Filter, a filter based on Fast Fourier Transform (FFT) applied directly to transitioning from time-domain to frequency-domain information, acting independently on each radargram trace, with the function of suppress interference from high or low-frequency components; and 4) Linear Gain, which option allows a gain in the radargram data curve, acting to emphasize the time intervals where the structures manifest.

Groundwater rise under SLR scenarios

For the water table level dynamics using the future projections of SLR modeled by the IPCC report, the methodology proposed by Glover (1959) was applied and has been used in several works with this purpose, such as Rotzoll and Fletcher (2013). The water table dynamics were simplified to one dimension because of the coastline position and assumed that the properties of the coastal aquifer are homogeneous. It was acquired estimates of vertical variation of the generalized water table under steady state conditions, obtaining the variation of the water table level Δh (given in meters concerning the original average level), and using the equation of the vertical level variation of the table water proposed by Glover (Equation 2):

$$\Delta h = \sqrt{\frac{2(\rho_s - \rho_f)qx}{\rho_s K}} \quad (2)$$

where ρ_s is the salt water density (kg.m⁻³), ρ_f is the freshwater density (kg.m⁻³) and q is the freshwater flow capacity rate per coastline length unit (m.d⁻¹), x is the distance between the modeled point and the coastline and K the local hydraulic constant, adopted as homogeneous, representing the hydraulic conductivity. The followed steps of this methodologic topic are summarized in Figure 3.

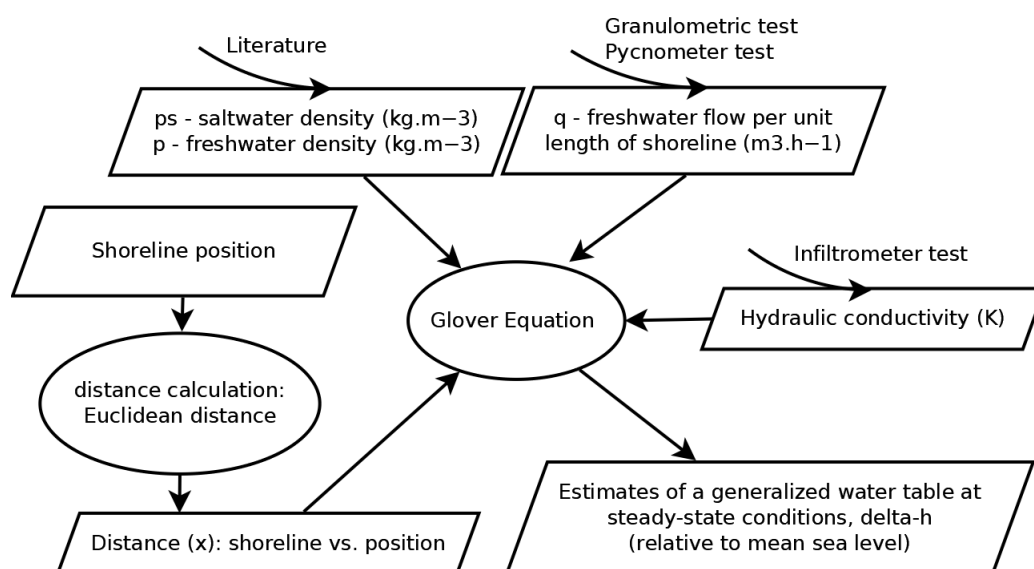


Figure 3: Workflow for determining groundwater rise.

The density of salt and freshwater is assumed to be 1,025 and 1,000 kg m⁻³ (respectively). To obtain the constant q , soil samples were collected over the study

area and subsequently prepared (NBR 6457-2016), and from these, the soil granulometry (NBR 6508-2016 and NBR 7181-2016) and the void volume were determined by the pycnometer test (NBR 6508-1984), which allowed to determine the calculation of the free volume in the soil and its freshwater horizontal flow rate per length unit. In order to determine K , the infiltration test was used (double-ring infiltrometer); to determine the distance x between the coastline and each modeling point, the Euclidean distance was calculated. To simplify the modeling, the system homogeneity was assumed and the maximum water table level was adopted as the winter condition (rainy season), producing variation scenarios of the water table level (Δh) for each IPCC projection (RCP 2.6 and 8.5).

Topographic survey

The acquisition of coordinates by Real-time Kinematic positioning (RTK) was performed at each of the monitoring points (wells of the sensor system and GPR survey). The surveys were carried out using the Leica GS15 GNSS-RTK receiver (L1, L2, L2C signals) and the Pacific Crest T300 external radio operating in geodesic mode (PDOP < 4) with acquisition of RTK positioning. The base antenna was positioned over a survey control point with coordinates related to the Brazilian Geodetic System (SGB) network. The targets were occupied for 5 minutes. The ellipsoidal heights (h) were adjusted to the orthometric heights (H) by the geoid heights (N) provided by the MAPGEO2015 software, available at the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE). This allowed adequate groundwater data interpolation for each station, using the kriging method with acquisition grid in irregular distribution.

For the topographic reference of the groundwater rise model, a Digital Elevation Model (DEM) was developed with hybrid data. The topography of the streets was obtained by GNSS-RTK surveying through point acquisitions with 2 minutes of occupation (semi-kinematic), followed by densification points with the receiver embedded in a vehicle. The streets where there was GPS signal obstruction (presence of large trees and buildings) were redone with the Leica TS11 total station. The topography of the foredunes ridges and shore were obtained by Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Phantom 4 PRO with flight parameters and Structure from Motion (SfM) processing, according to Leal Alves et al. (2020, in press). As well as the GNSS-RTK acquisition for the water table monitoring points, the entire topographic dataset for the preparation of the DEM was adjusted to a

common vertical datum with geoid heights provided by the MAPGEO2015 software. The result of the DEM interpolation (Inverse Distance Weighted – IDW method with regular street-based acquisition grid) was a 5 m spatial resolution raster with 0.1502 m RMSE.

Results

High-frequency water table monitoring

The monitoring of the wells began in February 2018, the central month of the summer season in the southern hemisphere, and extended for 25 consecutive days. The well 1 had an average of -1.21 m, followed by well 2 with -1.44 m, the lowest average depths for both throughout the monitoring. Well 3, on the other hand, had an average of -0.58 meters. The summer season was marked by the stability of the water table, registering the smallest amplitude and standard deviation for all wells (Table 1). Wells 1 and 2 showed very similar behavior (R^2 0.82). The well 3 showed several high-frequency oscillations over the period, with at least two distinct recharge pulses due to precipitation and the other oscillations under the influence of meteorological factors. The lowering of the water table marked the monitoring interval due to the lack of recharge (Figure 4-A).

The autumn monitoring started in May 2018, with 34 consecutive monitoring days. The season was marked as a typical transition period. The water table was already higher than that recorded at the end of the summer monitoring, reflecting the recharge from the rains. At least two pulses of recharge can be seen in the graphical oscillation record (Figure 4-B) and were determinants in the progressive reduction of the vadose zone. The autumn averages for all wells are similar to the year average, with -0.91 m for well 1, -1.30 m for well 2, and -0.50 m for well 3.

The winter season is characterized as the most unstable in the region, with a strong influence of cold masses and extratropical cyclogenesis, marking the most significant recharge period of the year. This was reflected in the three monitoring wells (Figure 4-C). In the interval that started in August 2018 and extended for 39 consecutive days of monitoring, it was possible to register at least two significant recharge pulses. The water table reached its highest height, with a drastic reduction in the vadose zone, especially in well 1. The average of well 1 was -0.47 m, well 2 was -0.88 m, and well 3 was -0.45 m. In November 2018, spring monitoring began with 40 consecutive days of records. The season marks a new transition, with a decrease in the volume of rainfall and a slight lowering of the water table. The

averages for the period were -1.03 m, -1.35 m, and -0.64 m for wells 1, 2, and 3, respectively.

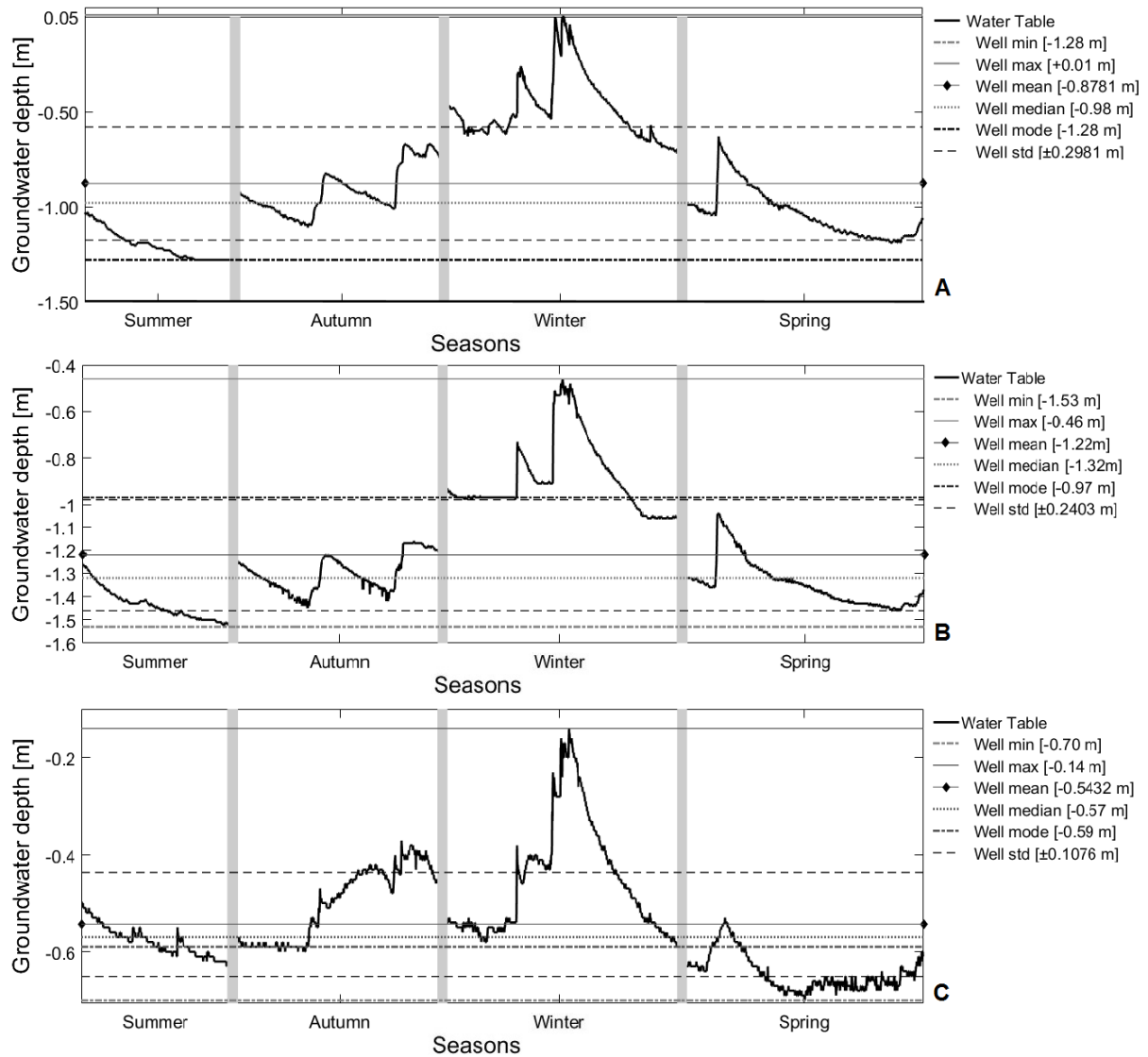


Figure 4: Variations of the water table over the seasonal monitoring carried out in 2018. A) Monitoring well 1; B) Monitoring well 2; and C) Monitoring well 3.

Table 1: Summary of the main statistics of the monitoring wells according to the season. Annual values per season were also included. The samples refer to the records executed by the sensor-system in a cyclic interval of 10 minutes with values in meters.

Well 1					
Season/year	Summer	Autumn	Winter	Spring	2018
Average	-1,21	-0,91	-0,47	-1,03	-0,91
Median	-1,22	-0,94	-0,50	-1,04	-0,93
Std. deviation	0,07	0,12	0,18	0,13	0,13
Minimum depth	-1,03	-0,67	0,01	-0,63	0,01
Maximum depth	-1,28	-1,11	-0,74	-1,19	-1,28
Amplitude	0,25	0,44	0,75	0,56	1,29
Well 2					
Season/year	Summer	Autumn	Winter	Spring	2018
Average	-1,44	-1,30	-0,88	-1,35	-1,24
Median	-1,45	-1,31	-0,94	-1,36	-1,26
Std. deviation	0,06	0,08	0,16	0,10	0,10
Minimum depth	-1,26	-1,16	-0,46	-1,04	-0,46
Maximum depth	-1,53	-1,45	-1,06	-1,46	-1,53
Amplitude	0,27	0,29	0,60	0,42	1,07
Well 3					
Season/year	Summer	Autumn	Winter	Spring	2018
Average	-0,58	-0,50	-0,45	-0,64	-0,54
Median	-0,58	-0,49	-0,49	-0,66	-0,56
Std. deviation	0,03	0,07	0,12	0,04	0,06
Minimum depth	-0,50	-0,37	-0,14	-0,53	-0,14
Maximum depth	-0,63	-0,60	-0,59	-0,70	-0,63
Amplitude	0,13	0,23	0,45	0,23	0,49
Samples	2930	4060	4635	4685	16310
Monitored days	25	34	39	40	138

Meteo-oceanographic forcing analysis

Using the Singular Value Decomposition (SVD) method, the percentage contribution of a set of meteorologic and oceanographic variables that are directly or indirectly associated with the regular oscillations of free aquifers from coastal environments was evaluated. In addition to precipitation (PREC), the primary input for infiltration and recharge pulses throughout the year, three other meteorologic components were selected, namely: atmospheric pressure (ATMP), mean wind

direction (MWiD) and wind speed (WiSP). The contribution of the oceanographic components was determined through three variables associated with the local wave climate: significant wave height (SWaH), mean wave direction (MWaD), and peak wave period (PWaP). In the absence of a tide station under the restricted influence of the components that act on the shoreline, the astronomical tide (ASTT) table provided for the study region was used. All other signs recorded in the water table oscillation that is not covered by the eight variables were combined as an undetermined component (UNDT). The contribution of variables for each well at each monitoring station is represented graphically in Figure 5.

The highlight in summer seasonality was the contribution of PWaP to the three wells. Another variable active in the period of lower precipitation was MWiD, with winds from the S-SE quadrant being more noticeable in well 1, the furthest from the coastline. The well 3, installed in the dune swale, still had a substantial contribution from MWaD, swell from the S quadrant. All three monitoring wells also had signs associated with ASTT variation with percentages around 12%, which would be repeated throughout 2018. In the autumn interval, PWaP is again highlighted in the oscillations of the water table for the three wells. With more pulses of recharge, precipitation was a significant variable in the oscillation of wells 1 and 2. Still over well 1, the MWaD component was the second largest in the interval (15.4%), with wave action in the S quadrant. PWaP well 3 showed a strong correspondence between the variables MWiD and SWaH. Again, ASTT's contribution was identified in the three wells, with values close to 12%.

As with summer, winter monitoring showed less homogeneity in the analysis, with the MWiD component gaining more prominence in the oscillation of the water table. MWiD was the first component in the three monitoring wells with an increase in the frequency of winds from the S quadrant. The PWaP component once again stands out in all wells. Even though it is an evident input in the variation of the water table level of all wells over the winter (Figure 5), PREC had a more significant contribution in wells 2 and 3. It is important to highlight that well 1 presented a significant UNDT contribution, being the second component. Even with the high sensitivity to the constant pulses of winter recharge, which led to the saturation of the area where the well was installed, a significant part of the signal does not make up the analyzed data set. In addition, the negative variation of ASTT was another highlight in the signal of the water table of this well.

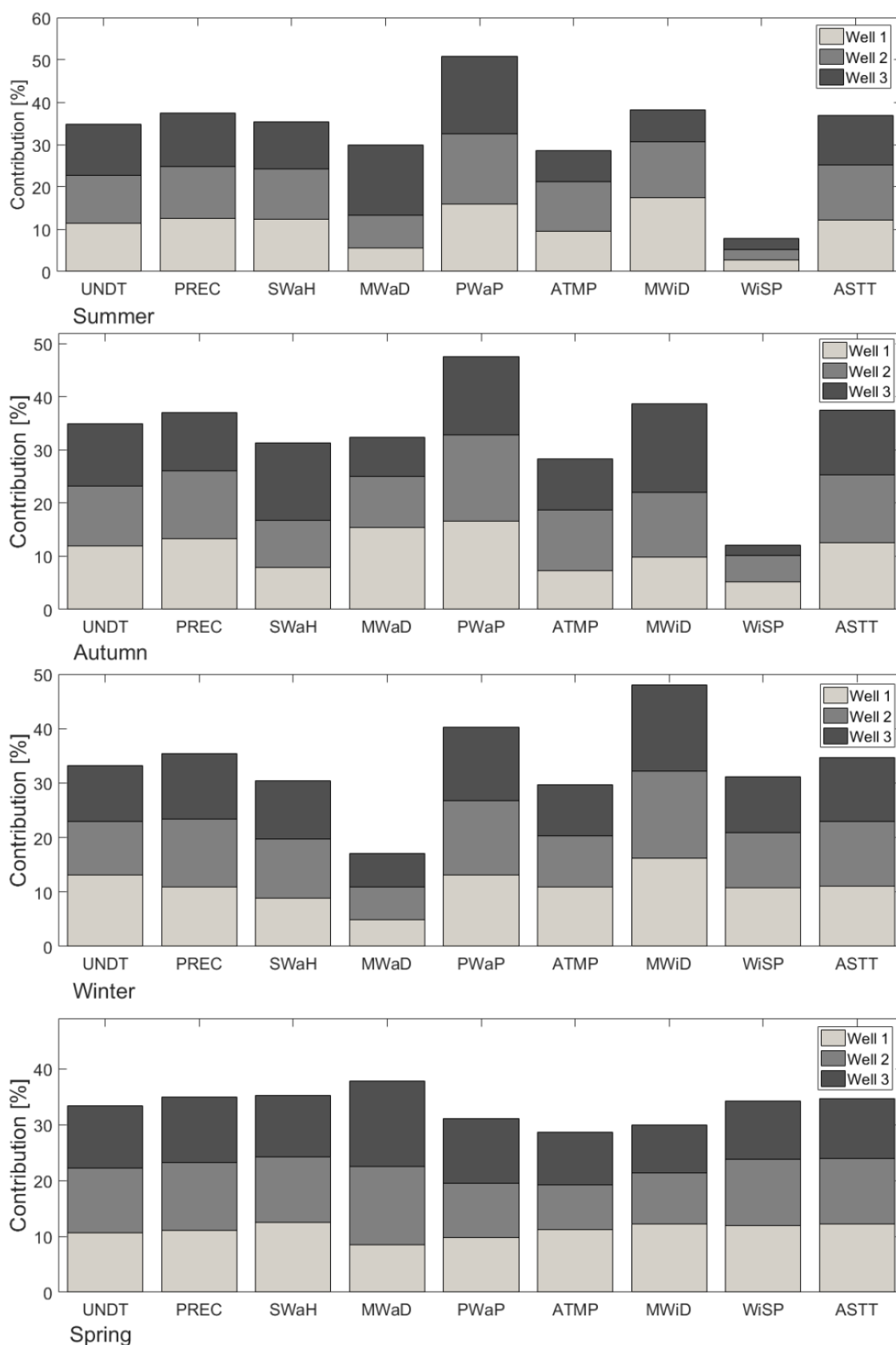


Figure 5: Seasonal contribution of the variables that acted in the oscillation of the water table in the three wells installed on Cassino beach during the high-frequency monitoring carried out in 2018. Acronyms of the components: Undetermined (UNDT), Precipitation (PREC), Significant Wave Height (SWaH), Mean Wave Direction (MWaD), Peak Wave Period (PWaP), Atmospheric Pressure (ATMP), Mean Wind Direction (MWiD), Wind Speed (WiSP) and Astronomical Tide (ASTT).

Monitoring during the spring recorded a significant dilution of the signal, with very close contributions to all variables, including UNDT. The highlight of the interval was the strong contribution of the WiSP variable in the oscillation of the water table. The winds in the S quadrant were more active in the interval. The wave variables were significant signals, being SWaH for well 1 and MWaD for wells 2 and 3. Wells 2 and 3 still received an important contribution from PREC in the oscillation of the water table.

Digital groundwater-surface model

The indirect measurements of groundwater depth performed by the Ground Penetrating Radar (GPR) method and georeferenced by GNSS-RTK were interpolated by the Kriging method. These procedures allowed to expand the mapping of the water table to the Balneary Cassino, resulting in a digital surface with a spatial resolution of 5 meters. The variation in the distance between the ground surface and the phreatic saturation line is associated with the variation in the unsaturated or vadose zone of the soil over the four monitored seasons (thickness). The vadose zone is located above the water table, with pores occupied by air and water-soil moisture. The variation in its thickness means, for example, more or less free volume available for the infiltration and damping of the recharge pulses.

However, the substrate of the urban area has soil layers with a heterogeneous composition, formed by embankments and different types of pavement. It lead to variation in the applicable dielectric constant and resulted in more considerable uncertainty in the measurements made with GPR equipment. At each survey, direct sampling of the water table was performed using a manual auger (drilling between 1 and 1.5 meters depth), making it possible to determine the Root Mean Square Error (RMSE) of the interpretation of the radargram for each station (Table 2).

Table 2: RMSE values of the digital groundwater-surface models according to check values per station.

Season	GPR samples	Checkpoints	Percentage	Error [m]
<i>Summer</i>	44	6	14%	0.19
<i>Autumn</i>	46	8	17%	0.07
<i>Winter</i>	46	8	17%	0.18
<i>Spring</i>	46	8	17%	0.08

The summer GPR survey conducted in March 2018 featured 44 radargram readings. As exposed in the monitoring of the wells, the summer season was

characterized by a deep water table due to the deficit of precipitation in the weeks preceding the surveys. As well as the high-frequency recording of the sensor system, the mapping through the GPR-RTK data interpolation shows a thick vadose zone. According to the freshwater lens distribution itself in coastal environments, the lowest values (shallowest water table) are located close to the coastline (Figure 6). In turn, the highest values were identified in the northern portion of the study area, a behavior that was repeated throughout the four monitoring stations, however with different values (significant amplitude), which confirms the high mobility of the water table, even in areas with higher topography.

The autumn survey was conducted in June 2018 with 46 radargram readings. The precipitation recharge is noticeable in this season, with depth values around 20% less than the survey carried out in the summer. In addition to the portion close to the coastline, an area with a shallower water table was identified in the W-SW portion of the map (Figure 6). Most of the urban area has average values, with the thickness of the vadose zone close to 1 meter. An elongated strip that extends from SW to NE of the map comprises the areas with continuous values. However, the N portion still has the highest depth values of the water table.

The winter survey, conducted in September 2018, featured 46 radargram readings. The behavior of the mapped water table is close to that recorded in the autumn but with depth values between 10% (maximum) and 5% (minimum) less than the previous season. From autumn to winter, there is an expansion of shallow water table areas in the W-SW portion of the map (Figure 6). The N portion continues to maintain the highest depth values, slightly above 1 meter. However, most of the urban area registers a vadose zone with values below 1 meter.

The last monitoring season was in the spring, with a survey conducted in December 2018 with 46 radargram readings. The season presented significant humidity in the soil, even with the decline of the rains. The lowest precipitation values in the weeks preceding the survey (transition from winter to spring profile), resulted in in-depth values between 20 and 25% higher than the previous season. As with the autumn survey (mid-season), most of the study area showed values close to 1 meter in depth. The N portion continues to have the thickest vadose zone in the study area (Figure 6).

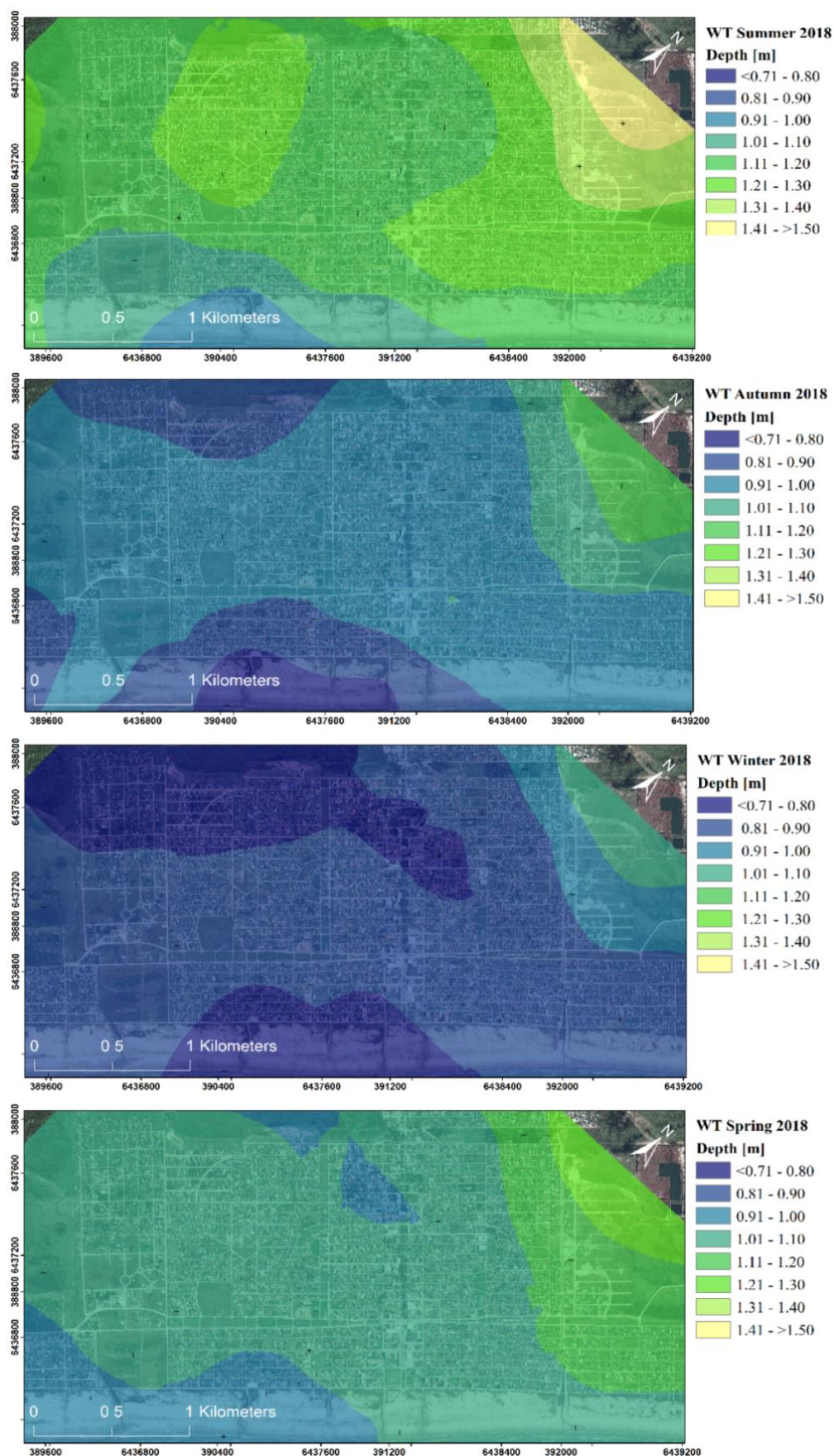


Figure 6: Mapping of the water table in the Cassino balneary. The legend values represent the depth of the water table through the interpretation of the radargram, with vertical uncertainty ranging from 7 to 15 cm. The values were not adjusted to topography, representing the distance between the surface and the saturated zone, and can be taken as the approximate thickness of the vadose zone for each 2018 season.

Groundwater rise projections from the IPCC sea-level rise scenarios

Groundwater rise projections were performed on the average and minimum depth values (shallower records) of the monitoring wells. The sea-level rise (SLR) values were extracted from the fifth IPCC report. Scenarios 2.6 (optimistic) and 8.5 (pessimistic) were simulated for the interval that corresponds to the second half of this century. The base of the foredune (beach-dune interface), was taken as the current coastline and benchmark (zero elevation) for the SLR projection (Figure 7). Table 3 shows the current values for the seasonal monitoring carried out in 2018, followed by the vertical response (h) of the water table for the two projected scenarios (RCP 2.6 and 8.5) and the percentage of increase in the projection if compared to the current situation.

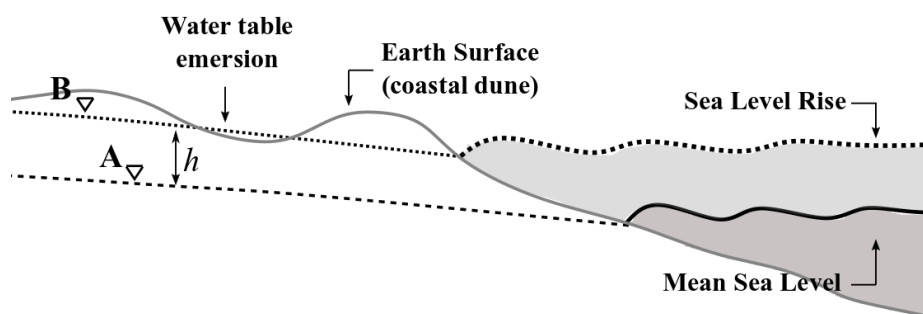


Figure 7: Conceptual diagram of the indirect flooding from the rise in the water table caused by SLR. A) Current position of the water table; B) Increase in the height of the water table (variation of h).

The monitoring well 1, furthest from the coastline, obtained little rise when subjected to increases in summer seasonality, with values of 5% to 10% above the current for the optimistic and pessimistic scenario, respectively. However, intermediate seasonality showed greater susceptibility to the minimum values, since the autumn and spring amplitude was more significant. This occurrence is magnified in the winter season, with an average increase of 15% to 23%. As in the current situation, the well is saturated in any scenario where the simulation uses the minimum values.

The monitoring well 2, located in the central portion of the profile, 1,080 meters away from the current coastline, showed more significant rise compared to well 1. However, no simulation performed saturated the well 2. In summer seasonality, the well 2 rose about 18% in the simulation of minimum values. The values for the autumn and spring seasons were even higher, given the proximity of the well 2 to the

coastline. The minimum depth values resulted in an increase of 22% and 26% in scenario 8.5. The winter season was the one with the biggest rise. When simulating the average and minimum values, scenario 2.6 resulted in 13% and 28%. For scenario 8.5, the increase was 32% and 86%. The well 3 located on the swale dune (107 meters from the current coastline) was saturated in all simulations (Table 3).

Table 3: The values of groundwater rise projections from the IPCC sea-level rise scenarios. The projections were based on the average and minimum depth for each season. The current coastline (adopted as the base of the foredunes) was the benchmark for the sea-level rise projections.

Well 1	Current	Scenarios		Increase	
Season depth [m]	2018	2.6	8.5	2.6	8.5
<i>Summer</i>					
Average	-1.21	-1.15	-1.12	+5%	+8%
Minimum	-1.03	-0.97	-0.94	+6%	+10%
<i>Autumn</i>					
Average	-0.91	-0.85	-0.82	+6%	+11%
Minimum	-0.67	-0.61	-0.58	+9%	+16%
<i>Winter</i>					
Average	-0.47	-0.41	-0.38	+15%	+23%
Minimum	0.01	saturated	saturated	NA	NA
<i>Spring</i>					
Average	-1.03	-0.97	-0.94	+6%	+10%
Minimum	-0.63	-0.57	-0.54	+10%	+17%
Well 2	Current	RCP scenarios		Increase	
Season depth [m]	2018	2.6	8.5	2.6	8.5
<i>Summer</i>					
Average	-1.44	-1.34	-1.22	+8%	+18%
Minimum	-1.26	-1.16	-1.05	+9%	+20%
<i>Autumn</i>					
Average	-1.30	-1.20	-1.09	+9%	+20%
Minimum	-1.16	-1.06	-0.95	+9%	+22%
<i>Winter</i>					
Average	-0.88	-0.78	-0.67	+13%	+32%
Minimum	-0.46	-0.36	-0.25	+28%	+86%
<i>Spring</i>					
Average	-1.35	-1.25	-1.13	+8%	+19%
Minimum	-1.04	-0.94	-0.83	+11%	+26%
Well 3	Current	RCP scenarios		Increase	
Season depth [m]	2018	2.6	8.5	2.6	8.5
<i>Summer</i>					
Average	-0,58	saturated	saturated	NA	NA
Minimum	-0,50	saturated	saturated	NA	NA
<i>Autumn</i>					
Average	-0,50	saturated	saturated	NA	NA
Minimum	-0,37	saturated	saturated	NA	NA
<i>Winter</i>					

Average	-0,45	saturated	saturated	NA	NA
Minimum	-0,14	saturated	saturated	NA	NA
<i>Spring</i>					
Average	-0,64	saturated	saturated	NA	NA
Minimum	-0,53	saturated	saturated	NA	NA

The groundwater elevation projections for the urban area of the Cassino balneary were based on the current position of the coastline and the water table levels obtained by interpolating the GPR data. The winter period for the simulation was selected since it is the season where the water table is shallow - narrowing of the vadose zone due to recharge with higher precipitation volumes. The result of the RCP 2.6 (optimistic) scenario indicates that the streets closest to the current coastline will be drowned directly by the intrusion of sea waters in the second half of this century (Figure 8-A). The inundation effect will be added to the emersion of the water table, expanding the typical wet/flood areas of the winter period. The central part of the Cassino balneary showed values between 0.71 to 0.80 m deep for the water table. Even with the increase in the SLR, the N portion maintained the greatest depths (0.81 to 1.00), given the greater distance from the coastline. The W-SW portion again showed greater susceptibility, magnifying the effects of the vadose zone reduction in the winter season added to the effects of the SLR.

The simulation result for the RCP 8.5 (pessimistic) scenario has become critical since the last two decades of this century. There is a significant expansion of areas directly flooded by ocean action (Figure 8-B). The low topography of the drainage channels allows access to the waters. In this scenario, the average depth of the water table is around 0.61 to 0.80 m. The low-lying areas are also highly susceptible to the emersion of groundwater, even within the urbanized area. The N portion still maintained the greatest depths, but with a significant reduction in the area. The W-SW portion showed a significant expansion of the shallow water table area.

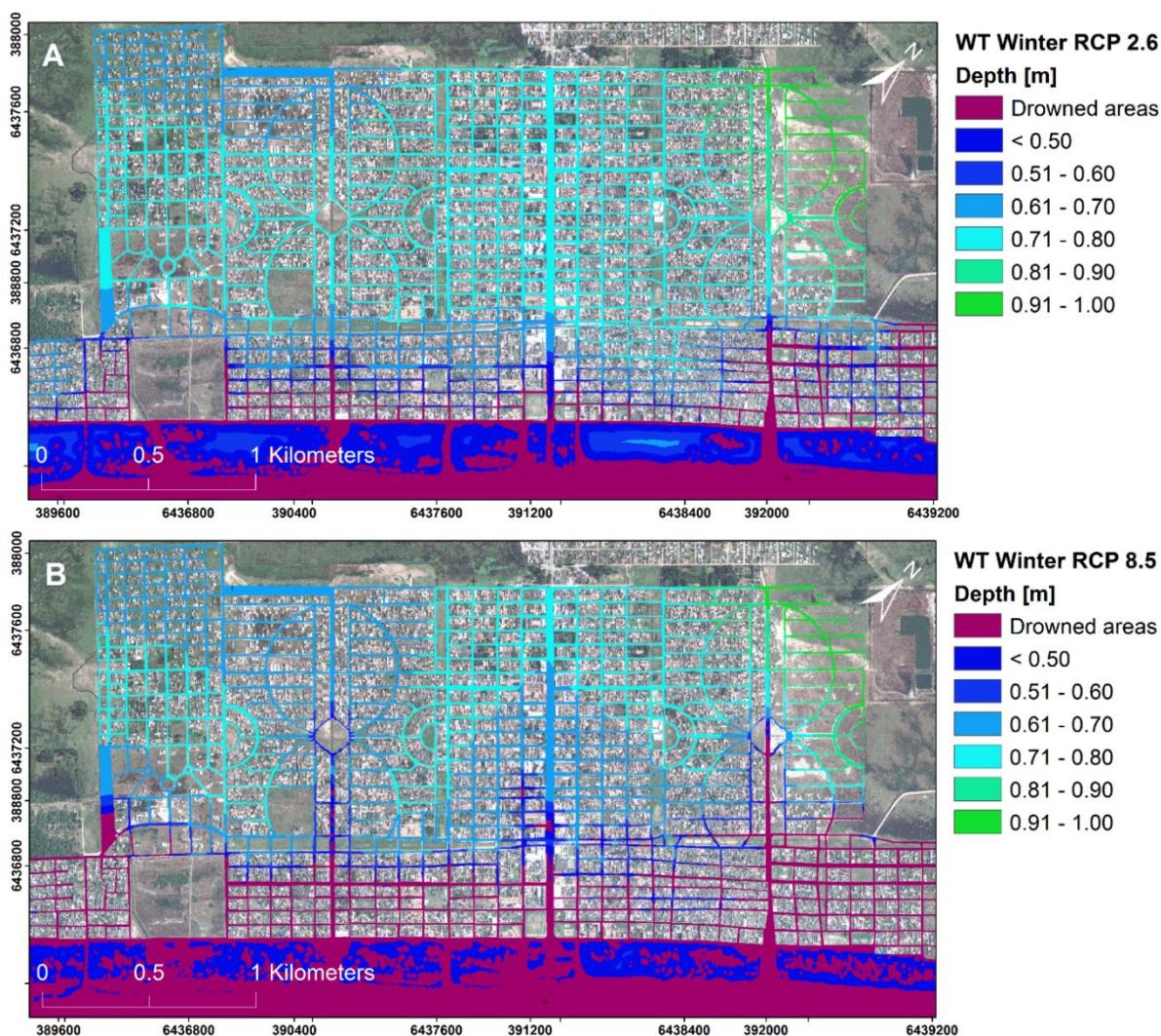


Figure 8: Groundwater rise simulations in the Cassino balneary for the RCP 2.6 (A) and RCP 8.5 (B) scenarios.

Discussion

In general, the water table (∇) in the study area is regulated by the periodicity of the rains (Ávila 2012). The humid regime, without a dry season, in association with the permeable (sandy) substrate and the flat topography of the Holocene barrier facilitate recharge through direct infiltration. With the highest frequency of infiltration and recharge pulses, it was possible to identify the increase in standard deviation in the autumn and winter seasons (Table 1) and the formation of a bell curve (normal distribution) throughout the year (Figure 9). However, due to the negative TSM anomaly in the Equatorial Pacific, the rainfall recorded between June 2017 and May 2018 for the study area showed a water deficit of approximately 13% compared to the historical series analyzed by Silva (2019). The moderate La Niña lasted 12 months (NOAA 2019), resulting in dry periods in the extreme south of Brazil in the

second half of 2017 (CPTEC 2019). The input values may have affected the water table (the greater depth) in the summer season, beginning of the monitoring.

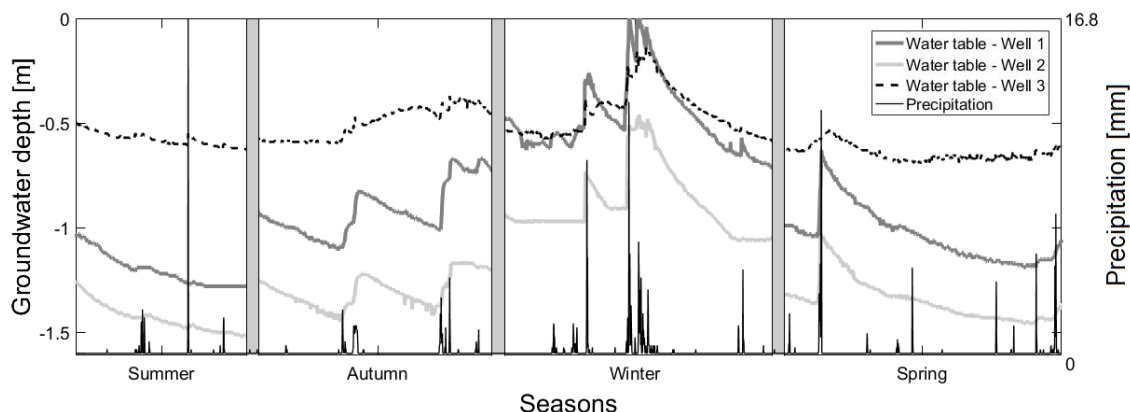


Figure 9: Distribution of rainfall and variation of the water table caused by infiltration and recharge pulses throughout 2018.

With the regularity of the rains starting in the autumn months, the water table was normalized by the higher occurrence of recharge pulses (Figure 9). The duration of the La Niña anomaly was followed by the normalization of the rainfall regime. The 2018 year was characterized by significant amplitude of the water table, with 1.29 m of minimum-maximum variation recorded for well 1. The winter marked the increase in the level of the reservoir groundwater, with shallow records in all monitoring wells (Figure 4 and Table 1). When there was an accumulation of rain, the levels have increased rapidly and significantly, as did the groundwater flow towards the sea in the discharge zone of the beach system (Ávila 2012). The shallow water table in the winter months also established the reduction of the vadose zone, being the period where the occurrence of urban flooding is more frequent (Leal Alves et al. 2013; Carvalho et al. 2017) due to intensification of rainfall and progressive reduction of free soil volume.

While wells 1 and 2 (installed in the urban area) showed similar behavior, with synchronization in the biggest oscillations caused by precipitation or drought, well 3 (installed in the dune swale) obtained very similar average, median, and mode, reflecting the more significant influence of the coastal base level. According to Fitts (2002), the behavior of the water table is strongly associated with the volume of rainfall. However, coastal aquifers in environments of high permeability are also influenced by oceanographic factors through the fluctuation in the freshwater lens interface on the higher density saltwater wedge (Fitts 2002). Thus, the components

that act on stability, positive or negative variation of the shoreline can result in signals at the water table.

Through the electronic measurement of the sensor-system, it was possible to monitor small high-frequency oscillations at the water table. When analyzing these signals through multivariate inference, it was identified that 50% of the signals from the monitoring well 3 originate from the wave component. With higher energy reaching the coast, represented by the reduction in the peak period (PWaP), higher was the positive oscillation of well 3. The mean wind direction (MWiD), a component mainly associated with the cyclogenesis of the southern quadrant, also had a strong influence on the variation of the water table closest to the coastline.

According to Parise et al. (2009) and Goulart (2014), winds from the S-SW quadrant are responsible for the highest elevations in the local sea level, acting mainly in the autumn and winter months through storm surges. As shown in Figure 5, the mean wind direction (from the S quadrant) and the peak period were significant components in the variation of the wells in the autumn-winter interval, especially in the one installed in the dune swale. The elevation of water on the coast associated with S-SW winds also has an impact on the surface discharge regime of coastal drainage streams - washouts (Figueiredo and Calliari 2005; Serpa et al. 2011) and in the groundwater flow to the beach system (Ávila 2012). The interaction of winds from the S-SW quadrant with the regional orientation of the coastline results in water pilling up due to the Coriolis effect – Ekman transport (Machado et al. 2016).

The action of marine energy promotes high-frequency oscillations at the water table depending on the intensity and duration of the components, momentarily raising the lens of freshwater when moving the saline wedge towards the continent, which can lead to partial blockage of the discharge. The well 3 increase in the monitoring of autumn and winter is due to the sum of oceanographic factors and the interaction with the precipitation and discharge of the freshwater lens on the coast (Figure 4). Nevertheless, even with a decrease, wells 2 and 1 also exhibited high-frequency signals associated with waves (47% and 45%, respectively). The mean wind direction was also a significant component for the wells installed in the innermost portion, probably associated with water pilling up (stacking) on the coast.

The study area topography has a strong influence on the dynamics of groundwater. Even with a smooth slope morphology, the Cassino balneary is located in a prograded/regressive marine system of relic foredunes ridges (Godolphim 1983; Long and Paim 1987; Villwock and Tomazelli 1995). The substrate where the urban

area is established is covered by formations of transgressive dune sheets – TDS, of morphogenesis associated with deflation pulses (Dillenburg et al. 2017). By comparing the seasonal evolution of the water table across the study area (Figure 6), it is possible to identify more susceptible areas, probably associated with topographic depressions sculpted by the TDS formations in conjunction with the foredune ridges (crest and swale system). Similar behavior occurred in the comparison between wells 1 and 2 (Figure 10). While the first exhibited higher sensitivity to precipitation input and longer retention time (accumulation), behaving like a sink to the point of saturation during winter, the second exhibited speed in withdrawing after each rain event.

The reduction of the vadose zone during the winter months, the height of the increase in the water table, is already a considerable source of inconvenience for the Cassino Balneary residents, as demonstrated by Carvalho et al. (2017). However, if the sea-level rise (SLR) projections for the coming decades become reality, there will be a magnification of the precipitation effects, direct and indirect coastal flooding by rising groundwater (Hoover et al. 2017), especially in low-lying coasts and shallow groundwater such as lagoon-barrier systems (Masterson et al. 2014). For Rotzoll and Fletcher (2013), the adoption of data on the behavior of the water table in hydrological models is of great value, since the indirect floods prompted by the rise of groundwater will be felt before the effects of direct flooding by the invasion of surface waters.

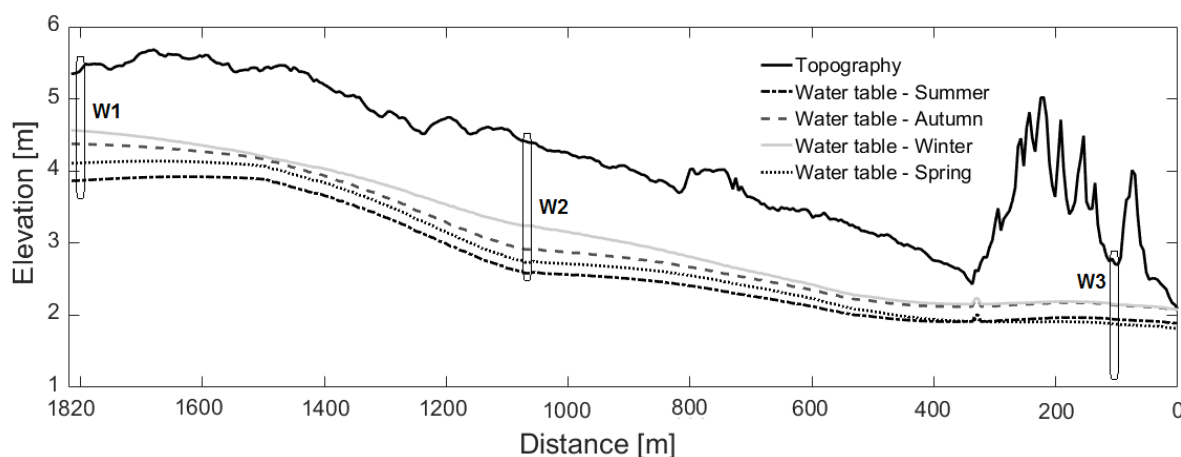


Figure 10: Topography and location of groundwater monitoring wells (Antônio Carangi street). The elevation was adjusted by the geoidal height obtained by the MAPGEO 2015 software. The figure has a vertical exaggeration to highlight the topographic and water table variations, given the smooth slope of the terrain.

In this sense, two scenarios of groundwater elevation were calculated based on SLR projections (Church et al. 2013), an optimist - with the smallest increase for the

second half of this century (+24 cm); and another pessimist, with the most substantial increase (+74 cm) towards the end of this century. The SLR values were superimposed on the water table levels obtained for each season of the year in the case of monitoring wells, with the simulation of averages and minimums (shallower). For the urban area as a whole, the digital surface obtained by interpolating the GPR data for the winter season was used, as this seasonality is the most critical – with the most considerable reduction in the vadose zone.

It is important to note that according to Slater and Comas (2009), the water table represents a high contrast layer between the unsaturated and the saturated medium, which theoretically would facilitate its identification by the GPR method. Nevertheless, the wet transition zone and the capillary fringe can promote a high level of uncertainty due to the progressive change in dielectric values according to the distribution of soil moisture (Slater and Comas 2009). This principle is exposed in the results of Table 2 and is probably associated with the heterogeneous composition of the circulation routes of the Cassino balneary (layers of embankments of different nature) where most of the GPR surveys were carried out.

The simulation of the wells demonstrated a strong dependence on the proximity of the coastline (Glover 1959). Well 3 resulted in saturation in all modeled scenarios. Probably, as the coastal base level rises, the dune swales will permanently transform into interdunal wetlands (Figure 7). Even in the worst-case scenario, with the minimum depth values in the winter season, well 2 did not show saturation. The topographic factor allows us to identify that the monitoring well 2 is located in a section with the highest slope of the profile, probably installed on a windward face of the TDS formations (Figure 10). Finally, well 1 was saturated in the simulation of the minimum values for winter. However, for all other seasonal simulations, well 1 presented smaller increments when compared to well 2. The topography of well 1 could also explain its significant predisposition to saturate during periods of greater recharge, even though it was installed in the highest portion of the profile, the location is characterized by a mild relative depression (Figure 10).

The low topography and sandy substrate of the coastal environment of the lagoon-barrier type facilitated the monitoring of the water table. The high-frequency measurement implemented through electronic instrumentation Arduino-based proved to be viable, accurate, and low-cost. The phreatic monitoring approach employing sensor-systems can be replicated in environments with similar characteristics, helping not only in monitoring the current conditions at different time scales (daily,

monthly, seasonal) but also in hydraulic simulations of flows input-output. In coastal environments with shallow freshwater lens, the sensor-system instrumentation can compose local telemetric networks (smart cities) supporting, for example, hydrological risk management (Miguez et al. 2018). In turn, the groundwater rising simulation model can be adopted in plans to mitigate the effects of the sea-level rise, especially for exposed low-lying coasts.

Conclusions

The variation in the water table at the Cassino Balneary was strongly related to the seasonal dynamics. The rainfall regime is the main component in the oscillation of the shallow reservoir (freshwater lens) throughout the year, as variations in the frequency and intensity of infiltration and recharge pulses occur. The solstice stations registered the maximum and minimum, while the equinox stations, even humid, resulted in intermediate levels in the variation of the water table.

The high-frequency monitoring allowed recognizing fluctuations in the water table that would not be possible through conventional monitoring. The contributions of wave energy, southern wind, and astronomical tidal fluctuation in the water table were identified using electronic instrumentation and component analysis. Meteorological variables acted significantly in the autumn-winter interval, a period characterized by the highest incidence of storms and storm surges (erosive and flood events) on the Rio Grande do Sul coast. Episodes of this nature block the groundwater discharge and surface water from coastal drainage channels (washouts), overloading urban infrastructure.

As limitations of the applied methodology, we point out the low precision of indirect measurements made by the GPR method in the summer and winter months, with the greater and lesser depth record of the water table. The distinct composition of the surface layers of urban soil, as well as the location of the areas resulted in different values for the dielectric constant due to the variation in soil moisture and position of the capillary fringe. In seasons with water table at intermediate depths (autumn-spring), were shown greater homogeneity in the distribution of soil moisture, the results were more accurate when compared to direct measurements performed by manual auger.

We highlight the experimental character of the Arduino-based sensor system. Even with regular acquisition and high precision measurements, the equipment underwent constant maintenance at each monitoring interval, including the change of

equipment due to oxidation - humid environment and under the effect of high salinity content. However, the low cost allowed the purchase and assembly of spare sets, which guaranteed continuous data acquisition. Finally, the forcing analysis was limited to eight variables, with the rest of the signals clustered in an undetermined component. Part of these fluctuations could be associated with typically urban inputs, such as cesspool, runoff, and outflow of drainage infrastructure. Evapotranspiration and the proximity of washouts could also be factors that contributed to the undetermined component.

The groundwater elevation simulations from two IPCC sea-level rise scenarios demonstrate that the low-lying coast of the Cassino barrier enables marine intrusion, mainly through the trough formed by washouts. In the scenarios for the second half of this century, the portion closest to the coastline will be drowned out by direct inundation. At the same time, it has been shown that the increase in the coastal base level through the SLR increment will promote the rise of groundwater. This will increase the water table and, consequently, a reduction in the thickness of the vadose (unsaturated) zone, especially in winter seasonality, the period of highest recharge. The geomorphology of the study area is already highly susceptible to rainfall flooding, with several points of soil saturation, which will be magnified by the effects of sea-level rise.

Acknowledgments

This research was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ (141939/2016-8). The authors acknowledge the Instituto Federal de Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul for the access to the laboratories and equipment. Thanks to the Directorate of Hydrography and Navigation of the Brazilian Navy and the Monitoring System of the Brazilian Coast (SiMCostal) for accessing the data. Special thanks to João A. C. Ferreira (IFRS), Paulo R. Salati (FURG), and Christian G. S. Enríquez (FURG) for assistance in topographic surveying; Éder L. B. Maier (FURG) for access to historical rainfall data; André B. Westphalen (IFRS) and Eduardo H. C. Rosca (FURG) for their assistance with the installation of the monitoring wells. Also, thanks to students from technical courses (IFRS), undergraduate and graduate (FURG), for their assistance in data surveying.

References

- Almeida, L.E.S.B.; Lima, S.F.; Toldo Jr.; E.E. (2006). Estimativa da capacidade de transporte de sedimentos a partir de dados de ondas. In: Muehe, D. (org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*, 446–454.
- American Society for Testing and Materials (2004). ASTM D 5092 – Standard Practice for Design and Installation of Ground Water Monitoring Wells in Aquifers. ASTM.
- Annan, A. P. (2002). GPR-history, trends and future developments. *Subsurface Sensors Technology Applied*, 3: 253-270. <https://doi.org/10.1023/A:1020657129590>.
- Annan, A. P. (2005). GPR methods for hydrogeological studies. *Hydrogeophysics* 50: 185-213. https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_7.
- Ávila, C. L. (2012). Estudo do comportamento do fluxo subterrâneo, sua interação com a intrusão salina e com os fenômenos atmosféricos típicos da região - aplicação à praia do Cassino, Brasil. Master Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande-FURG. 86 p.
- Ballesteros, C., Jiménez, J. A., and Viavattene, C. (2018). A multi-component flood risk assessment in the Maresme coast (NW Mediterranean). *Natural Hazards*, 90(1), 265–292. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-3042-9>
- Björnsson, H. and Venegas, S.A. (1997). A Manual for EOF and SVD analyses of Climatic Data. Center for Climate and Global Change Research, 91: 112 – 134.
- Brazilian National Standards Organization (1984a). NBR 6508 - Determination of the bulk specific gravity, of the apparent specific gravity and of water absorption. ABNT.
- Brazilian National Standards Organization (1984b). NBR 7181 – Soil grain size analysis. ABNT.
- Brazilian National Standards Organization (1997). NBR 13895 – Monitoring well and sampling - Procedure. ABNT.
- Brazilian National Standards Organization (2016). NBR 6457 - Soil samples — Preparation for compactation and characterization tests. ABNT.
- Bretherton, C.S.; Smith, C. and Wallace, J. M. (1992). An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data. *Journal of Climate*, 5: 541 – 560.
- Calliari, L. J.; and Klein, A. H. (1993). Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas Em Geociências*, 20(1), 45. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21281>
- Carvalho, N. D.; Albuquerque, M. G.; Leal Alves, D. C.; Espinoza, J. M. A. (2017). Levantamento do nível freático na área urbana dos bairros Querência e Atlântico Sul, Balneário Cassino – RS, a partir de dados de georadar. *Scientia Plena*, vol. 13, 11, 115301, 1 – 9. doi: 10.14808/sci.plena.2017.115301
- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC (2019). Climate reports for Rio Grande do Sul – 2017 and 2018. Retrieved from: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/boletimRioGrandeDoSul>
- 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.; and Unnikrishnan, A.S. (2013). Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clerot, L. C. P., Medeanic, S., Torgan, L. C., Dillenburg, S. R., and Tomazelli, L. J. (2003). Evolução da barreira IV na região do Cassino, Rio Grande - RS. II Congresso Sobre Planejamento e Gestão Das Zonas Costeiras Dos Países de Expressão Portuguesa, 4.

- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., and Sawakuchi, A. O. (2017). The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, 390(June), 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.007>
- Ferguson, G. and Gleeson, T. (2012). Vulnerability of coastal aquifers to groundwater use and climate change. *Nature Climate Change*, vol. 2, 4 p.
- Figueiredo, S. A. and Calliari, L. J. (2005) Sangradouros: distribuição espacial, variação sazonal, padrões morfológicos e implicações no Gerenciamento Costeiro. *Gravel*, nº 3, 47-57.
- Fitts, C. R. (2002). *Groundwater Science*. 2nd. Academic Press, Elsevier Science Ltda. 467 p.
- Glover, R. E. (1959). The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*. vol. 64, nº. 4, 3.
- Godolphim, M. F. (1985). Paleografia da Região do Cassino no Município de Rio Grande, BR. *Pesquisas Em Geociências*, 17(17), 233. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21700>
- Gonzaga, B. A.; Leal Alves, D. C.; Espinoza, J. M. A.; Albuquerque, M. G. and Espinoza, T. A. (2019). Montagem, validação e instalação de um sistema sensor ultrassônico de baixo custo para medição de nível freático em ambientes costeiros. In: Mochel, F. R. *Gerenciamento costeiro e gerenciamento portuário 2*. Atena editora. 75- 84.
- Gonzaga, B.A.; Alves, D.C.L.; Albuquerque, M.G.; Espinoza, J.M.A.; Almeida, L.P.; and Weschenfelder, J. (2020). Development of a low-cost ultrasonic sensor for groundwater monitoring in coastal environments: validation using field and laboratory observations. *Journal of Coastal Research*, 95 (SI), *in press*.
- Goulart, E. S. (2014). Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praial com múltiplos bancos. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- Goulart, E. S. and Calliari, L. J. (2011). Morfodinâmica da zona de arrebentação na Praia do Cassino em eventos de maré meteorológica. *Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA*, 1, 5.
- Guimarães, P. V, Pereira, P. S., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2014). Variabilidade temporal do perfil de dunas na Praia do Cassino, RS, com auxílio de videomonitoramento Argus. *Pesquisas Em Geociências*, 41(3), 217–229. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78097>
- Hoover D. J.; Odigie K. O.; Swarzenski, P. W.; Barnard, P. (2017). Sea-level rise and coastal groundwater inundation and shoaling at select sites in California, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 11: 234-249, doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.055
- Ingegneria Dei Sistemi (2009). GRED software: Georadar data elaboration user manual. IDS v02.01.008.
- Leal Alves, D. C. (2013). Análise da vulnerabilidade nos balneários Querência-Atlântico Sul e Hermenegildo (RS) a partir de indicadores geomorfológicos e antrópicos. Dissertation of the Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGGEO/FURG, 121 p.
- Leal Alves, D. C.; Weschenfelder, J.; Almeida, J. C. D.; Albuquerque, M. G.; Espinoza, J. M. A.; Gonzaga, B. A. (2020). Unmanned Aerial Vehicle and Structure from Motion approach for flood assessment in coastal channels. *Journal of Coastal Research*, 95 (SI), *in press*.

- Long, T. and Paim, P. S. (1987). Modelos de evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos RS. *Anais Do 1º Congresso ABEQUA.*, Porto Alegre (1), 227–248.
- Machado, A. A., and Calliari, L. J. (2016). Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/si75-237.1>
- Machado, A. A., Calliari, L. J., Melo, E., and Klein, A. H. F. (2010). Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2), 105–114.
- Masterson, J.P.; Fienen, M.N.; Thieler, R.; Gesch, D.B.; Gutierrez, B.T.; Plant, N.G. Effects of sea-level rise on barrier island groundwater system dynamics – ecohydrological implications. *Ecohydrology*, 7, 2014. p. 1064-1071.
- Miguez, M. G.; Di Gregorio, L. T.; and Veról, A. P. (2018). *Gestão de riscos e desastres hidrológicos*. Elsevier. Rio de Janeiro, 340 p. ISBN: 978853528731-8.
- National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (2019). Multivariate ENSO Index Version 2 (MEI.v2). ESRL – Physical Sciences Division. Retrieved from <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>
- Newman, M. and Sardeshmukh, P. D. (1995). A caveat concerning Singular Value Decomposition. *Journal of Climate*, 8: 352 – 360. [doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0352:ACCSVD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0352:ACCSVD>2.0.CO;2)
- Niencheski, L. F. H., Windom, H. L., Moore, W. S., & Jahnke, R. A. (2007). Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil. *Marine Chemistry*, 106(3–4), 546–561. doi.org/10.1016/j.marchem.2007.06.004
- Parise, C. K., Calliari, L. J., and Krusche, N. (2009). Extreme storm surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175–188. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592009000300002>.
- Rocha, C. M.; Andrade, C. F. F.; and Niencheski, L. F. H. (2015). Descarga de água subterrânea para as lagoas costeiras do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Braz. J. Aquat. Sci. Technol.* 19 (2). eISSN 1983-9057.
- Rotzoll, K.; Fletcher, C.H. Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise (2013). *Nature Climate Change*, v.3, 5 p.
- Schmidt, A., Santos, I. R., Burnett, W. C., Niencheski, F., & Knöller, K. (2011). Groundwater sources in a permeable coastal barrier: Evidence from stable isotopes. *Journal of Hydrology*, 406(1–2), 66–72. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.001>
- Serpa, C. G. (2008). Estudo da influência dos fatores climáticos e hidrológicos no ciclo morfodinâmico praias de um sangradouro intermitente, Praia do Cassino, Brasil. Dissertation of the Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica. Universidade Federal do Rio Grande. 97 p.
- Serpa, C. G.; Romeu, M. A. R.; Fontoura, L. A. S.; Calliari, L. J.; Melo, E. and Albuquerque, M. G. (2011). Study of the responsible factors for the closure of an intermittent washout during a storm surge, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 2068-2073.
- Silva, T. da R. (2019). Precipitação em Rio Grande - RS (1913-2016): Análise descritiva e da variabilidade. Dissertation of the Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal do Rio Grande. 90 p.
- Slater, L. and Comas, X. (2009). The contribution of ground penetrating radar to water resource research. In: Jol, H. M. (editor). *Ground Penetrating Radar: Theory*

- and Application. Elsevier, 203-346.
- Villwock, J. A. and Tomazelli, L. J. (1995). *Geologia costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CECO/UFRGS, 45.
- Wall, M. E., Rechtsteiner, A. and Rocha, L.M. (2003). Singular values decomposition and principal component analysis. In: Berrar, D.P., Dubitzky, W. and Granzow, M. A. *Practical Approach to Microarray Data Analysis*. Norwell, Kluwer, 91 – 109.
- Wdowinski S, Bray R, Kirtman BP, Wu Z (2016) Increasing flooding hazard in coastal communities due to rising sea level: Case study of Miami Beach, Florida. *Ocean and Coastal Management* 126: 1-8, doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.03.002
- Windom, H. L., Moore, W. S., Niencheski, L. F. H., & Jahnke, R. A. (2006). Submarine groundwater discharge: A large, previously unrecognized source of dissolved iron to the South Atlantic Ocean. *Marine Chemistry*, 102(3–4), 252–266. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2006.06.016>
- Wong P.P., Losada I.J., Gattuso J.P., Hinkel J., Khattabi A., McInnes K.L., Saito Y., Sallenger A. (2014) Coastal systems and low-lying areas. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 361-409.

02/02/2020

Gmail - Thank you for your submission to Journal of Hydrology



Deivid Alves <dclealalves@gmail.com>

Thank you for your submission to Journal of Hydrology

1 mensagem

Journal of Hydrology <eesserver@eesmail.elsevier.com>
 Responder a: Journal of Hydrology <hydrol-ee@elsevier.com>
 Para: dclealalves@gmail.com, deivid.alves@ufrgs.br

2 de fevereiro de 2020 18:03

*** Automated email sent by the system ***

Dear Mr. Leal Alves,

Thank you for sending your manuscript Seasonal water table dynamics and effects of a rising sea-level in the low-lying sandy coast of Cassino Beach, southern Brazil for consideration to Journal of Hydrology. Please accept this message as confirmation of your submission.

When should I expect to receive the Editor's decision?

We publicly share the average editorial times for Journal of Hydrology to give you an indication of when you can expect to receive the Editor's decision. These can viewed here: http://journalinsights.elsevier.com/journals/0022-1694/review_speed

What happens next?

Here are the steps that you can expect as your manuscript progresses through the editorial process in the Elsevier Editorial System (EES).

1. First, your manuscript will be assigned to an Editor and you will be sent a unique reference number that you can use to track it throughout the process. During this stage, the status in EES will be "With Editor".
2. If your manuscript matches the scope and satisfies the criteria of Journal of Hydrology, the Editor will identify and contact reviewers who are acknowledged experts in the field. Since peer-review is a voluntary service, it can take some time but please be assured that the Editor will regularly remind reviewers if they do not reply in a timely manner. During this stage, the status will appear as "Under Review".

Once the Editor has received the minimum number of expert reviews, the status will change to "Required Reviews Complete".

3. It is also possible that the Editor may decide that your manuscript does not meet the journal criteria or scope and that it should not be considered further. In this case, the Editor will immediately notify you that the manuscript has been rejected and may recommend a more suitable journal.

For a more detailed description of the editorial process, please see Paper Lifecycle from Submission to Publication: http://help.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/160/p/8045/

How can I track the progress of my submission?

You can track the status of your submission at any time at <http://ees.elsevier.com/HYDROL>

Once there, simply:

1. Enter your username: Your username is: dclealalves@gmail.com

If you need to retrieve password details, please go to: http://ees.elsevier.com/HYDROL/automail_query.asp

2. Click on [Author Login]. This will take you to the Author Main Menu
3. Click on [Submissions Being Processed]

Many thanks again for your interest in Journal of Hydrology.

Kind regards,

Professor András Bárdossy, Professor Laurent Charlet, Dr. Konstantine Georgakakos, Professor Geoff Syme, Professor Corrado Corradini, Professor Peter Kitanidis

CAPÍTULO 5 – ANÁLISE INTEGRADORA

Neste capítulo é apresentada uma síntese dos objetivos alcançados e como esses resultados dialogam com as hipóteses da Tese. Também são apontados trabalhos futuros que podem dar continuidade as contribuições realizadas até aqui, complementando ou aperfeiçoando a interpretação hidrogeomorfológica da área de estudo e os impactos associados às mudanças climáticas.

5.1. Síntese dos resultados e discussão

Com base nos resultados obtidos, pode-se afirmar que a suscetibilidade promovida pelo sistema hidrogeomorfológico do Balneário Cassino é uma herança geológica da barreira Holocênica (barreira IV). Conforme o exposto no capítulo 2, a configuração progradante na forma de feixes de restinga da planície de cordões litorâneos regressivos (Godolphim, 1985; Long & Paim, 1987; Dillenburg *et al.*, 2017) condiciona ao menos dois padrões de drenagem: um de forma paralela à linha de costa, com divisores de águas formados pelas cristas topográficas dos sucessivos cordões de dunas frontais; e um segundo padrão de natureza dendrítica, com canais de pequena ordem orientados pelo nível de base costeiro.

De forma geral, as vertentes de barlavento (orientação SE) direcionam o fluxo superficial para a costa. Contudo, as vertentes de sotavento (orientação NO) estabelecem interflúvios que bloqueiam e redirecionam o deflúvio para pequenas depressões formadas pelas cavas interdunares (Capítulo 2, Figura 6, pág. 83). Dessa forma, as cavas agem como talwegues de baixa competência de transporte devido ao pequeno gradiente topográfico e, conseqüentemente, reduzida declividade do terreno, formando áreas de acumulação hídrica e dando origem ao sistema de banhados do interior da barreira Holocênica (Capítulo 2, Figura 7, pág. 84). As cavas conduzem parte do excedente hídrico em redes paralelas à atual (e antigas) linha de costa, que formam bacias com exutório na margem sul da jusante lagunar (Capítulo 2, Figura 8, pág. 85).

O conjunto de cordões litorâneos regressivos mais jovens (últimos 1,5 ka) são recobertos por formações eólicas na forma de lençóis de areias transgressivas, assim como algumas áreas de truncamento no interior da barreira (Godolphim, 1985; Long & Paim, 1987; Dillenburg *et al.*, 2017). Na ocorrência de tais feições, existe uma sobreposição topográfica que, mesmo com pequena amplitude e baixa declividade, reorganiza o escoamento superficial e estabelece a fisiografia de

pequenas bacias costeiras (Capítulo 2, Figura 10, pág. 89). Ao contrário da rede de drenagem paralela dos cordões regressivos, as formações transgressivas apresentam rede de padrão dendrítico. Seus canais são predominantemente de 1ª ordem e drenam o excedente dos banhados interiores, desaguardando no sistema praial – formando assim os canais costeiros ou, como são conhecidos regionalmente, sangradouros (Figueiredo & Calliari, 2005; Serpa *et al.*, 2011).

O sítio físico onde o Balneário Cassino está assentado, assim como as áreas de seu entorno, que provavelmente serão ocupadas conforme ocorra à expansão urbana, tem como substrato as formações de lençóis de areias transgressivas. Ao observar o mapeamento da rede de drenagem estabelecida pelas formações transgressivas, incluindo as áreas de maior acumulação hídrica (Capítulo 2, Figuras 10 e 11, pág. 89 e 91, respectivamente) é possível identificar que suas cavas interdunares também formam linhas de drenagem que cruzam o sítio do Balneário Cassino e se estendem para as áreas adjacentes. Ao longo do processo de ocupação, esse sistema hidrogeomorfológico teve suas áreas depressivas (cavas) parcialmente aterradas para a viabilização de lotes e vias de circulação, como aponta Lélis (2003), enquanto as topografias mais elevadas na forma de dunas interiores (cristas) foram terraplanadas, conforme observado por Leal Alves (2013) na área de expansão ao sul do balneário (loteamento Atlântico Sul).

Como identificado no capítulo 4 (Figura 6, pág. 146), os terrenos planos e de alta permeabilidade do Balneário Cassino apresentam nível freático raso, significativamente sensível aos pulsos de infiltração e recarga nos meses com maior precipitação (Figura 9, pág. 151). A ocupação urbana em formato de grade regular se sobrepõe às antigas cavas dunares úmidas (*dune swales*) do sistema progradante, que são áreas de freático naturalmente aflorante no período de maior recarga (estações de outono e inverno). Isso fica mais evidente na porção urbana ainda não consolidada, nos extremos NE e SO da área de estudo (Capítulo 2, Figura 10-F1 e F3, pág. 89). No caso da microbacia NE (Figura 10-F3, pág. 89), a colmatação descrita por Godolphim (1983) estabeleceu uma drenagem paralela contígua ao reverso do cordão de dunas ativas, com escoamento orientado para a jusante lagunar, sendo possível identificar as áreas de retenção hídrica estabelecida pelo sistema crista-cava (Capítulo 2, Figuras 11-E, pág. 91). Inclusive, essa mesma área apresentou alto potencial de inundação direta nas projeções de subida do nível do mar (Capítulo 3, Figuras 8, 9 e 10, pág. 119, 120 e 121) com a intrusão marinha ocorrendo a partir do seccionamento do cordão de dunas frontais.

A distinção da dinâmica das microbacias costeiras (rede dendrítica, costeira) e o substrato regressivo (captação lateral, padrão paralelo) podem ser evidenciados ao comparar a variação do nível freático (Capítulo 4, Figura 6, pág. 146). Mesmo localizada em uma porção mais elevada, foi constatada uma depressão relativa ao observar o perfil dos poços de monitoramento 1 e 2 (Capítulo 4, Figura 10, pág. 153). Essa característica foi reforçada ao se analisar a delimitação das bacias. Enquanto o poço de monitoramento 1 encontra-se na bacia com orientação para o interior da barreira (Capítulo 2, Figuras 8-F2 e 10-F2, pág. 85 e 89, respectivamente), um ambiente de maior acumulação na forma de banhados (Capítulo 2, Figura 11-C, pág. 91); o poço 2 está incluso em uma bacia de orientação costeira (padrão dendrítico) e localizado sobre uma antiga crista dunar (Capítulo 2, Figura 10-F1, pág. 89).

Os resultados do Capítulo 3 demonstram que os terrenos baixos localizados no reverso do cordão de dunas frontais possuem alto potencial de inundação direta (Figuras 8, 9 e 10, pág. 117-119). Mesmo as projeções com menores cotas (≤ 30 cm) podem afogar entre 33 a 41% da área urbana inclusa no recorte da modelagem até a metade deste século. Também é importante destacar que muitas dessas áreas já são impactadas por eventos de marés meteorológicas, principalmente devido à baixa topografia das vias adjacentes à beira-mar e próximas aos sangradouros. Para o modelo proposto, foi encontrado um limiar topográfico a partir do incremento de 40 cm de subida do nível do mar. A partir dele, as projeções para as últimas décadas deste século ampliam consideravelmente o percentual de área potencialmente inundada (Capítulo 3, Tabela 2, pág. 120-121), prevalecendo a suscetibilidade dos terrenos baixos e o acesso promovido pela calha dos sangradouros, como já apontado nos trabalhos de Figueiredo & Calliari (2005), Parise *et al.* (2009), Serpa *et al.* (2011) para a área de estudo.

Ao cruzar os dados de alta frequência dos poços de monitoramento com forçantes meteo-oceanográficas, foi possível identificar a contribuição de ondas e ventos nas oscilações do nível freático, mesmo que esses sinais sejam secundários se comparados com a amplitude promovida pelo regime de chuvas (Capítulo 4, Figura 5, pág. 143). No entanto, quanto maior o distanciamento dos poços da linha de costa, menor é a influência oceanográfica. Ao aplicar o modelo de emersão das águas subterrâneas como efeito da subida do nível do mar, constatou-se que áreas interiores que já apresentam uma reduzida espessura da zona vadosa nos meses de outono e inverno, serão significativamente impactadas (Capítulo 4, Figura 8, pág.

150), magnificando os impactos que já acometem a área urbana, reduzindo drasticamente o volume livre presente no solo e, assim, potencializando as chances de alagamentos provocados por eventos de precipitação intensa.

5.2. Recomendações e possibilidades de trabalhos futuros

O emprego de VANTs para levantamentos costeiros tem se mostrado vantajoso, sejam nas questões de apronto operacional, qualidade dos dados e/ou custos associados. Contudo, a regulamentação dessas novas plataformas tem evoluído rapidamente, tanto no Brasil, quanto no mundo, tornando mais restritivo, porém seguro, seu emprego, sobretudo em áreas urbanas. Como recomendação, cabe ressaltar a constante atualização das normas de voo, o que leva a necessidade de checagem regular através dos órgãos competentes (Agência Nacional de Aviação Civil – ANAC e Departamento de Controle do Espaço Aéreo – DECEA, no caso do Brasil). Ainda sobre os levantamentos costeiros com uso de VANTS, para trabalhos que envolvam monitoramento, recomendamos o uso de pontos de controle fixos (instalados de forma permanente). Isso diminuiu o esforço de campo a cada coleta e minimiza a perda dessas referências por vandalismo.

A análise geoespacial do sistema hidrogeomorfológico seria facilitada caso se utilizasse uma mesma base topográfica digital de alta resolução e precisão. Para tanto, um modelo digital de elevação adquirido através de sistema LiDAR aerotransportado viabilizaria uma modelagem integrada para a extração da rede de drenagem, bem como modelagem de inundação. Inclusive, isso ampliaria os tipos de modelos aplicáveis, como cálculos de escoamento superficial (*runoff*) ou ainda cenários de inundação composta. No entanto, conforme apontado na revisão bibliográfica, o emprego de modelos digitais de superfície de alta resolução, como os gerados por instrumentação LiDAR, requerem uma série de cuidados na fase de pré-processamento quando aplicados à modelagem hidrológica, garantindo a hidroconectividade e evitando *outliers* relativos ao tipo de varredura do sistema.

Ainda sobre a integração de dados, informações sobre a dinâmica de ondas poderiam ser incorporadas aos modelos gerados, como a adição de cálculos de *runup* aos cenários de subida do nível do mar ou projeções de seus efeitos erosivos, como nas metodologias apresentadas por Guimarães *et al.* (2015), Maia *et al.* (2016) e Klein *et al.* (2016). A identificação de padrões ciclogênicos, que promovem o empilhamento de água na costa e contenção do fluxo da lente de água doce no sistema praiado, podem ser cruzados com os dados do nível freático através

da análise de vorticidade abordada por Parise *et al.* (2009) e Machado & Calliari (2016). Avaliações sobre a vulnerabilidade e riscos a área de estudo poderiam ser quantificadas ao integrar no SIG camadas socioeconômicas e/ou ambientais, conforme visto nos trabalhos de Lins-de-Barros & Muehe (2010), Germani *et al.* (2015) e Aguiar *et al.* (2019). Os impactos sobre a infraestrutura de transporte e sanitária (especialmente rede de esgotamento doméstico e pluvial) poderiam compor uma análise de risco, levando em conta as projeções do nível freático.

A implantação de uma rede de poços de monitoramento com uso de sistemas-sensores de baixo custo poderia ampliar consideravelmente o entendimento sobre o comportamento do nível freático raso em áreas costeiras. O sistema-sensor baseado na plataforma Arduino® pode ainda incluir alimentação por placa solar, o que minimizaria o esforço por manutenção de energia, além de acesso aos dados via rede de dados por telefonia móvel (GSM GPRS shield), o que facilitaria o estabelecimento de um sistema de monitoramento de alta frequência e com baixo custo associado. No caso da área de estudo, um monitoramento contínuo poderia identificar, por exemplo, a influência do fenômeno ENSO sobre o aquífero, tanto em ciclos *El Niño* (maior volume precipitado) quanto *La Niña* (estiagem).

5.3. Conclusões

O emprego de métodos geoespaciais para a análise hidrogeomorfológica da barreira Holocênica foi exitoso. A macrodrenagem obtida através de Modelo Digital de Elevação (MDE) de média resolução permitiu a extração da rede de drenagem, inclusive identificando e particularizando dois padrões: um associado aos cordões litorâneos regressivos (padrão predominantemente paralelo); e outro formado pelos pacotes eólicos na forma de lençóis transgressivos (padrão predominantemente dendrítico). Mesmo com a morfologia de baixa amplitude topográfica e pequena declividade, ainda foi possível distinguir a orientação de fluxos superficiais, áreas de recarga e retenção relacionadas ao sistema de cristas e cavas dunares, elementos que viabilizaram a delimitação das microbacias costeiras.

Já o MDE de alta resolução, obtido com uso de Veículo Aéreo Não Tripulado e técnica computacional *Structure-from-Motion* (SfM), permitiu a avaliação espacial das áreas com maior potencial de inundação costeira através da abordagem *bathub*. O ajustamento do bloco fotogramétrico, com pontos de controle de alta precisão, e a adoção de procedimentos que garantissem a hidroconectividade da superfície digital, foram decisivos para a correta implementação do modelo. A partir

das projeções de subida do nível do mar propostas pelo IPCC, foi possível estabelecer cenários com diferentes níveis de impacto, onde o seccionamento do cordão de dunas frontais através de via de acesso e calhas dos canais de drenagem (sangradouros) viabiliza a intrusão marinha ao interior da área urbana. Foi identificado um limiar topográfico de 40 cm, cota de projeção que impacta grande parte dos terrenos baixos do Balneário Cassino.

O monitoramento do nível freático em alta frequência, executado com o sistema-sensor eletrônico, foi fundamental para identificar a contribuição de diferentes componentes da sua variação. Como esperado, a precipitação é o componente principal na regulação freática ao longo do ano. No entanto, atuando de forma secundária, variáveis meteo-oceanográficas, como ondas e ventos, contribuem na oscilação mesmo a quase 2 km da linha de costa. A superfície freática digital, confeccionada através da interpolação de medições realizadas por método GPR, demonstrou que há significativa variação sazonal da profundidade do nível freático ao longo da área de estudo. Essas variações possuem um forte componente topográfico, indicando que a suscetibilidade a alagamentos no Balneário Cassino tem relação direta com o estreitamento da zona vadosa, especialmente nos meses com os maiores pulsos de infiltração e recarga.

Os resultados obtidos demonstram que as suscetibilidades hidrogeomorfológicas do Balneário Cassino possuem uma estreita relação com as condições naturais do sistema deposicional progradante. A ocorrência de alagamentos e inundações costeiras, que já atingem o balneário, está associada à configuração das águas subterrâneas, ao regime de precipitação, ao substrato arenoso, a morfologia de cristas e cavas que condiciona o sistema de drenagem, além da exposição da costa do RS a episódios de alta energia. A combinação desses elementos morfológicos e hidrológicos, quando submetidos aos cenários de mudanças climáticas, magnifica tais ocorrências e eleva a vulnerabilidade urbana.

Neste sentido, o desenho urbano na forma de quadras regulares, a expansão através de novos loteamentos sobre terrenos baixos propensos a alagamentos ou expostos a ação marinha, a ausência de reservatórios de amortecimento das cheias, como bacias de retenção, além da limitada infraestrutura de escoamento das águas pluviais, estabelecem uma conjuntura de alta vulnerabilidade socioeconômica e baixa resiliência frente aos atuais e futuros danos provenientes da ação hidrológica (chuvas intensas, inundações diretas e indiretas) sobre a geomorfologia suscetível da barreira Holocênica da PCRS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Nacional de Aviação Civil – ANAC. 2017. *Regras sobre uso de drones*. Disponível em: <<http://www.anac.gov.br/assuntos/paginas-tematicas/drones>>. Acesso em: 14 de maio de 2017.
- Agisoft. 2016. *Agisoft PhotoScan User Manual: Professional Edition*, V. 1.2. Disponível em: <http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_2_en.pdf>. Acesso em: 04 de dez. de 2016.
- Aguiar, L. D. S., Amaro, V. E., Victor, P., & Luis, A. 2018. Geotecnologias de baixo custo aplicadas à avaliação de risco por inundação em áreas urbanas costeiras em cenários de mudanças climáticas. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 42, 1, p. 267-290.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., Souza, M. C. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*, 25, 486-506.
- Antonioli, F.; Anzidel, M.; Amorosi, A.; LO presti, V.; Mastronuzzi, G.; Deiana, G.; De Falco, G.; Fontana, A.; Fontolan, G.; Lisco, S.; Marsico, A.; Moretti, M.; Orrù, P.E.; Sannino, G.M.; Serpelloni, E. & Vecchio, A. 2017. Sea-level rise and potential drowning of the Italian coastal plains: Flooding risk scenarios for 2100. *Quaternary Science Reviews*, n. 158, p. 29-43.
- Araújo, G. H. S.; Almeida, J. R.; Guerra, A. J. T. 2009. Ambiente Urbano e Industrial. In: Araújo, G. H. S.; Almeida, J. R. & Guerra, A. J. T. *Gestão ambiental de áreas degradadas*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand. p. 63-73.
- Ávila, C.L. 2012. *Estudo do comportamento do fluxo subterrâneo, sua interação com a intrusão salina e com os fenômenos atmosféricos típicos da região – aplicação à praia do Cassino, Brasil*. Rio Grande, 86 p. Dissertação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- Ballesteros, C., Jiménez, J. A., & Viavattene, C. 2018. A multi-component flood risk assessment in the Maresme coast (NW Mediterranean). *Natural Hazards*, 90 (1), 265–292.
- Barber, C. P. & Shortridge, A. 2005. Terrain representation, scale, and hydrologic modeling: does LiDAR make a difference?. *Autocarto*, 03, 16 p.
- Barry, R.G. & Chorley, R.J. 2013. *Atmosfera, tempo e clima*. 9.ed. Porto Alegre: Bookman. p. 427-472.
- Beucher, S. 1982. Watersheds of functions and picture segmentation. *Acoustics, Speech, and Signal Processing*, IEEE International Conference on ICASSP '82, 4 p.
- Boak, E.H. & Turner, I. L. 2005. Shoreline Definition and Detection: A review. *Journal of Coastal Research*, 21, 4, p. 688–703.
- Buffin-Bélanger, T., Demers, S., & Montané, A. 2017. Hydrogeomorphology: Recognition and Evolution of the Flood Phenomenon. *Floods*, 1, p. 167–191.
- Bush, D. M.; Neal, W. J.; Young, R. S. & Pilkey, O. H. 1999. Utilization of geoindicators for rapid assessment of costal-hazard risk and mitigation. *Ocean & Coastal Management*, v. 42, p. 647-670.
- Bush, D. M.; Pilkey, O. H. & Neal, W. J.. 2001. Coastal topography, human impact on. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, v.1, p. 480-489.
- Calliari, L. J. & Klein, A. 1993. Características morfodinâmica e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em Geociências*, v. 20 (1), p. 48–56.

Camarasa-Belmonte, A.M. & Soriano-García, J. 2012. Flood risk assessment and mapping in peri-urban Mediterranean environments using hydrogeomorphology. Application to ephemeral streams in the Valencia region (eastern Spain). *Landscape and Urban Planning*, 104, p. 189-200.

Canholi, Al. P. 2013. *Drenagem Urbana e controle de enchentes*. São Paulo: Oficina de Textos, 302 p.

Caribbean Handbook on Risk Management. 2017. EO sources of Digital Elevation Models. Disponível em: <<http://www.charim.net/datamanagement/32>>. Acesso em: 22 de abril de 2017.

Casella, E.; Rovere, A.; Pedroncini, A.; Mucerino, L.; Casela, M.; Cusati, L.A.; Vacchi, M.; Ferrari, N. & Firpo, M. 2014. Study of wave runup using numerical models and low-altitude aerial photogrammetry: A tool for coastal management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 149, p. 160-167.

Christopherson, R.W. 2012. *Geossistemas: uma introdução à Geografia Física*. 7.ed. Porto Alegre: Bookman, p. 495-527.

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 Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York.

Clapuyt, F.; Vanacker, V. & Oost, K.V. 2016. Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology*, 260, p. 4–15.

Colomina, I. & Molina, P. 2014. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 92, p. 79–97.

Cozannet, G.L.; Rohmer, J.; Cazenave, A.; Idier, D.; Van De Wal, R.; Winter, R.; Pedreros, R.; Balouin, Y.; Vinchon, C. & Oliveros, C. 2015. Evaluating uncertainties of future marine flooding occurrence as sea-level rises. *Environmental Modelling & Software*, 73, p. 44-56.

Danielson, J.J.; Poppenga, S.K.; Brock, J.C.; Evans, G.A.; Tyler, D.J.; Gesch, D.B.; Tatcher, C.A. & Barras, J.A. 2016. Topobathymetric Elevation Model Development using a New Methodology: Coastal National Elevation Database. *Journal of Coastal Research*, 76, p. 75-89.

Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Rosa, M.L.C.C.; Caron, F. & Sawakuchi, A.O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sealevel changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, 390, p. 106-119.

Emmanuel, L.; Rafélis, M. & Pasco, A. 2014. *82 resumos geológicos*. São Paulo: Oficina de Textos, 264 p.

Environmental Systems Research Institute – ESRI. 2003. Mean Sea Level, GPS, and the Geoid. Disponível em: <<http://www.esri.com/news/arcuser/0703/geoid1of3.html>>. Acesso em: 18 de março de 2017.

Environmental Systems Research Institute – ESRI. 2010. *Geostatistical Analyst Tutorial. Manual ESRI*, 57 p.

Environmental Systems Research Institute – ESRI. 2016. *The ArcGIS® Imagery Book: New View. New Vision*. Estados Unidos: Esri Press, 180 p.

Federal Emergency Management Agency – FEMA. 2005. *Wave Runup and Overtopping: FEMA Coastal Flood Hazard Analysis and Mapping Guidelines Focused Study Report*. Disponível em: <https://www.fema.gov/media-library-data/20130726-1541-20490-9494/frm_p1wave2.pdf>. Acesso em: 05 de dezembro de 2016.

Federal Emergency Management Agency – FEMA. 2009. *Mapping the Zone: Improving Flood Map Accuracy*. Washington: The National Academies Press, 2009. 137 p.

Ferguson, G. & Gleeson, T. 2012. Vulnerability of coastal aquifers to groundwater use and climate change. *Nature Climate Change*, vol. 2, 4 p.

Fernandes, C.E.M. 2007. *Fundamentos de física para Geociências - volume 1: campo terrestre gravítico, deformacional e hidrodinâmico*. Rio de Janeiro: Interciência, 154 p.

Figueiredo, S. A. & Calliari, L. J. 2005. Sangradouros: distribuição espacial, variação sazonal, padrões morfológicos e implicações no Gerenciamento Costeiro. *Gravel*, 3,p.47-57.

Figueiredo, S. A.; Germani, Y. F.; Albuquerque, M. G. & Calliari, L. J. 2015. Instabilidade e impacto antrópico no campo de dunas da praia do Cassino. In: *ANAIS DO XV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA, Ecodiversidade e sua sustentabilidade no Quaternário*, volume 2, número 1.

Flick, R.E.; Chadwick, B.; Briscoe, J. & Harper, K.C. 2012. “Flooding” versus “inundation”. *American Geophysical Union – Eos*, vol. 93, nº 38.

Florinsky, I.V. 2012. *Digital terrain analysis in soil science and geology*. Inglaterra: Academic Press, p. 7-16.

Garrison, T. 2010. *Fundamentos de Oceanografia*. São Paulo: Cengage, p. 235-261.

Germani, Y. F., Figueiredo, S. A. De, & Tagliani, C.R.A. 2015. Vulnerabilidade costeira e perda de ambientes devido à elevação do nível do mar no litoral sul do Rio Grande do Sul. *Gestão Costeira Integrada*, 15 (1), p. 121–131.

Gesch, D. B. 2009. Analysis of Lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to Sea-Level Rise. *Journal of Coastal Research*, SI 53, 49-58.

Gesch, D., Palaseanu-Lovejoy, M., Fletcher, C., Kottermair, M., Barbee, M., & Jalandoni, A. 2019. Inundation Exposure Assessment for Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands Using a High-Accuracy Digital Elevation Model. *Remote Sensing*, 12, 154, *no prelo*.

Ghilani, C. D. & Wolf, P. R. 2013. *Geomática*. 13ª.ed. São Paulo: Pearson, 672 p.

Global Facility for Disaster And Recovery – GFDRR. 2015. *Digital Elevation Models: A guidance Note on how Digital Elevation Models are created and used – includes key definitions, sample Terms of reference and how best to plan a DEM-mission*. Disponível em: <<https://opendri.org/wp-content/uploads/2016/06/Digital-Elevation-Models-10-23-15-web.pdf>>. Acesso em: 14 de maio de 2017.

Glover, R. E. 1959. The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*, v. 64, 4, 3 p.

Godolphim, M. F. 1985. Paleografia da Região do Cassino no Município de Rio Grande, BR. *Pesquisas em Geociências*, 17.

Goerl, R. F., Kobiyama, M., & Santos, I. Dos. 2012. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(2), 103–111.

- Gomez, C.; Oguchi, T. & Evans, I.S. 2016. Quantitative geomorphology with geographical information systems (GIS) for evolving societies and science. *Geomorphology*, 260, p. 1–3.
- Gonçalves, J.A. & Henriques, R. 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, p. 101–111.
- Goulart, E. S. & Calliari, L. J. 2011. Morfodinâmica da zona de arrebenção na praia do Cassino em eventos de maré meteorológica. In: *ANAIS DO XIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA*.
- Goulart, E. S. & Calliari, L. J. 2015. Eventos de inundação na praia do Cassino - RS. In: *ANAIS DO XV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA*.
- Goulart, E. S. 2014. *Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praiado com múltiplos bancos*. Rio Grande, 143 p. Tese de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica da Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- Gregory, K. J. 1979. Hydrogeomorphology: how applied should we become? *Progress in Physical Geography*, 3, 84, p. 84-101.
- Gribbin, J. E. 2016. *Introdução a hidráulica, hidrologia e gestão das águas pluviais*. São Paulo: Cengage Learning, p. 161-202.
- Gruber, S. & Peckham, S. 2009. Land-surface parameters and objects in Hydrology. In: Hengl, T. & Reuter, H. I. (Eds.). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, p. 171-194.
- Guedes, R.M.C.; Calliari, L.J. & Pereira, P.S. 2009. Morfodinâmica da praia e zona de arrebenção do Cassino, RS através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. *Pesquisas em Geociências*, 36 (2), p. 165-180.
- Guerra, A.T. & Guerra, A.J.T. 2015. *Novo dicionário Geológico-Geomorfológico*. 11ª.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 648 p.
- Guimarães, P. V., Farina, L., Toldo, E., Diaz-Hernandez, G., & Akhmatskaya, E. 2015. Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí Beach, Rio Grande do Sul, Brazil. *Coastal Engineering*, 95, p. 171–180.
- Hallegatte, S.; Green, C.; Nicholls, R.J. & Corfee-Morlot, J. 2013. Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3, 802–806, 5 p.
- Hengl, T.; Evans, I.S. 2009. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. In: Hengl, T.; Reuter, H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, p. 31-64.
- Hoover, D.J.; Odigie, K.O.; Swarzenski, P.W. & Barnard, P. 2017. Sea-level rise and coastal groundwater inundation and shoaling at select sites in California, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 11, p. 234-249.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2008. *Recomendações para levantamentos relativos estáticos – GPS*. Brasília: IBGE, 35 p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2011. *Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 177 p.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2016. *MAPGEO 2015*. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/oquee_geoide.shtm/>. Acesso em: 16 de abril 2016.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2018. *Relatório de reajustamento da rede altimétrica com números geopotenciais REALT-2018*. Brasília: IBGE, 55 p.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2019. *Dados Censitários 2010 e estimativas populacionais*. Disponível em: <<http://censo2010.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 14 de novembro 2019.

Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. 2013. *Fifth Assessment Report: Working Group I - The Physical Science Basis (WGI)*. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>>. Acesso em: set. 2016.

Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. 2014a. *Fifth Assessment Report: Climate change synthesis report*. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/>>. Acesso em: setembro 2016.

Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. 2014b. *Fifth Assessment Report: Work Group II - Impacts adaptation and vulnerability (WGII)*. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/>>. Acesso em: setembro 2016.

Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. 2018. *Global Warming of 1.5°C*. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/sr15/download/>>. Acesso em: dezembro de 2019.

Jagalingam, P.; Akshaya, B.J. & Hegde, A.V. 2015. Bathymetry Mapping Using Landsat 8 Satellite Imagery. *Procedia Engineering*, 116, p. 560–566.

Jensen, J. R. 2009. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. São José dos Campos: Parêntese, 598 p.

Jornal Agora – JA . Forte ressaca causa novo acúmulo de lama na praia, 2009.

Jornal Agora – JA. Avanço de frente fria provoca ressaca no Cassino, 2014.

Jornal Agora – JA. Lama se aproxima das dunas na praia do Cassino, 2015.

Jornal Agora – JA. Mar avança e chega próximo a residências, 2016.

Jornal Agora – JA. Ressaca deixou praia do Cassino intransitável sexta-feira, 2010.

Jornal Agora – JA. Ressaca deve permanecer até sábado de manhã, 2013.

Jornal Agora – JA. Ressaca faz água do mar invadir ruas do Cassino, 2011.

Klein, A. H. da F., Prado, M. F. V., Dalinghaus, C., & Camargo, J. M. 2016. *Metodologia para quantificação de perigos costeiros e projeção de linhas de costa futuras como subsídio para estudo de adaptação das zonas costeiras: Litoral norte da Ilha de Santa Catarina e entorno*. MMA, Vol. 1, 252 p.

Kruel, S. 2016. The Impacts of Sea-Level Rise on Tidal Flooding in Boston, Massachusetts. *Journal of Coastal Research*: v. 32, 6, p. 1302-1309.

Lang, S. & Blaschke, T. 2009. *Análise da paisagem com SIG*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 41-81.

Larour, E., Seroussi, H., Adhikari, S., Ivins, E., Caron, L., Morlighem, M., & Schlegel, N. 2019. Slowdown in Antarctic mass loss from solid Earth and sea-level feedbacks. *Science*, 364 (6444).

Leal Alves, D. C. & Oliveira, U. R. 2011. Mapeamento da área construída sobre dunas entre os anos de 2002, 2006 e 2009 no loteamento Atlântico Sul, Rio Grande (RS). In: *ANAIS DO XXXI ENCONTRO ESTADUAL DE GEOGRAFIA*. Rio Grande: Editora da FURG, p. 711-720.

Leal Alves, D. C. 2013. *Análise da vulnerabilidade nos balneários Querência-Atlântico Sul e Hermenegildo (RS) a partir de indicadores geomorfológicos e antrópicos*. Rio Grande, 121 p. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande – FURG.

Leal Alves, D. C.; Espinoza, J. M. A.; Albuquerque, M. G.; Gonzaga, B. A.; Westphalen, A. B. & Weschenfelder, J. 2019. Modelo topobatimétrico da desembocadura da Lagoa dos Patos e planície costeira adjacente (Brasil) obtido através de dados dos sensores ALOS-PRISM e Landsat 8-OLI. In: Roque, A. C.; Paula, D. P.; Dias, J. A.; Fonseca, L. C.; Rodrigues, M. A. C.; Albuquerque, M. G. & Pereira, S. D. (Eds.) *Saindo da Zona de Conforto: A Interdisciplinaridade das Zonas Costeiras*. Rede BRASPOR, VIII, p.454-463.

Leal Alves, D. C.; Espinoza, J. M. A.; Albuquerque, M. G.; Silva, M. B.; Fontoura, J. S.; Serpa, C. & Weschenfelder, J. 2018. Bathymetry estimation by orbital data of OLI sensor: A case study of the Rio Grande Harbor, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI, 85, p. 51-55.

Lélis, R. J. F. & Calliari, L. J. 2004. Historical shoreline changes near lagoonal and river stabilized inlets in Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39, p. 301-305.

Leon, J.X.; Heuvelink, G.B.M. & Phinn, S.R. 2014. Incorporating DEM Uncertainty in Coastal Inundation Mapping. *PLoS ONE*, 9 (9), 12 p.

Li, J. & Heap, A. 2014. Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences: a review. *Environmental Modelling & Software*, 17 p.

Li, Z.; Zhu, Q. & Gold, C. 2005. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. Estados Unidos: CRC Press, p. 267-284.

Lichter, M. & Felsenstein, D. 2012. Assessing the costs of sea-level rise and extreme flooding at the local level: A GIS-based approach. *Ocean & Coastal Management*, 59, p.47-62.

Lins-de-Barros, F. M., & Muehe, D. 2010. Avaliação local da vulnerabilidade e riscos de inundação na zona costeira da Região dos Lagos, Rio de Janeiro. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 02 (1), p. 55-66.

Long, T. & Paim, P. S. 1987. Modelos de evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos RS. In: *ANAIS DO 1º CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA*, Porto Alegre (1), p. 227–248.

Longley, P. A.; Goodchild, M. F.; Maguire, D. J. & Rhind, D. W. 2013. *Sistemas e Ciência da Informação Geográfica*. 3ª.ed. Porto Alegre: Bookman, 540 p.

Machado, A. A., & Calliari, L. J. 2016. Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 75, p. 1182–1186.

- Machado, A. A.; Calliari, L. J.; Melo, E. & Klein, A. H. F. 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, n. 5, p. 105-114.
- Maia, N. Z.; Calliari, L. J. & Nicolodi, J. L. 2016. Analytical model of sea level elevation during a storm: Support for coastal flood risk assessment associated with cyclone passage. *Continental Shelf Research*, 124, p. 23–34.
- Maier, E. B.; Costi, J.; Barreira, S. & Simões, J.C. 2016. Precipitação na América do Sul: médias climáticas e padrões da variabilidade no período entre 1979 e 2008. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 9, nº 1, 15 p.
- Martínez-Graña, A.; Boskib, T.; Goya, J. L.; Zazoc, C. & Dabrio, C. J. 2016. Coastal-flood risk management in central Algarve: Vulnerability and flood risk indices (South Portugal). *Ecological Indicators*, n. 71, p. 302-316.
- Masterson, J.P.; Fienen, M.N.; Thielier, R.; Gesch, D.B.; Gutierrez, B.T. & Plant, N.G. 2014. Effects of sea-level rise on barrier island groundwater system dynamics – ecohydrological implications. *Ecohydrology*, 7, p. 1064-1071.
- Menezes, P.M.L. & Fernandes, M.C. 2013. *Roteiro de Cartografia*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 193-222.
- Miguez, M. G.; Di Gregorio, L. T.; & Veról, A. P. 2018. *Gestão de riscos e desastres hidrológicos*. Rio de Janeiro: Elsevier, 340 p.
- Ministério da Integração Nacional – MIN. 2013. *Relatório de Gestão do Exercício 2012*. Secretaria de Desenvolvimento Regional. Brasília: MIN, 178 p.
- Ministério do Meio Ambiente – MMA. 2004. *Projeto Orla: manual de gestão*. Brasília: MMA/MPOG, 2004.
- Ministério do Meio Ambiente – MMA. 2016a. *Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima Sumário executivo*. Brasília: MMA, 2016a.
- Ministério do Meio Ambiente – MMA. 2016b. *Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima - Volume I: Estratégia geral*. Brasília: MMA, 2016b.
- Ministério do Meio Ambiente – MMA. 2016c. *Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima - Volume II: estratégias setoriais e temáticas*. Brasília: MMA, 2016c.
- Monico, J.F.G. 2008. *Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações*. 2ª.ed. São Paulo: Editora UNESP, 475 p.
- Moraes, A. C. R. 2007. *Contribuições para a gestão da zona costeira do Brasil: elementos para uma Geografia do litoral brasileiro*. São Paulo: Annablume, p. 205-222.
- Muehe, D. & Klumb-Oliveira, L. 2014. Deslocamento da linha de costa versus mobilidade praial. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5 (2), p. 121–124.
- Muehe, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. 2004. In: Ministério do Meio Ambiente – MMA. *Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão*. Brasília: MMA, p. 11-30.
- Muehe, D. Erosão costeira, mudança do clima e vulnerabilidade. 2013. In: Guerra, A. J. T. & Jorge, M. C. O. (Org.). *Processos erosivos e recuperação de áreas degradadas*. São Paulo: Oficina de Textos, pg. 160-190.

- Muehe, D. Geomorfologia costeira. 2005. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (Org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 6.ed. Rio de Janeiro: Bertrand, p. 253-308.
- Murdukhayeva, A.; August, P.; Bradley, M.; Labash, C. & Shaw, N. 2013. Assessment of inundation risk from Sea Level Rise and storm surge in Northeastern Coastal National Parks. *Journal of Coastal Research*, 29, p. 1-16.
- National Aeronautics and Space Administration – NASA. 2019. Global Climate Change: Sea Level. Disponível em: <<https://climate.nasa.gov/vital-signs/sea-level/>>. Acesso em: 19 out. 2019.
- National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. 2015. *Digital Coast Sea Level Rise and Coastal Flooding Impacts Viewer*. NOAA Office for Coastal Management, 14 p.
- National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. 2016. *Sea Level Trends*. Disponível em: <<https://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/sltrends.html>>. Acesso em: 17 setembro de 2016.
- National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. 2017. *Detailed Method for Mapping Sea Level Rise Inundation*. Disponível em: <<https://coast.noaa.gov/data/digital-coast/pdf/slr-inundation-methods.pdf>>. Acesso em 16 de março de 2017.
- Nicholls, R.J.; Hanson, S.E.; Lowe, J.A.; Warrick, R.A.; Lu, X. & Long, A.J. 2014. Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. *WIREs Climate Change*, 5, p. 129-150.
- Nicolodi, L.J. & Petermann, R.M. 2010. Mudanças Climáticas e a Vulnerabilidade da Zona Costeira do Brasil: Aspectos ambientais, sociais e tecnológicos. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 10 (2), p. 151-177.
- Nordstrom, K. F. 2010. *Recuperação de praias e dunas*. São Paulo: Oficina de textos, 263 p.
- Núcleo de Educação e Monitoramento Ambiental – NEMA. 2008. *Dunas costeiras: manejo e conservação*. Rio Grande: NEMA, 32 p.
- Olaya, V. Basic Land-Surface Parameters. 2009. In: Hengl, T. & Reuter, H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, p. 141-170.
- Pacheco, A.; Horta, J.; Loureiro, C. & Ferreira, Ó. 2015. Retrieval of nearshore bathymetry from Landsat 8 images: A tool for coastal monitoring in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*, 159, p. 102–116.
- Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas – PBMC. 2016. *Impacto, vulnerabilidade e adaptação das cidades costeiras brasileiras às mudanças climáticas: Relatório Especial do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas*. Rio de Janeiro, 184 p.
- Palacios-Vélez, O. L. & Cuevas-Renaud, B. 1986. Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. *Journal of Hydrology*, 86, p. 299–314.
- Paprotny, D. & Terefenko, P. 2017. New estimates of potential impacts of sea level rise and coastal floods in Poland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, n. 85, p. 1249–1277.
- Parise, C. K.; Calliari, L. J. & Krusche, N. 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57, p. 175-188.
- Pavlopoulos, K.; Evelpidou, N. & Vassilopoulos, A. 2009. *Mapping geomorphological environments*. Berlim: Springer, 247 p.

- Peckham, S.D. 2009. Geomorphometry and Spatial Hydrologic Modelling. In: Hengl, T. & Reuter, H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, p. 3-30.
- Pereira, P.S. 2010. *Morfodinâmica da praia do Cassino (RS): variabilidade temporal dos bancos arenosos e alteração das ondas pela presença de depósitos lamíticos*. Rio Grande, 131 p. Tese de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica da Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- Pike, R.J.; Evans, I.S. & Hengl, T. 2009. Geomorphometry: A Brief Guide. In: Hengl, T. & Reuter, H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Holanda: Elsevier, p. 141-170.
- Ponz, V.R.A. 2004. Sedimentação Marinha. In: Neto, J.A.B.; Ponzi, V.R.A.; Sichel, S.E. *Introdução à Geologia Marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, p. 219-242.
- Poppenga, S. & Worstell, B. 2015. Evaluation of airborne Lidar elevation surfaces for propagation of coastal inundation: the importance of hydrologic connectivity. *Remote Sensing*, 7, p. 11695-11711.
- Poppenga, S.K. & Worstell, B.B. 2016. Hydrologic Connectivity: Quantitative Assessments of Hydrologic-Enforced Drainage Structures in an Elevation Model. *Journal of Coastal Research*, SI 76, p. 90-106.
- Poulter, B. & Halpin, P.N. 2008. Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science*, v. 22, 2, p.167-182.
- Prefeitura Municipal do Rio Grande – PMRG. 2012. Relatório final do manejo das dunas: veraneio 2011/2012. Rio Grande: SMMA, 34 p.
- Richards, K. 1988. Fluvial geomorphology. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, v. 12, 3, p. 435-456.
- 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, p. 61-68
- Rotzoll, K. & Fletcher, C.H. 2013. Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise. *Nature Climate Change*, v. 3, p. 477–481.
- Rovere, A., Stocchi, P., & Vacchi, M. 2016. Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports*, 2(4), p. 221–231.
- Safe Software. 2014. *17 ways to be a raster master*. Disponível em: <<https://www.safe.com/blog/2014/07/raster-master/>>. Acesso em: 16 de maio de 2017.
- Scheidegger, A. E. 1973. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20, p. 193-215.
- Schimid, K.; Hadley, B. & Waters, K. 2014. Mapping and Portraying Inundation Uncertainty of Bathtub-Type Models. *Journal of Coastal Research*, 30, 3, p. 548-561.
- Seeliger, U. & Costa, C. S. B. 2010. As dunas costeiras adjacentes ao estuário. In: Seeliger, U. & Odebrecht, C. (oed.). *O Estuário da Lagoa dos Patos: um Século de Transformações*. Rio Grande: Editora da FURG, p. 137-146.
- Seenath, A.; Wilson, M. & Miller, K. 2016. Hydrodynamic versus GIS modelling for coastal flood vulnerability assessment: Which is better for guiding coastal management? *Ocean & Coastal Management*, n. 120, p. 99-109.

- Serpa, C. G.; Romeu, M. A. R.; Fontoura, L. A. S.; Calliari, L. J.; Melo, E. & Albuquerque, M. G. 2011. Study of the responsible factors for the closure of an intermittent washout during a storm surge, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64, p. 2068-2073.
- Serpa, C.G.; Fontoura, J.A.S.; Calliari, L.J.; Albuquerque, M.G. & Baldez, A.I. Resultados preliminares do monitoramento em regime de alta frequência de um sangradouro na Praia do Cassino, Brasil – gênese e extinção. Repositório acadêmico da FURG.
- Serreze, M. C., & Meier, W. N. 2019. The Arctic's sea ice cover: trends, variability, predictability, and comparisons to the Antarctic. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), p. 36–53.
- Sidle, R. C. & Onda, Y. 2004. Hydrogeomorphology: Overview of an emerging science. *Hydrological Processes*, 18 (4), p. 597–602.
- Silva, C.G.; Patchineelam, S.M.; Neto, J.A.B. & Ponzi, V.R.A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: Neto, J.A.B.; Ponzi, V.R.A. & Sichel, S.E. *Introdução à Geologia Marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, p. 219-242.
- Silva, T. R. 2019. *Precipitação em Rio Grande - RS (1913-2016): Análise descritiva e da variabilidade*. Rio Grande, 90 p. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- Smith, M.J.; Edwards, E.P.; Priestnall, G. & Bates, P. 2006. Exploitation of new data types to create digital surface models for flood inundation modelling. *Flood Risk Management Research Consortium – FRMRC/UK*.
- Souza, C. R. G. 2004. Risco a inundações, enchentes e alagamentos em regiões costeiras. In: *ANAIS DO SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS*. Florianópolis: UFSC, p. 231-247.
- Sreeja, K. G., Madhusoodhanan, C. G., & Eldho, T. I. 2016. Coastal zones in integrated river basin management in the West Coast of India: Delineation, boundary issues and implications. *Ocean and Coastal Management*, 119, p. 1–13.
- Suguió, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 181-200.
- Tarboton, D. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, v. 33, n°. 2, p. 309-319.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 2000. O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*, p. 375-406.
- Turner, I.L.; Harley, M.D. & Drummond, C.D. 2016. UAVs for coastal surveying. *Coastal Engineering (Short communication)*, 114, p. 19–24.
- Valeriano, M. M. 2008. Dados topográficos. In: Florenzano, T. G. (Org.). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 73-104.
- Viles, H. 2016. Technology and geomorphology: Are improvements in data collection techniques transforming geomorphic science? *Geomorphology*, 270, p. 121–133.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. 1995. *Geologia costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CECO/UFRGS, 45 p.

- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. 2006. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. In: Becker, F. G.; Ramos, R. A. & Moura, L. A. (Org.). *Biodiversidade. Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planície costeira do Rio Grande do Sul*. Brasília: MMA, 19 p.
- Vincent, L. & Soille, P. 1991. Watersheds in Digital Spaces: An efficient algorithm based on immersion simulations. *Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence – IEEE*, v. 13, 6, p. 583-598.
- Wadey, M.P.; Cope, S.N.; Nicholls, R.J.; Mchugh, K.; Grewcock, G. & Mason, T. 2015. Coastal flood analysis and visualisation for a small town. *Ocean & Coastal Management*, 116, p. 237-247.
- Wahl, T., Jain, S., Bender, J., Meyers, S. D., & Luther, M. E. 2015. Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities. *Nature Climate Change*, 5 (12), p. 1093–1097.
- Wdowinski, S.; Bray, R.; Kirtman, B. P.; Wu, Z. 2016. Increasing flooding hazard in coastal communities due to rising sea level: Case study of Miami Beach, Florida. *Ocean & Coastal Management*, n. 126, p. 1-8.
- Webster, T.L.; Forbes, D.L; Dickie, S. & Shreenan, R. 2004. Using topographic lidar to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada. *Canadian Journal Remote Sensing*, v. 30, 1, p. 64–76.
- Yamamoto, J. K. & Landim, P. M. B. 2013. *Geoestatística: conceitos e aplicações*. São Paulo: Oficina de Textos, 216 p.
- Yunus, A. P.; Avtar, R.; Kraines, S.; Yamamuro, M.; Lindberg, F.; Grimmond, C.S.B. 2016. Uncertainties in Tidally Adjusted Estimates of Sea Level Rise Flooding (Bathtub Model) for the Greater London. *Remote Sensing*, 8, 366, 23 p.
- Zamboni, A. & Nicolodi, J. L. 2008. Macro diagnóstico da zona costeira e marinha do Brasil. Brasília: MMA, 243 p.