

Felipe Bublitz Bier

**ASPECTOS HIDRODINÂMICOS E SEDIMENTOLÓGICOS EM  
UM CANAL DE MARÉ: ESTUDO DE CASO DO CANAL DA  
BARRA DA LAGOA, FLORIANÓPOLIS - SC.**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Davide Franco

Florianópolis  
2018

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Bier, Felipe Bublitz

Aspectos hidrodinâmicos e sedimentológicos em um canal de maré: Estudo de caso do Canal da Barra da Lagoa, Florianópolis - SC / Felipe Bublitz Bier ; orientador, Davide Franco, 2018.

150 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, Florianópolis, 2018.

Inclui referências.

1. Engenharia Ambiental. 2. Canal de maré. 3. Modelagem hidrodinâmica. 4. Dissipação de energia. 5. Processos sedimentológicos. I. Franco, Davide. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.



**“Aspectos hidrodinâmicos e sedimentológicos em um canal de maré:  
Estudo de caso do Canal da Barra da Lagoa, Florianópolis - SC”**

**FELIPE BUBLITZ BIER**

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção de grau de

**MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

na Área de Engenharia Ambiental

Aprovado por:

---

Prof<sup>o</sup>. Davide Franco, Dr.  
(Orientador)

---

Prof<sup>o</sup>. Nilson Guiguer Junior, Dr.

---

Prof<sup>o</sup>. Felipe Mendonça Pimenta,  
Dr.

---

Rodrigo Campos de Andrade, Dr.

---

Prof<sup>a</sup>. Maria Eliza Nagel Hassemer, Dr<sup>a</sup>.  
Coordenadora do Curso

FLORIANÓPOLIS, SC – BRASIL  
MARÇO/2018





Este trabalho é dedicado aos meus familiares, meu porto seguro em meio a tantas tempestades.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que se dispuseram e que mostraram interessados em cooperar de alguma forma com o desenvolvimento desta pesquisa.

Em especial, agradeço ao prof. Davide Franco pela oportunidade de trabalhar em um ambiente agradável e aberto à troca de experiências, tal como o Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) proporciona;

Aos colegas de laboratório agradeço pelas inúmeras trocas de ideias durante esses anos de pesquisa: Alejandro, Victor, Anna, Thiago, Samuel, Priscila, Diego, Diogo e Marcus;

Agradeço à Letícia, pelo companheirismo e pela vontade em querer ajudar, mesmo mergulhando em mares não tão conhecidos;

À empresa DHI, agradeço por disponibilizar os modelos MIKE 21 e MIKE HYDRO River através do convênio formado com o LAHIMAR desde 2014;

À empresa Socioambiental Consultores Associados, que por meio do eng. Thiago Arcari, disponibilizou os dados de levantamento batimétrico ao longo do Canal da Barra da Lagoa, sem estas informações o estudo de modelagem desenvolvido nessa pesquisa seria inviável;

Aos colegas do Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) agradeço por disponibilizar os dados de níveis de água medidos, os quais foram essenciais para o desenvolvimento dessa pesquisa.



[...] Seria muito mais saudável para nós aprender a dançar a valsa da natureza ao invés de tentar mudar a música.

(Fabien Cousteau, 2014)



## RESUMO

O Canal da Barra da Lagoa é um canal de maré localizado na costa centro-leste de Florianópolis-SC que conecta a Lagoa da Conceição (laguna) ao oceano, desembocando no canto direito da Praia da Barra da Lagoa. Os efeitos das marés na embocadura externa do canal são os principais responsáveis pela regulação dos níveis de água no interior da laguna, sendo que a onda de maré, ao adentrar no estuário, sofre resistência devido ao atrito de fundo, ocasionando perda de sua energia ao longo do canal. A atenuação no sinal da onda de maré pode ser verificada pelo fato que a amplitude da variação dos níveis de água no interior da laguna é menor que no oceano. A compreensão do comportamento das correntes que ocorrem em um canal de maré, as quais são provocadas pela diferença entre os níveis de água internos e externos, é de fundamental importância, uma vez que são os principais responsáveis pelas trocas de massas de água e biológicas entre água salgada do mar e água doce continental. Sendo assim, as velocidades de correntes no canal são consideradas como um agente efetivo no processo de transporte de sedimentos, renovação e qualidade das águas no estuário. Com o objetivo de investigar os padrões hidrodinâmicos que ocorrem na área de estudo, realizou-se uma caracterização deste ambiente a partir da análise dos dados ambientais disponíveis, compreendendo dados de níveis de água, correntes, meteorológicos (ventos, temperatura do ar, precipitação e umidade relativa) e de qualidade de água (salinidade e temperatura da água). Com base nessa caracterização, desenvolveu-se um estudo de modelagem numérica realizando simulações de 4 meses, correspondentes ao período entre Out-2013 e Jan-2014. Os modelos utilizados foram MIKE 21 (bidimensional) e MIKE HYDRO River (unidimensional). Avaliou-se a influência do coeficiente de rugosidade de fundo (Manning) sobre a hidrodinâmica no canal, por meio de uma análise de sensibilidade. Com base na granulometria dos sedimentos de fundo do canal, composto principalmente por areias médias/finas, foi estimado o valor de 0,036 para o coeficiente de Manning. Com a finalidade de avaliar a influência deste parâmetro, foi simulado um acréscimo hipotético para 0,045 e 0,055; resultando em um decréscimo nas velocidades de corrente no canal de 13% e 24%, respectivamente. Também foi estudada a capacidade do canal em atuar como um filtro de maré, avaliando a atenuação dos níveis de água e das intensidades de correntes ao longo do canal. Verificou-se que uma onda de maré que adentra o Canal da Barra da Lagoa sofre atenuação média de 89% de sua energia ao chegar na laguna. A partir dos resultados obtidos no estudo de modelagem, foi possível identificar as áreas com

maior tendência a sofrer erosão, relacionando as máximas velocidades de corrente simuladas com os valores de referência de metodologias consolidadas. Identificou-se que, para os tipos de sedimentos presentes no canal, os processos erosivos no fundo acontecem a partir das velocidades de corrente acima de 0,4 m/s.

**Palavras-chave:** Canal de maré, modelagem hidrodinâmica, dissipação de energia, processos sedimentológicos.



## ABSTRACT

The Barra da Lagoa's Channel it is an inlet channel located on the east-central coast of Florianópolis-SC that connects Lagoa da Conceição (lagoon) to the ocean, ending up into the right corner of Barra da Lagoa's beach. The tidal effects on the external mouth of the channel are the main responsible for the water levels regulation inside of the lagoon, wherein when the tidal wave enter through the channel's mouth suffers resistance due to bottom roughness friction, causing loss of its energy along the channel. The tidal wave signal attenuation can be verified by the fact that the amplitude of the water level variation inside of the lagoon is smaller than in the ocean. The understanding of the currents behavior that occur in an inlet channel, which are caused by the difference between internal and external water levels, is of fundamental importance, regarding it is are the main responsible for the water and biological mass changes between ocean salt water and continental freshwater. Thus, the currents velocities in the channel are considered as an effective agent in the process of sediment transport, water renewal and water quality in the estuary. In order to investigate the hydrodynamic patterns that occur in the studied area, it was performed an environmental characterization based on the analysis of available environmental data, including water levels, currents, meteorological (winds, air temperature, precipitation and relative humidity) and water quality (salinity and water temperature). Based on this characterization, a numerical modeling study was developed, performing simulations of 4 months, corresponding to the period between Oct-2013 and Jan-2014. The models used were MIKE 21 (two-dimensional) and MIKE HYDRO River (one-dimensional). The influence of the bottom roughness coefficient (Manning) on the channel hydrodynamics was evaluated based in a sensitivity analysis. Considering the bottom sediments granulometry in the channel, composed mainly by medium/fine sands, the value estimated for Manning coefficient was 0.036. In order to evaluate the influence of this parameter, it was simulated a hypothetical increases to 0.045 and 0.055; resulting in a decrease in channel current velocities of 13% and 24%, respectively. It was also studied the channel's capability to act as a tidal filter, evaluating the water levels and current velocities attenuation along the channel. It was verified that a tidal wave who enters in the Barra da Lagoa's Channel suffers average energy attenuation of 89% o when arriving in the lagoon. From the results obtained in the modelling study, it was possible to identify areas with the highest tendency to suffer erosion, relating the maximum simulated current velocities against the reference values of

consolidated methodologies. It was identified that, for the sediment grain sizes present in the channel, the erosive processes in the bottom happen from current velocities above 0.4 m/s.

**Keywords:** Inlet channel, hydrodynamics modelling, energy dissipation, sedimentological processes.

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>25</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS .....</b>	<b>28</b>
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>29</b>
3.1	ESTUÁRIOS .....	29
<b>3.1.1</b>	<b>Características e processos físicos dominantes .....</b>	<b>31</b>
3.2	LAGUNAS COSTEIRAS.....	33
3.3	CANAL DE MARÉ.....	38
<b>3.3.1</b>	<b>Dissipação de energia devido a fricção do fundo do canal .....</b>	<b>39</b>
<b>3.3.2</b>	<b>Processos hidrodinâmicos e de mistura.....</b>	<b>40</b>
<b>3.3.3</b>	<b>Assimetria de maré .....</b>	<b>44</b>
3.4	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....	46
<b>3.4.1</b>	<b>Estabilidade da embocadura de canal de maré.....</b>	<b>48</b>
<b>3.4.2</b>	<b>Prisma de Maré .....</b>	<b>51</b>
3.4.2.1	Relação entre Prisma de maré e Área da menor seção transversal .....	51
3.4.2.2	Relação entre Prisma de maré e Transporte litorâneo total.....	53
<b>3.4.3</b>	<b>Análise da estabilidade segundo os critérios selecionados.....</b>	<b>54</b>
3.5	MODELAGEM HIDRODINAMICA BIDIMENSIONAL (2D) .....	55
3.6	MODELAGEM HIDRÁULICA UNIDIMENSIONAL (1D).....	58
<b>4</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>59</b>
4.1	LOCALIZAÇÃO .....	63
4.2	BATIMETRIA.....	65
<b>4.2.1</b>	<b>Canal da Barra da Lagoa .....</b>	<b>65</b>
4.2.1.1	Rugosidade de fundo .....	68
4.2.1.2	Índice de sinuosidade do canal .....	68
<b>4.2.2</b>	<b>Lagoa da Conceição .....</b>	<b>71</b>
<b>5</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>74</b>
5.1	DADOS AMBIENTAIS .....	75
<b>5.1.1</b>	<b>Níveis de água.....</b>	<b>75</b>
<b>5.1.2</b>	<b>Correntes .....</b>	<b>79</b>
<b>5.1.3</b>	<b>Temperatura da água.....</b>	<b>83</b>
<b>5.1.4</b>	<b>Salinidade .....</b>	<b>86</b>

5.1.5	Ventos.....	89
5.1.6	Temperatura do ar .....	92
5.1.7	Umidade relativa .....	93
5.1.8	Claridade (ausência de nuvens).....	93
5.1.9	Precipitação .....	94
5.2	MODELO CONCEITUAL .....	95
5.3	MODELAGEM COMPUTACIONAL .....	97
5.3.1	<b>Configuração do modelo hidrodinâmico bidimensional (2D).....</b>	<b>98</b>
5.3.1.1	Malha de Cálculo.....	99
5.3.1.2	Batimetria interpolada .....	101
5.3.1.3	Rugosidade de Fundo .....	103
5.3.1.4	Condições de contorno .....	103
5.3.1.5	Condições iniciais.....	104
5.3.2	<b>Configuração do modelo hidráulico unidimensional (1D) .....</b>	<b>105</b>
5.3.2.1	Seções transversais .....	105
5.3.2.2	Condições de contorno .....	109
5.4	ABORDAGEM DOS ESTUDOS DE MODELAGEM .....	110
5.4.1	<b>Estabilidade da embocadura do canal .....</b>	<b>110</b>
5.4.2	<b>Dissipação da energia da onda de maré .....</b>	<b>112</b>
6	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>113</b>
6.1	RESULTADOS DO MODELO 2D.....	113
6.1.1	<b>Resultados com coeficiente Manning de referência (<math>n = 0,036</math>) ...</b>	<b>113</b>
6.1.2	<b>Análise de sensibilidade do coeficiente Manning .....</b>	<b>124</b>
6.1.2.1	Simulação com coeficiente de Manning $n = 0,045$ .....	126
6.1.2.2	Simulação com coeficiente de Manning $n = 0,055$ .....	128
6.1.2.3	Comparação entre os resultados das simulações .....	130
6.1.3	<b>Dissipação de energia da onda de maré .....</b>	<b>134</b>
6.2	RESULTADOS DO MODELO 1D.....	135
6.2.1	<b>Estabilidade da embocadura do canal .....</b>	<b>135</b>
7	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>140</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>143</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Componentes típicos de um sistema de laguna costeira. ....	35
Figura 3.2 - Esquema de tipos geomorfológicos de lagunas costeiras. ....	36
Figura 3.3 - Modelo dos padrões de mistura estuarina. ....	43
Figura 3.4 - Relações morfodinâmicas em dois tipos distintos de estuários. ....	46
Figura 3.5 - Curva Hjulström - Curva de limiar de velocidade de corrente para ocorrência de erosão, transporte ou deposição para diferentes tamanhos de partícula. ....	48
Figura 3.6 - Exemplo de diagrama de $V_{m\acute{a}x}$ x $A_c$ para uma determinada amplitude de maré em um canal de maré genérico. Os valores de $V_{m\acute{a}x}$ são assumidos para a maré vazante. ....	49
Figura 3.7 - Esquema da malha de cálculo bidimensional. ....	57
Figura 4.1 - Segmentação do terreno em sub-bacias nas proximidades do canal. ....	60
Figura 4.2 - Tipos de solo da sub-bacias nas proximidades do canal. ....	61
Figura 4.3 - Uso e ocupação do terreno da sub-bacias nas proximidades do canal. ....	62
Figura 4.4 - Detalhe da área de estudo - Canal da Barra da Lagoa (vermelho). ....	63
Figura 4.5 - Localização da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição com destaque para a área de estudo (retângulo pontilhado). ....	64
Figura 4.6 - Batimetria no canal da Barra da Lagoa. ....	66
Figura 4.7 - Curva hipsométrica do Canal da Barra da Lagoa. ....	67
Figura 4.8 - Curva Cota-Área-Volume do Canal da Barra da Lagoa. ....	67
Figura 4.9 - Curva granulométrica dos sedimentos de fundo do canal. ....	68
Figura 4.10 - Comprimentos no Canal da Barra da Lagoa. Equivalente vetorial ( $E_v$ ) em vermelho e Comprimento do canal principal ( $L$ ) em azul. ....	70
Figura 4.11 - Batimetria na Lagoa da Conceição. ....	72
Figura 4.12 - Curva hipsométrica do corpo hídrico da Lagoa da Conceição. ....	73
Figura 4.13 - Curva Cota-Área-Volume do corpo hídrico da Lagoa da Conceição. ....	73
Figura 5.1 - Fluxograma da metodologia aplicada para este trabalho. ....	74
Figura 5.2 - Localização das estações maregráficas instaladas próximas à embocadura interna do canal na Lagoa da Conceição. ....	76
Figura 5.3 - Séries temporais de níveis de água medidos na Lagoa da Conceição (superior) e na praia da Armação (inferior). ....	77
Figura 5.4 - Frequência de ocorrência por intervalo (eixo inferior) e acumulada (eixo superior) de dados de níveis de água medidos na Lagoa e no Oceano. ....	78
Figura 5.5 - Localização de fundeio do ADP no canal. ....	79
Figura 5.6 - Informações referentes à declinação magnética durante o período de medições com o ADP obtido no site do NOAA. ....	80
Figura 5.7 - Série temporal de velocidades (superior) e de direção (inferior) de correntes medidas com o ADP fundeado no canal. ....	81
Figura 5.8 - Diagrama de correntes medidas no canal com um ADP. ....	82
Figura 5.9 - Perfis de temperatura levantados na Lagoa da Conceição. ....	84
Figura 5.10 - Perfis de temperatura levantados no Canal da Barra da Lagoa. ....	85
Figura 5.11 - Perfis de salinidade levantados na Lagoa da Conceição. ....	87
Figura 5.12 - Perfis de salinidade levantados no Canal da Barra da Lagoa. ....	88
Figura 5.13 - Série temporal de ventos da estação meteorológica INMET 83897. ....	90

Figura 5.14 - Diagrama de rosa de ventos durante o período de Verão (esquerda) e Inverno (direita).....	90
Figura 5.15 - Diagrama de rosa de ventos durante o período de interesse. ....	91
Figura 5.16 - Série temporal de dados medidos de temperatura do ar na estação meteorológica INMET (superior) e série utilizada nas simulações (inferior).....	92
Figura 5.17 - Série temporal de dados de umidade relativa na estação meteorológica INMET (superior) e série utilizada nas simulações (inferior). ....	93
Figura 5.18 - Série temporal claridade do tempo. ....	93
Figura 5.19 - Hietograma de dados medidos na estação meteorológica INMET (superior) e hietograma com níveis de água medidos na laguna (inferior).....	94
Figura 5.20 - Modelo conceitual da área de estudo. ....	96
Figura 5.21 - Domínio horizontal da malha de cálculo não-estruturada. ....	100
Figura 5.22 - Batimetria interpolada no Canal da Barra da Lagoa .....	102
Figura 5.23 - Localização das condições de contorno.....	103
Figura 5.24 - Perfil longitudinal do canal. Lado esquerdo do gráfico representa a fronteira interna (Laguna) e lado direito a fronteira externa (Oceano). ....	105
Figura 5.25 - Localização das seções de controle. ....	107
Figura 5.26 - Seções transversais de controle (O, 1, 2, 3, 4, 5, 6 e L) com suas respectivas alturas reduzidas do canal e áreas molhadas referente ao nível médio do mar.....	108
Figura 5.27 - Seção transversal onde foi fundeado o ADP com sua respectiva altura reduzida do canal (D) e área molhada referente ao nível médio do mar. ....	109
Figura 6.1 - Mapa em detalhe das velocidades de corrente típicas de enchente (esquerda) e de vazante (direita) simuladas na embocadura da Laguna (superior) e do Oceano (inferior). ....	114
Figura 6.2 - Mapa de velocidades máximas de corrente simuladas para o coeficiente $n = 0,036$ . ....	115
Figura 6.3 - Limiares de velocidade de corrente da Curva Hjulström para o caso do Canal da Barra da Lagoa. ....	117
Figura 6.4 - Mapa de tendência à erosão do fundo do canal. ....	118
Figura 6.5 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com $n = 0,036$ . ....	119
Figura 6.6 - Séries temporais de níveis de água simuladas nas seções de controle. ....	121
Figura 6.7 - Séries temporais de vazões simuladas nas seções de controle. Valores positivos representam vazões de enchente e negativo de vazante. ....	122
Figura 6.8 - Limiares de velocidade de corrente da Curva Hjulström para o caso com valores hipotéticos de $n = 0,045$ (superior) e $n = 0,055$ (inferior).....	125
Figura 6.9 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com $n = 0,045$ . ....	127
Figura 6.10 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com $n = 0,055$ . ....	129

Figura 6.11 - Séries temporais de velocidades de corrente simulados na seção Lagoa (L).....	130
Figura 6.12 - Séries temporais de velocidades de correntes simulados na seção Oceano (O).....	131
Figura 6.13 - Variação dos valores de velocidade máxima e média de corrente em cada seção transversal de controle. ....	132
Figura 6.14 - Variação dos valores de vazão máximas de enchente (positivo) e de vazante (negativo) em cada seção transversal de controle.....	132
Figura 6.15 - Variação dos valores de nível de água mínimos e máximos simulados em cada seção transversal de controle. ....	132
Figura 6.16 - Frequência de ocorrência de velocidades de corrente simulados nas seções transversais de controle Laguna e Oceano. Velocidade positivas indicam correntes de enchente e negativas de vazante. ....	133
Figura 6.17 - Dissipação de Energia Total ao longo do canal de maré para simulação de coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ).....	134
Figura 6.18 - Série temporal de vazões simuladas na embocadura externa (Oceano) do canal. A área destacada em vermelho representa as vazões de enchente para um ciclo de maré de sizígia. ....	136
Figura 6.19 - Atenuação do Prisma de maré (P) pela profundidade da seção de menor área na embocadura do canal. ....	137
Figura 6.20 - Área da menor seção transversal na embocadura do canal ( $A_c$ ) de acordo com a redução da sua profundidade (assoreamento da seção). ....	138
Figura 6.21 - Velocidades máximas de corrente de acordo com a redução das profundidades na seção de controle na embocadura do canal .....	138
Figura 6.22 - Diagrama de $V_{máx}$ x $A_c$ gerado para seção na embocadura do canal. ....	139





## LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Coeficiente CNII estimado para sub-bacias na área do canal.....	59
Tabela 5.1 - Localização das estações maregráficas.....	76
Tabela 5.2 - Localização de fundeio do ADP.....	82
Tabela 5.3 - Localização da Estação Meteorológica.....	89
Tabela 5.4 - Área das seções transversais (Ac) definidas ao longo do canal.....	106
Tabela 5.5 - Distância progressiva das seções transversais de controle.....	107
Tabela 6.1 - Valores máximos e médios de velocidade de corrente simulados....	116
Tabela 6.2 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente $n = 0,036$ ..	120
Tabela 6.3 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente $n = 0,036$ .....	120
Tabela 6.4 - Resultados de vazões simuladas com coeficiente $n = 0,036$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente. ....	120
Tabela 6.5 - Ranking dos volumes de água escoados na simulação com $n = 0,036$ .....	123
Tabela 6.6 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente $n = 0,045$ ..	126
Tabela 6.7 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente $n = 0,045$ .....	126
Tabela 6.8 - Resultados de vazões simuladas com coeficiente $n = 0,045$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente. ....	126
Tabela 6.9 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente $n = 0,055$ ..	128
Tabela 6.10 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente $n = 0,055$ .....	128
Tabela 6.11 - Resultados de vazão simuladas com coeficiente $n = 0,055$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente. ....	128
Tabela 6.12 - Valores máximos e médios de velocidade de corrente simulados....	133
Tabela 6.13 - Atenuação média da Energia Total ao longo do canal.....	134
Tabela 6.14 - Valores de referência para Área da menor seção transversal na embocadura do canal com base no Prisma de maré. ....	137

## LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 - Esquema com a ocorrência de feições morfológicas em lagunas costeiras de acordo com a amplitude de maré e a ação das ondas.....	33
Quadro 3.2 - Classificação das lagunas costeiras de acordo com o grau de isolamento proporcionado pela barreira. ....	37
Quadro 3.3 - Critério de estabilidade de embocaduras baseado na relação entre Prisma de maré de sizígia médio (P) e Transporte litorâneo total (Mt). ....	54
Quadro 4.1 - Classificação dos índices de sinuosidade divididos por classes. ....	69

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ADP	<i>Acoustic Doppler Profiler</i>
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil
DHI	<i>Danish Hydraulic Institute</i>
DNOS	Departamento Nacional de Obras e Saneamentos
DNPVN	Departamento Nacional de Portos e Vias Navegáveis
FATMA	Fundação do Meio Ambiente
GPU	Unidade Gráfica de Processamento
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IPUF	Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis
LAHIMAR	Laboratório de Hidráulica Marítima (UFSC)
LOC	Laboratório de Oceanografia Costeira (UFSC)
MDT	Modelo Digital de Terreno
NCEI	<i>National Centers for Environmental Information</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
SNR	<i>Signal-to-Noise Ratio</i>
UFSC	Universidade Federal de Santa Catarina
ZM	Zona de Maré do Rio

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A_d$	Água do mar
$A_c$	Área crítica da seção transversal na embocadura do canal
$A_m$	Água doce
$A^*$	Área limite
$C_s$	Velocidade do som na água do mar
$C_o$	Número de Courant
CFL	Condição de Courant–Friedrichs–Lewy
$D$	Altura reduzida do canal
$E_v$	Equivalente vetorial
$g$	Aceleração da gravidade
$g_i$	Vetor gravidade
$h$	Altura da onda referida ao nível médio do mar
$I_s$	Índice de sinuosidade
$k$	Energia cinética turbulenta
$L$	Largura do canal para o nível do mar
$M_t$	Transporte litorâneo total
$P$	Prisma de maré
$P^*$	Pressão do fluido
$SS$	Termo fonte
$u_i$	Velocidade na direção $x$
$V$	Velocidade
$V_d$	Límiar de velocidade para que ocorra deposição dos sedimentos em suspensão na coluna d'água
$V_e$	Límiar de velocidade para que ocorra erosão dos sedimentos de fundo
$V_{máx}$	Velocidade máxima
$\delta$	Delta de Kronecker
$\nu_T$	Viscosidade turbulenta da água
$\rho$	Densidade do fluido
$\Omega_{ij}$	Força de Coriolis



## 1 INTRODUÇÃO

O crescimento populacional verificado nas últimas décadas, ao longo de quase todo litoral brasileiro, tem induzido a um progressivo interesse científico e técnico sobre este tipo de ambiente, seja pela pressão exercida sobre o uso e ocupação do solo, ou pela necessidade de conhecimentos básicos imprescindíveis à implantação de diversificados conjuntos de obras de engenharia costeira (TESSLER e SOUZA, 1998).

É observado, ao longo da costa brasileira, principalmente nas regiões Sul e Sudeste, a presença de sistemas lagunares e lagoas costeiras. Neste trecho do litoral, as marés possuem amplitudes relativamente pequenas (micro-marés), o que faz com que a zona de arrebentação de ondas varie numa faixa estreita, favorecendo a formação de cordões arenosos, responsáveis pela formação das lagoas costeiras.

Segundo Rosman (2012), as lagoas são sistemas estuarinos, sendo, portanto, um corpo d'água costeiro com uma ligação livre com o mar, dentro do qual ocorre uma mistura mensurável de água salgada do oceano com a água doce proveniente da drenagem continental, como; por exemplo; a Lagoa da Conceição. Já as lagoas costeiras são consideradas como massas de água localizadas nas zonas litorâneas, com pouca profundidade, próximas à costa e com comunicação limitada com o mar (MARGALEF, 1969), tendo como exemplo a Lagoa do Peri.

À medida que um sistema lagunar se aproxima de se tornar uma lagoa costeira, interrompendo a sua conexão com o mar, o seu nível de eutrofização tende a aumentar. Com o objetivo de melhorar a qualidade da água de tais corpos hídricos, é possível aplicar algumas técnicas de engenharia, como a desobstrução de canais de maré, obras hidráulicas e dragagens, favorecendo, assim, a circulação hidrodinâmica. Como resultado, ocorre a reconfiguração do corpo hídrico como um sistema estuarino e o consequente aumento do nível de biodiversidade, o qual será diferente daquele estabelecido no ambiente de características eutróficas.

Canais de maré são canais que conectam uma laguna costeira ou uma bacia interior ao mar, permitindo a troca de massas d'água e biológicas entre ambos. Dependendo das dimensões do canal e da laguna e/ou dos gradientes entre os níveis de água dentro e fora da laguna, a renovação das águas neste corpo hídrico ocorrerá em maior ou menor grau, sendo que, quanto maior for a capacidade de descarga de um canal de maré, maior será a renovação de águas de sua respectiva laguna.

Os níveis de água no interior da laguna são regulados, principalmente, pelas marés na embocadura externa do canal e, em geral, apresentam uma menor amplitude de variação em função da perda de

carga que o escoamento sofre na entrada e ao longo do canal. O conhecimento do comportamento das marés e das correntes de maré associadas a este sistema é de fundamental importância, uma vez que são o principal responsável pelos processos de mistura e pelas trocas de água que se efetuam entre o oceano e o estuário, constituindo-se num agente efetivo no processo de transporte de sedimentos, renovação e qualidade das águas no estuário (MIYAO e HARARI, 1989).

As decisões sobre a concentração dos esforços de gestão de sistemas lagunares devem ser orientadas de acordo com a capacidade de simular e prever com precisão as mudanças físicas e ecológicas que ocorrem nesses corpos hídricos. Entre as possíveis medidas mitigatórias para preservar estes ambientes, pode-se citar a restauração e preservação da vegetação local, gestão da qualidade da água e estabilização de geomorfologia do sistema. No entanto, muitos projetos de restauração enfrentam dificuldades devido à falta de compreensão da resposta dos processos e da evolução dos sistemas estuarinos (GOODWIN et al., 2001).

É possível encontrar diversas abordagens para analisar um sistema estuarino. A seleção da abordagem apropriada deve ser baseada principalmente na disponibilidade de dados, na escala espacial dos corpos hídricos e nos processos físicos que regem o sistema. Entre os processos físicos, pode-se citar a morfologia do estuário, os aportes hidrológicos ao sistema, os processos de mistura, a dinâmica de troca de água, o alagamento e secamento das áreas adjacentes e a dinâmica de sedimentos (GOODWIN e KAMMAN, 2001).

Dentre as possíveis abordagens para obter um adequado e consistente entendimento da hidrodinâmica de um corpo d'água, destaca-se a modelagem numérica, a qual apresenta-se como um importante recurso para auxiliar no gerenciamento ambiental a longo prazo e no suporte a tomadas de decisão, considerando a possibilidade de simular condições passadas, atuais e preditivas de um sistema (GOODWIN et al., 2001).

Dessa forma, a modelagem numérica vem se tornando uma ferramenta indispensável à gestão e ao gerenciamento de sistemas ambientais, tal como o estudo da hidrodinâmica de complexos sistemas estuarinos, incluindo os processos que ocorrem em um canal de maré. Modelos numéricos são capazes de resultar na otimização de custos de monitoramento e medições de campo através da integração de informações espacialmente dispersas, além de possibilitar a expansão do conhecimento para além dos pontos onde as medições foram realizadas (ROSMAN, 2000).

A área de interesse do presente estudo consiste no estuário onde o Canal da Barra da Lagoa está inserido. Historicamente, sua conexão externa com o oceano era, periodicamente, bloqueada pela deposição de sedimentos provenientes de processos sedimentares na porção sul da praia da Barra da Lagoa. Tal fenômeno gerava problemas socioeconômicos para a comunidade local, além de causar uma estagnação e confinamento das águas da Lagoa da Conceição, acarretando na degradação das condições de manutenção da biota (SIERRA DE LEDO e SORIANO-SIERRA, 1999).

Tendo esse problema em vista, com o objetivo de melhorar as condições ambientais do local, foram realizadas pelo extinto Departamento Nacional de Portos e Vias Navegáveis (DNPVN) duas dragagens do fundo do canal nos anos de 1954 e 1955; e uma dragagem realizada pelo Departamento Nacional de Obras e Saneamentos (DNOS) no ano de 1968. Como o problema de fechamento da barra não foi solucionado de forma efetiva, em 1982 foi realizada a construção de um guia-corrente na embocadura externa do canal e, por fim, foi realizada uma última dragagem em 1985. Desde então, o canal permanece estável em relação às suas sessões transversais e posição (PEREIRA, 2004).

Alguns trabalhos relatam o caráter atenuador do Canal da Barra da Lagoa sobre a maré ao longo de seu comprimento. Entre os estudos que abordam esse tema, destacam-se os autores: Rosman (1996), Porto Filho e Bonetti (1997), Andrade (2001), Pereira (2004), Rocha (2007), Godoy et. al. (2008) e Godoy (2009).

O presente trabalho dá continuidade à linha de pesquisa desenvolvida pelo Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental (ENS) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), tendo como temática a investigação científica de fenômenos físicos e biogeoquímicos nas lagoas/lagunas costeiras de Florianópolis – SC. A área de estudo já foi estudada anteriormente por Andrade (2001), Silva (2002), Rocha (2007), Godoy (2009), Odreski (2012), Bier (2013), Costa (2013), Silva (2017).

O presente trabalho foi desenvolvido com o objetivo de caracterizar o sistema estuarino do Canal da Barra da Lagoa com base em um levantamento de dados ambientais no local. A partir destas informações, foram investigados os processos hidrodinâmicos que caracterizam este canal de maré, por meio da aplicação de metodologias consolidadas de análise de dados e de modelagem numérica 1D e 2D, utilizando os modelos MIKE 21 e MIKE HYDRO River.

## 2 OBJETIVOS

### OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho é investigar os fenômenos hidrodinâmicos que caracterizam um canal de maré aplicando metodologias consolidadas de análise de dados e de modelagem numérica, tendo o Canal da Barra da Lagoa como estudo de caso.

### OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para atingir o objetivo geral, foram determinados os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar o ambiente de estudo por meio de análise dos dados físicos, meteoceanográficos e de qualidade de água disponíveis;
- Avaliar os padrões hidrodinâmicos da área de estudo com base no uso de modelo numérico;
- Estimar a perda de energia da onda de maré ao longo do canal;
- Avaliar a influência do coeficiente de rugosidade de fundo (Manning) na hidrodinâmica do canal;
- Estimar padrões de sedimentação e erosão no canal de maré.



### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 ESTUÁRIOS

Uma das definições de estuários mais amplamente aceita no meio científico foi proposta por Cameron e Pritchard (1963) e Dionne (1963). Estes autores afirmam que estuário é um corpo hídrico costeiro semi-fechado (ou parcialmente fechado) que possui pelo menos uma conexão livre com o mar aberto, dentro do qual a água salina é mensuravelmente diluída ao entrar em contato com as águas continentais, e está sujeita à ação diária das marés.

Perillo (1995) vai além, e afirma que um estuário é um corpo de água litorâneo semi-fechado que se estende ao limite efetivo de influência da maré. A água do mar entra por uma ou mais conexões livres com o mar aberto, ou qualquer outro corpo hídrico litorâneo salino, sendo significativamente diluído com as águas continentais derivadas da drenagem do terreno e pode sustentar espécies biológicas eurihalinas de qualquer parte ou todo o ciclo de vida destas.

Estuários podem ser considerados como ambientes transicionais na interface oceano-continente que recebem materiais provenientes da drenagem continental carreados pelos rios, atuando como filtros para os materiais particulados e dissolvidos nos escoamentos sentido ao mar (SCHUBEL e CARTER, 1984; DYER, 1995).

Sistemas estuarinos são um dos ambientes costeiros que, por sua grande produtividade e características geográficas, possuem grande importância ecológica, econômica e social para população residente próxima a estes locais (ASMUS, 1996). Um reflexo que destaca sua importância é que cerca de dois terços das grandes cidades mundiais estão localizadas nas proximidades de estuários (MIRANDA & CASTRO, 1996).

Os processos hidrodinâmicos são os principais determinantes na distribuição de materiais ao longo do estuário, bem como na caracterização de um sistema como retentor ou exportador de sedimentos para a zona costeira (DYER, 1995). A caracterização hidrodinâmica de um estuário é de fundamental importância para o entendimento dos processos físicos, geológicos, químicos e biológicos, os quais fornecem subsídios para conservação e uso sustentável destes ambientes.

As feições de um estuário são efêmeras do ponto de vista geológico, principalmente por se tratar de áreas de deposição sedimentar, onde os processos de erosão e sedimentação influenciam na

morfodinâmica do ambiente. Sua morfologia, no geral, reflete as características das principais forças que nele atuam (PERILLO, 1996).

A hidrodinâmica de um estuário é o resultado da interação entre a morfologia da bacia estuarina, os aportes fluviais e o regime de marés. A existência de uma grande variabilidade temporal e espacial destas forças e dos processos associados, torna o estudo dos padrões de circulação e distribuição de propriedades nos sistemas estuarinos bastante complexo (KJERFVE et al., 1982).

Durante um ciclo de maré ocorre uma relação direta entre as velocidades das correntes, o transporte e as concentrações de sedimentos em suspensão (NICHOLS, 1986; DYER, 1988; KJERFVE e WOLAVER, 1988). O cálculo do balanço de massas para um ambiente estuarino fornece estimativas de valores de exportação e/ou importação de materiais em um ciclo de maré, com os quais é possível detectar variações no aporte de sedimentos, na ciclagem interna e nos padrões de erosão e sedimentação associados aos ciclos de maré (KJERFVE e MCKELLAR Jr., 1980; DYER, 1988).

Biggs e Cronin (1981) indicam a existência de três características definitivas que, em conjunto, distinguem um estuário de todos os outros corpos de água. As duas primeiras são geomorfológicas: corpo de água semi-fechado e costeiro, e com uma ou mais conexões livres com o mar aberto. Os principais responsáveis pela mistura de água são a energia das marés e do vento, bem como o fluxo de água doce e os gradientes de densidade.

A terceira característica tem caráter químico: existência de gradiente de salinidade no corpo de água causado pela diluição da água do mar com água doce proveniente da drenagem do terreno. As quantidades de determinados componentes e as taxas de alguns processos são excepcionais (altas ou baixas) em um estuário, diferenciando-o de outros ambientes aquáticos, tais como lagos, córregos e rios de água doce, e do oceano aberto.

Considerando a grande diversidade de sistemas estuarinos, aqueles altamente estratificados são os que têm a advecção fluvial como principal mecanismo de transporte e apresentam potencialmente menor eficiência na retenção de sedimentos em suspensão (DYER, 1995). Estes sistemas estão associados com o baixo curso de rios em planícies costeiras, sendo relativamente estreitos quando comparados com outros tipos de estuários, configurando sistemas de frente deltaica, segundo a tipologia abordada por Fairbridge (1980).

Com base na relação entre a deformação da onda de maré promovida pela morfologia do estuário e a atenuação da onda promovida

pelo atrito do fundo, Nichols & Biggs (1985) propuseram a seguinte classificação:

- Estuário Hipersíncrono: a altura das marés e as correntes aumentam em direção à cabeceira do estuário, diminuindo na área com influência das marés, denominada Zona de Maré do Rio (ZR);
- Estuário Síncrono: os efeitos de convergência e atrito estão em equilíbrio, não havendo variação na onda de maré até a ZR;
- Estuário Hiposíncrono: a altura da maré diminui ao longo do estuário.

### 3.1.1 Características e processos físicos dominantes

Boggs (2006) apresenta uma classificação das áreas costeiras com base na amplitude de maré em que estas são submetidas, conforme apresentado a seguir.

- Micro-maré (amplitude de maré entre 0 e 2 metros)

A circulação de água neste tipo de sistema é dominada pela ação dos ventos e das ondas, e o efeito da maré é restrito às proximidades da boca do estuário.

Ocorrência de barreira de ilhas (*Barrier-island*) e ambientes associados ao longo da costa. A troca de água entre a laguna e o mar tende a ser limitada, ocorrendo por meio de entradas amplamente espaçadas e de infiltração através da barreira.

A sedimentação de elementos grosseiros (areia e cascalho) na laguna será restrita aos rompimentos das barreiras (*washovers*) que ocorrem durante condições climáticas extremas, tais como tempestades e ressacas. Existe uma forte probabilidade da água da laguna se tornar salobra ou salgada.

Exemplos: Baía de Chesapeake (Estados Unidos), Lagoa dos Patos (Brasil).

- Meso-maré (amplitude de maré entre 2 e 4 metros)

A circulação de água é controlada pelas correntes de maré. Esse tipo de ambiente é caracterizado pela dinâmica de trocas de água entre a laguna e o mar, resultando no rompimento da barreira em uma série de ilhas.

Essas entradas são os caminhos para os fluxos de maré e as correntes dentro da laguna podem ser fortes o suficiente para redistribuir os sedimentos ao longo dos ciclos de maré.

Quando os fluxos nos canais de marés estão no sentido mar-laguna (maré de enchente) os sedimentos transportados através do canal tendem se depositar logo na região onde o canal desemboca na laguna, formando um delta de enchente (*flood delta*).

Com os fluxos no sentido laguna-mar (maré de vazante), à medida que a água flui para fora da laguna quando a maré recua, ocorre a formação de delta de vazante (*ebb delta*) logo na embocadura do canal com o mar.

Exemplos: Baía Blanca (Argentina), maioria dos sistemas nas costas leste e oeste dos Estados Unidos, assim como da Indonésia.

- Macro-maré (amplitude de maré > 4 metros)

Geralmente as barreiras são ausentes. A amplitude de maré extrema faz com que a energia das ondas seja dispersa e dissipada sobre grande extensão da costa.

Regiões litorâneas que têm amplitudes de maré elevadas não desenvolvem sistemas de barreira, pois as correntes de maré de vazante e de enchente exercem maior controle no transporte e distribuição dos sedimentos em comparação com a ação das ondas.

Locais onde são observadas condições de macro-maré são caracterizados pela existência de áreas de alagamento intermareais (planícies de maré), as quais são cobertas durante a Preamar (maré alta ou maré cheia) e expostas na Baixa-mar (maré baixa), principalmente durante períodos de maré de Sízígia.

Na inundação das áreas alagáveis durante a maré crescente, ocorre intensa dissipação de energia e os sedimentos transportados no canal são depositados nessas áreas quando as velocidades de correntes são baixas na Preamar.

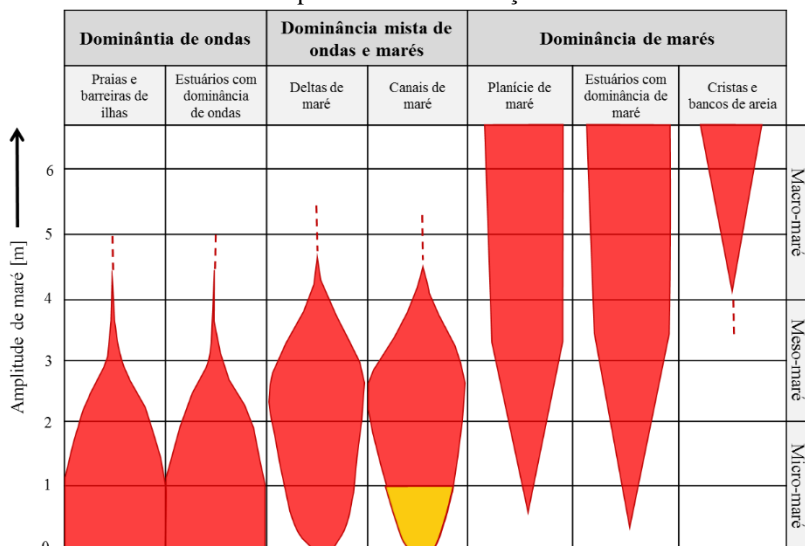
Exemplo: Gironde (França).

O Quadro 3.1 apresenta um esquema com a ocorrência de feições morfológicas em lagunas costeiras de acordo com a amplitude de maré que ocorre no local.

A região onde o Canal da Barra da Lagoa está inserido está sujeita a um regime de Micro-marés, conforme apontado por Godoy et. al. (2008). A área destacada com um polígono amarelo no gráfico indica onde o ambiente estudado se enquadra nesta classificação, tendo em

consideração que influência de ondas é desprezível neste ambiente devido à construção de um guia-corrente em sua embocadura externa.

Quadro 3.1 - Esquema com a ocorrência de feições morfológicas em lagunas costeiras de acordo com a amplitude de maré e a ação das ondas.



Fonte: Adaptado de Hayes (1979).

### 3.2 LAGUNAS COSTEIRAS

Ao longo da costa do Estado de Santa Catarina ocorrem diversos sistemas estuarinos, geograficamente denominados de baías (Baía da Babitonga), lagoas (Lagoa do Peri), lagunas (Lagoa da Conceição, Lagoa de Ibiraquera) e rios (Rio Tubarão, Cubatão, Itajaí-Açu).

É possível encontrar diversas propostas de definição para lagunas costeiras, sendo que Tagliapietra et al. (2009) apresenta uma revisão completa sobre o assunto. No entanto, aquela que tem sido amplamente adotada na literatura é a proposta por Kjerfve (1994), que definiu uma laguna costeira como: "Um corpo de águas costeiras rasas separada do oceano por uma barreira, tendo pelo menos uma conexão intermitente com o oceano, e geralmente com orientação paralela à costa".

Bird (2008) apresenta uma visão adicional sobre o modo mais provável de formação da laguna e a natureza típica da barreira de fechamento:

Lagunas costeiras são áreas de águas relativamente rasas que foram parcialmente ou totalmente isoladas do mar pela deposição de barreiras, geralmente de areia, construídas acima do nível da maré alta pelo transporte litorâneo ocasionado pela ação das ondas.

A maioria das lagunas costeiras formadas durante o Holoceno (período correspondente aos últimos 11.000 anos, tendo início na última Era Glacial) ocorreu como resultado do aumento do nível relativo do mar e a construção de tais barreiras por processos marinhos (DIAS et al., 2000).

Uma vez que as ilhas barreiras se formam durante os aumentos do nível relativo do mar, as lagunas são uma característica comum ao longo das costas que enfrentam tais condições. Em contrapartida, em regiões onde a elevação isostática ultrapassa o aumento do nível do mar eustático, a ocorrência de lagunas é relativamente rara (MARTIN e DOMINGUEZ, 1994).

Os principais fatores que controlam a hidromorfologia costeira são as condições climáticas, configuração hidrodinâmica, topografia pré-existente, tipos de materiais e históricos das variações do nível do mar (WANLESS, 1976). De acordo com Kjerfve (1986) as lagunas costeiras sofrem influência direta das descargas de rios, ventos, marés, balanço entre precipitação – evaporação e troca de calor com a atmosfera.

Quando o fluxo de água doce e a magnitude do vento são baixos, as correntes no interior de uma laguna são determinadas principalmente pela influência das marés (FAGHERAZZI, 2002). As marés astronômicas são geradas no oceano e induzem o movimento nos estuários ao se propagar em águas rasas (LI e VALLE-LEVINSON, 1999).

Em uma laguna, o movimento da maré é causado pela superfície da água oscilante. Este movimento produz um campo de fluxo complexo que depende de duas coisas: a forma e a batimetria da laguna.

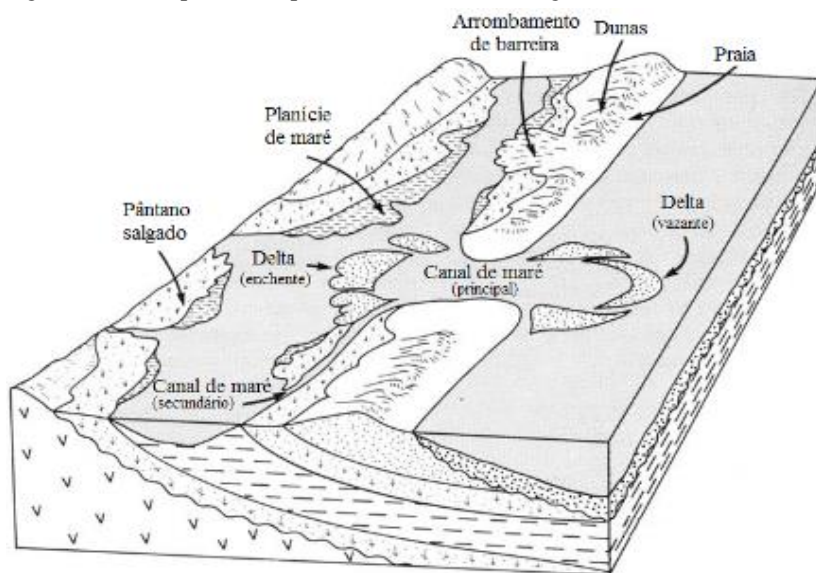
O balanço entre água doce – salgada, qualidade da água e a eutrofização dependem intrinsecamente da circulação de água no interior da laguna, da dispersão de materiais em suspensão, da troca de água com o oceano nos canais de maré e do tempo de residência.

O entendimento da dinâmica dos processos físicos, químicos, geomorfológicos e biológicos em uma laguna costeira é de relevante importância para o planejamento e implementação de estratégias de gerenciamento destes ambientes, fornecendo informações consistentes e sustentáveis.

Em locais em que a descarga do rio tem uma forte influência, existe uma tendência a desenvolver sistemas estuarinos ou deltaicos. No entanto, locais onde a influência marinha é dominante, há grandes possibilidades destes sistemas evoluírem para lagunas. A geomorfologia costeira, juntamente com o efeito estabilizador dos sedimentos de alguns organismos, exerce um controle secundário sobre a evolução hidromorfológica das lagunas.

A Figura 3.1 apresenta um esquema com os componentes típicos encontrados em um sistema de barreiras de uma laguna costeira.

Figura 3.1 - Componentes típicos de um sistema de laguna costeira.



Fonte: Adaptado de Reinson (1992).

Lagunas fechadas por barreira podem ser classificadas com base no grau de isolamento do oceano costeiro fornecido pela barreira (KJERFVE, 1994). Esta subdivisão está fortemente relacionada às condições hidromorfológicas dominantes observadas na laguna.

A frequência e a magnitude das trocas de água entre laguna e oceano são reflexos diretos da influência das forças oceânicas e na escala temporal e variabilidade de eventos hidrológicos que ocorrem na região. Os três tipos propostos são:

- Laguna vazada ou aberta (*Leaky*)

Caracterizada pela presença de várias enseadas e troca de água contínua com o oceano adjacente. Nesse ambiente a sedimentação é bastante reduzida e o teor salino da água da laguna se equipara com a do oceano.

Exemplos: Laguna de Veneza (Itália).

- Laguna restrita ou limitada (*Restricted*)

Caracterizada pela presença de mais de um canal de maré, geralmente este tipo de laguna é encontrada em áreas com fluxos bem definidos e capacidade moderada de transporte de sedimentos.

Exemplo: Baía de Chincoteague (Estados Unidos).

- Laguna estrangulada ou sufocada (*Chocked*)

Caracterizada pela troca de água com o mar por um único canal de maré. Possui alta capacidade de sedimentação pelo fato da troca de água nesse sistema ser limitada devido a sua ligação estreita.

O canal estreito funciona como um "filtro dinâmico" ampliando em grande parte as correntes de maré e as flutuações do nível da água dentro da laguna. De acordo com Kjerfve (1994), em tais corpos d'água, as oscilações das marés são normalmente reduzidas a 5% ou menos do que as do oceano adjacente.

Exemplos: Laguna Joyuda (Puerto Rico), Lagoa da Conceição, Lagoa dos Patos (Brasil).

A Lagoa dos Patos, com uma área superficial de aproximadamente 10.227 km<sup>2</sup>, é considerada a maior laguna do tipo "estrangulada" do mundo, de acordo com Kjerfve (1986) e Asmus (1998).

A Figura 3.2 apresenta esquemas propostos por Kjerfve (1986) para representar estes 3 tipos de lagunas em termos geomorfológicos.

Figura 3.2 - Esquema de tipos geomorfológicos de lagunas costeiras.



Fonte: Adaptado de Kjerfve (1986).



O Quadro 3.2 apresenta um resumo das características dos tipos de lagunas classificadas quanto ao grau de isolamento do oceano, as condições hidromorfológicas e os processos dominantes, de acordo com Kjerfve (1994).

Quadro 3.2 - Classificação das lagunas costeiras de acordo com o grau de isolamento proporcionado pela barreira.

<b>Grau de isolamento pela barreira</b>	<b>Característica</b>	<b>Condições hidromorfológicas dominantes</b>	<b>Processos geomorfológicos dominantes</b>
Sem barreira	Baía costeira	Macro-maré	Cristas de areia <i>offshore</i>
Laguna aberta	Muitas entradas largas de marés	Meso-maré (ação da maré como em mar aberto)	Planícies de maré
Laguna restrita	Algumas entradas de maré	Meso-maré (ação da maré nas conexões com o mar restrito à ação de ondas)	Pântanos salgados
Laguna estrangulada	Conexão limitada com oceano	Micro-maré (pequena ação de maré através de entradas; ondas barradas pela barreira)	Mar aberto e deltas intra-lagunar

Fonte: Kjerfve (1994).

Planícies de maré (*Tidal flats*) são ambientes entre-maré (*intertidal*), usualmente sem vegetação, predominantemente com sedimentos finos (DYER et al., 2000). Geralmente estão localizados em estuários e outros ambientes marinhos de baixa energia. Tais ambientes são distribuídos amplamente ao longo da costa em todo o mundo, acumulando sedimentos de grãos finos em camadas suavemente espalhadas. Embora as planícies de maré compreendam apenas cerca de 7% das áreas totais litorâneas, de acordo com Stutz e Pikey (2002) estes são ambientes altamente produtivos, responsáveis pela reciclagem de matéria orgânica e nutrientes de fontes terrestres e marinhas.

McLusky e Elliott (2007) propõe o termo Águas de transição (*Transitional waters*) para definir corpos d'água que estão localizados em zonas de "transição" entre água doce continental e salina dos oceanos. Segundo o autor, o termo científico foi proposto pela *Water Framework Directive* (WFD) em 2000, que estabeleceu uma tipologia de corpos d'água com base em critérios físicos, hidromorfológicos e biológicos, apontando que as características físicas da forma e limites do estuário, da conectividade com o oceano e do conteúdo das lagunas costeiras tornam esses ambientes altamente suscetíveis e vulneráveis ao impacto humano. O termo proposto também é discutido pelos autores Tagliapietra et al. (2009) e Pérez-Ruzafa et al. (2010).

### 3.3 CANAL DE MARÉ

De acordo com Fagherazzi et al., 2003, grande parte da ação em um estuário acontece na sua rede de canais. Eles desempenham um papel importante na redistribuição da descarga de água dentro da laguna. Uma característica típica dos canais naturais de maré é uma diminuição quase exponencial da largura na direção terrestre (D'ALPAOS et al., 2005).

Tendo em consideração a geometria de um sistema lagunar, é importante ressaltar que os recursos de pequena escala podem ter efeitos de grande escala. A geometria do canal é de vital importância para as características de fluxo (TEETER et al., 2001), como, por exemplo, os campos de velocidade. As previsões de salinidade e sedimentação dependem do campo de velocidade, que, por sua vez, é dependente da representação geométrica precisa do sistema (GOODWIN e KAMMAN, 2001).

A estrutura da entrada determina o grau de amortecimento das marés no estuário, bem como a quantidade de troca de água entre o oceano e o estuário. Consequentemente, a abertura de entrada governa não apenas a profundidade, duração e frequência de inundações ao longo do canal, mas também a estrutura de salinidade e a distribuição do habitat ao longo do estuário e das zonas húmidas das marés (GOODWIN e KAMMAN, 2001).

A morfologia da entrada de canais de maré depende de uma combinação de três fatores: prisma de maré, transporte de sedimentos devido à ação das ondas na embocadura do canal e aportes de água doce no estuário. Sendo assim, a representação geométrica precisa do canal é fundamental para confiabilidade de resultados gerados em simulações neste tipo de ambiente (GOODWIN e KAMMAN, 2001).

A velocidade dos fluxos em um canal de maré gerados pela variação de maré depende diretamente das características da batimetria do canal e da laguna (LI e VALLE-LEVINSON, 1999).

Como a maioria das lagunas tem uma batimetria variável, há uma deformação das ondas de maré, o que causa assimetria nas velocidades de corrente (LUMBORG e WINDELIN, 2003). As diferenças de profundidade causam uma redistribuição do impulso, resultando em um aumento da velocidade das ondas de maré em canais profundos e diminuição em áreas rasas. A fricção de fundo (dissipação de energia) em áreas rasas também reduz a velocidade das ondas de maré, causando um atraso no pico da maré (FAGHERAZZI, 2002).

Quando as correntes de maré estão crescendo, a tensão de cisalhamento máxima em canais profundos ocorre durante as condições

de enchente e vazante (CARNIELLO et al., 2005). Esta é uma das razões pelas quais o fluxo de maré cria e muda os canais, podendo ainda alterar as planícies de maré adjacentes (FAGHERAZZI et al., 2003).

Essas assimetrias são uma consequência da morfologia da bacia de drenagem e características de armazenamento, e podem mudar de acordo com a faixa e o estágio atual da maré (BOON, 1975). Por fim, ainda é importante destacar que as trocas de água provocada pelas variações da maré é um determinante no balanço de sedimentos em lagunas rasas (FAGHERAZZI et al., 2003).

### 3.3.1 Dissipação de energia devido a fricção do fundo do canal

A energia total de uma onda de translação será constante no caso de inexistência do atrito, mas, caso contrário, a energia será reduzida continuamente pelo mesmo. A energia para qualquer ponto consiste de duas partes iguais: energia potencial, representada pela altura da onda acima do nível médio, e energia cinética, representada pela velocidade da água.

De acordo com Thompson (1968), a expressão para estimativa da energia potencial por unidade de comprimento de onda em um canal de maré é apresentada na equação 01 e a equação para estimativa da energia cinética na equação 02.

$$E_p = \frac{1}{2} \rho \cdot L \cdot h^2 \cdot g \quad (01)$$

Onde:  $\rho$  = densidade do fluido, em g/cm<sup>3</sup>;

$L$  = largura do canal para o nível do mar, em m.;

$h$  = altura da onda referida ao nível médio do mar, em m.;

$g$  = aceleração da gravidade, em m/s.

$$E_c = \frac{1}{2} m \cdot v^2 \quad \therefore \quad E_c = \frac{1}{2} \rho \cdot L \cdot (D + h) \cdot v^2 \quad (02)$$

Onde:  $m$  = massa, em g.;

$v$  = velocidade de corrente, em m/s;

$D$  = altura reduzida do canal, em m.;

$g$  = aceleração da gravidade, em m/s.

Dessa forma, a energia de uma onda de translação dentro de um canal de maré será dada pelo somatório da Energia Potencial e Energia Cinética, conforme apresentado nas equações 03 e 04.

$$E_t = E_p + E_c \quad (03)$$

$$E_t = \frac{1}{2} \rho \cdot L \cdot h^2 \cdot g + \frac{1}{2} \rho \cdot L \cdot (D + h) \cdot v^2 \quad (04)$$

Para estimativa da dissipação de energia da onda de maré que se propaga por um canal, os autores Bandyopadhyay e Basak (1978) apresentam uma metodologia considerando a fricção de fundo em um canal do rio Hooghly, na Índia.

De acordo com a teoria da reflexão de ondas, esta energia é propagada de volta ao canal na forma de onda refletida; sendo que a sua energia está também sujeita a perdas por atrito.

Se esta energia não é totalmente consumida no curso do trânsito da onda refletida, uma segunda onda refletida é originada para montante, e, assim, indefinidamente até praticamente toda a energia da onda propagada ter sido absorvida pelo atrito dentro dos limites do canal (SARMENTO, 1971).

Estas ondas, propagadas e refletidas, existem simultaneamente no canal, e elas interferirão em todos os pontos, de acordo com as leis de interferência de ondas simultâneas. Então, a onda observada no canal será a resultante formada destas interferências.

### 3.3.2 Processos hidrodinâmicos e de mistura

O movimento das águas em estuários ocorre devido ao conflito das forças naturais, denominado geralmente de hidrodinâmica, mas a distribuição dentro da zona úmida é governada pelos processos de mistura dentro do estuário. As principais forças para a mistura atuantes nesses ambientes são ventos, ondas, marés e entradas de água doce pela precipitação e escoamento superficial (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

Em canais de maré as variações dos níveis de água (marés) geram um fluxo de salinidade e nutrientes para dentro e para fora do sistema, induzindo uma forte mistura estuarina, incluindo as variações na velocidade e direção do fluxo que estas variações produzem. Durante um ciclo de maré, a água flui dentro e fora dos canais, os quais têm diferentes áreas, comprimento e propriedades de transporte. Isso causa variações no fluxo que podem ter flutuações de curto prazo do campo de velocidade de até 50% da medida instantânea (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

Outro mecanismo de mistura em estuários são as entradas de água doce no sistema, que podem ser gerados pelos escoamentos superficiais

ou pelos dos rios/córregos afluentes a montante. Além de contribuir com uma descarga no sistema, a mistura de água doce com a água salina do oceano também adiciona um gradiente de densidade. Se o gradiente for grande o suficiente, não é possível apenas a estratificação da coluna de água, mas pode formar uma cunha salina que se move em conjunto com a maré. (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

Se for observada estratificação nos canais de maré, a água doce ou salobra (menor densidade) fica sobre a água salina (maior densidade). Dessa forma as áreas inundáveis no entorno dos canais de maré serão alagadas pela água de salinidade mais baixa, que fica situada na parte superior da coluna d'água, o que resulta em um ambiente menos salino, se comparado com um local onde as águas são bem misturadas (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

A mistura causada por correntes geradas pelos ventos pode ter grandes flutuações durante a evolução de um sistema de planícies de inundações com águas rasas. As correntes geradas pelo vento ainda interagem com as marés, causando tensões de cisalhamento que introduzem circulações residuais ou redemoinhos (CARNIELLO ET AL., 2005).

No entanto, são necessárias superfícies de águas abertas relativamente grandes para gerar qualquer corrente ou onda significativa do vento. Em canais de maré, como a área superficial é pequena e usualmente com relevo no entorno, a ação do vento não é relevante (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

A água subterrânea também pode influenciar a mistura, mas sua interação depende da geologia local e do que a alimenta (entrada de água doce ou água do mar), sendo que estes parâmetros são complexos de estimar (GOODWIN E KAMMAN, 2001).

Todas as forças discutidas acima podem causar diferentes circulações reconhecíveis e estratificações de salinidade, temperatura, matéria dissolvida e particulada (TEETER ET AL., 2001).

Pritchard (1952) propôs um sistema de classificação com quatro tipos gerais de circulação estuarina:

- Tipo A

Caracterizado pela presença de uma camada salina densa, que é claramente definida e com pouca ou nenhuma mistura na sua interface com a água doce, localizada acima dela. É chamada de cunha salina. Em estuários com uma única fonte de água doce em uma extremidade e a água do mar aberto na outra, geralmente é observada estratificação salina,

formando uma camada densa salina abaixo de um fluxo de água doce de saída mais leve (HUGHES, 1958).

- Tipo B

Apresenta estratificação vertical moderada sem interface de mistura bem definida, com fluxo de água salina no fundo do canal e fluxo de água doce/salobra perto da superfície.

- Tipo C

Apresenta um fluxo verticalmente homogêneo que possui uma diferença significativa de salinidade em sua geometria, caracterizando um gradiente de salinidade horizontal em vez de vertical. Em estuários realmente grandes, é possível observar que a água mais doce fica concentrada de um lado de um estuário, efeito causado pelo efeito de Coriolis (rotação da Terra).

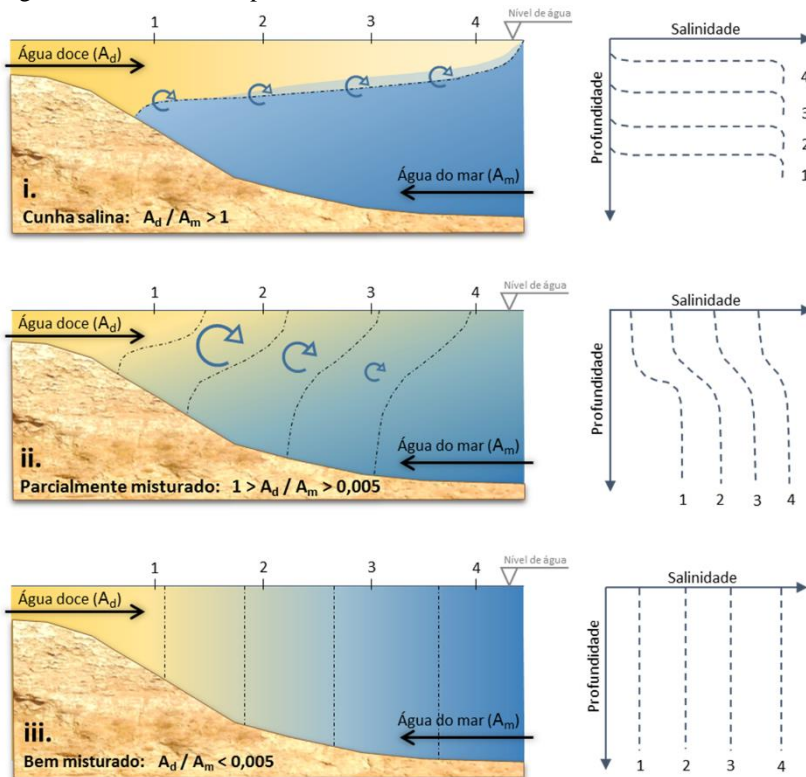
- Tipo D

Também não possui estratificação como no tipo C, mas, neste caso, o estuário não precisar ser necessariamente grande, sendo que a salinidade muda ao longo do seu comprimento. A falta de estratificação, é uma indicação de turbulência vertical intensa (HUGHES, 1958).

O principal fator que causa mistura turbulenta em estuários são as correntes geradas pelas variações de nível da água (marés). A mistura vertical completa geralmente ocorre em momentos de máximas velocidades de corrente de maré. À medida que a intensidade das correntes de maré diminui, as velocidades horizontais na camada superior e inferior da coluna d'água tornam-se distintas, produzindo os gradientes de salinidade acima mencionados (HUGHES, 1958).

A Figura 3.3 apresenta um esquema conceitual de modelos dos padrões de mistura estuarina, do tipo cunha salina (superior), parcialmente misturado ou parcialmente estratificado (meio) e verticalmente homogêneo ou bem misturado (inferior).

Figura 3.3 - Modelo dos padrões de mistura estuarina.



Fonte: Adaptado de Pritchard (1952).

Goodwin e Kamman (2001) afirmam que sistemas estuarinos ainda podem passar por todos os quatro padrões de circulação (A, B, C e D) dentro de um ciclo de maré. Em resumo, a capacidade de mistura em um sistema resulta das diferenças de densidade, velocidades de corrente geradas pela variação dos níveis de água (maré), entradas de água doce e morfologia da laguna.

### 3.3.3 Assimetria de maré

É possível identificar diversos tipos de assimetrias de maré, no entanto, em geral, os diferentes tipos influenciam as lagunas de forma semelhante, produzindo escoamentos de enchente e de vazante, principalmente nos canais de marés (FRIEDRICHS e PERRY, 2001).

O domínio de vazões de enchente é definido como um fluxo durante períodos de maré crescente cujas máximas correntes ocorrem durante a maré ascendente, antes de atingir a preamar. Normalmente há um período de estofa mais longo entre a mudança direção de correntes de enchente para de vazante.

O domínio de vazões de vazante é definido durante períodos de maré baixa cujas correntes de pico são mais fortes na fase de maré descendente, antes de alcançar a baixa-mar. Geralmente, há um período de estofa mais curto entre mudança de direção de correntes entre a vazante para de enchente.

Devido ao fato de que a erosão e a deposição dos sedimentos nos canais são dependentes principalmente da velocidade do fluxo, as marés dominantes da enchente tendem a mover o sedimento para o interior. Isso ocorre quando o fundo da embocadura do canal é erodido ou os sedimentos suspensos na coluna d'água na zona costeira são transportados para entrada do canal e depositados durante o período de estofa, devido às velocidades de correntes baixas.

Já as correntes de vazante tendem a mover os sedimentos para fora do estuário, devido ao fato de as velocidades de corrente mais fortes na maré descendente suspenderem os sedimentos de fundo e transportá-los para o oceano.

Outro fator que desempenha um papel importante no domínio das vazões de enchente e de vazante é a assimetria das marés *offshore* (afastadas da costa) e a desaceleração das correntes ao se direcionar para a costa. A assimetria das marés *offshore* é uma condição local que só pode ser determinada por meio da observação a respeito da maneira como as marés interagem com a forma e a batimetria do litoral em sua região geográfica.

Tendo as questões discutidas acima, Friedrichs e Perry (2001) afirmam que caso o período de estofa durante a preamar (mudança de direção de enchente para vazante) seja mais lento que o período de estofa de baixa-mar (mudança de direção de vazante para enchente), então este ambiente possui uma tendência maior para deposição dos sedimentos suspensos no canal/laguna. Caso seja mais rápido, a tendência passa a ser de erosão dos sedimentos de fundo.



De maneira geral, o estudo de sistemas de canais de marés é mais complexo do que a simples avaliação da dominância dos fluxos de enchente e de vazante. A variação da geometria do canal ao longo de um sistema comporta-se de forma que quanto mais para o interior do canal, menor é a sua profundidade. Assim, o domínio de enchente ou de vazante pode variar no espaço. Se uma parte da laguna for rasa e outra, profunda, essas duas seções podem influenciar, ao mesmo tempo, na dominância de enchente e de vazante, respectivamente.

Em uma escala ainda menor, se um lado do canal de maré é raso e outro, profundo, a seção rasa pode se comportar como dominância de fluxos de enchente, enquanto a seção mais profunda como dominância de vazante. Com as flutuações das marés (sizígia, quadratura, sazonalidades) um sistema pode alternar entre o tipo de dominância com base no tempo.

A interferência antrópica também pode alterar o regime de um sistema. Dragagens dos canais marítimos de uma laguna ou na própria laguna podem causar uma mudança no domínio das direções de fluxo (FRIEDRICHS e PERRY, 2001).

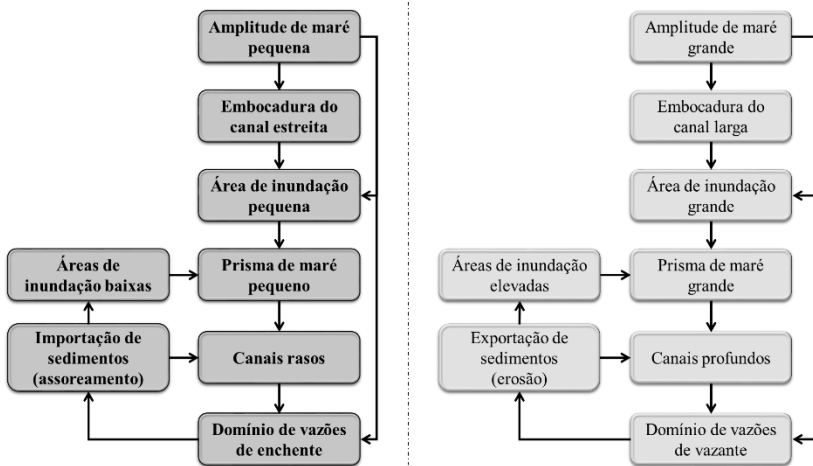
Em alguns canais de maré, pode ser observado um equilíbrio morfodinâmico, alternando ao longo do tempo entre os processos de erosão e assoreamento no fundo do canal, o que ocasiona uma alternância entre a dominância de enchente-vazante. Essas duas condições podem influenciar inclusive na granulometria de sedimentos nestes ambientes.

O domínio de enchente ou de vazante está relacionado, sobretudo, com as velocidades de corrente no estuário, considerando a capacidade de arraste dos sedimentos de fundo grosseiro (areia), enquanto que os processos de sedimentação e ressuspensão dos sedimentos está mais relacionada com os gradientes na amplitude da velocidade de corrente gerada pelas marés, o que afeta o transporte de sedimentos mais finos. (FRIEDRICHS e PERRY, 2001).

A Figura 3.4 apresenta um esquema resumo das relações morfodinâmicas entre amplitude de maré, abertura da embocadura do estuário, tamanho das áreas de inundação, prisma de maré, profundidade do canal, domínio de enchente ou vazante, transporte de sedimentos e elevação das áreas de inundação.

O ambiente de estudo (Canal da Barra da Lagoa) se enquadra nas características do fluxograma da esquerda, apresentando as relações morfodinâmicas para amplitude de maré pequena, que neste caso é definido como Micro-maré (amplitude de maré entre 0 e 2 metros).

Figura 3.4 - Relações morfodinâmicas em dois tipos distintos de estuários.



Fonte: Adaptado de Friedrichs e Perry (2001).

Outros fatores que ainda podem influenciar na dinâmica de entrada e saída de água nos estuários é a componente hidrológica na região, extensão da bacia hidrográfica, tipo de solo, uso e ocupação do terreno entre outros. Estes fatores irão determinar os aportes hidrológicos na laguna, ocasionando um aumento em seus níveis de água, e, conseqüentemente, influenciando no volume de água que escoará para fora do estuário.

### 3.4 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

A ressuspensão de sedimentos, a compactação do fundo, a subsidência e a deposição, bem como as variações do nível do mar, são fatores que atuam no plano vertical. Os componentes que atuam no plano horizontal são: a morfologia de redes de canais, as velocidades de correntes e a tensão de cisalhamento (*shear stress*). O resultado dessas interações pode ocasionar erosão e sedimentação do fundo do ambiente. A única compensação para a erosão é a acumulação de sedimentos: sedimentação (D'ALPAOS ET AL., 2005).

Estes autores ainda sugerem a existência de três domínios morfológicos distintos em estuários, sendo que cada um é identificado por diferentes características físicas, hidrodinâmicas e ecológicas. Durante períodos onde os níveis de água são significativamente mais elevados,

devido à influência da componente meteorológica, geralmente ocorre o alagamento das zonas inundáveis adjacentes ao estuário, normalmente cobertas por vegetação. O domínio intermediário não atinge as áreas mais elevadas, alcançando apenas as zonas usualmente atingidas durante períodos de preamar (maré alta). O terceiro domínio são as redes de canais que contêm as profundidades mais baixas dos estuários, podendo ter a presença de vegetação ou não, dependendo da ecologia dominante da área.

É possível observar que grande parte dos estudos envolvendo sedimentologia em rios/canais tem como referência o limiar do movimento dos sedimentos proposto há muito tempo por Hjulström (1939), o qual é reproduzido na Figura 3.5. Este gráfico tem sido usado, ou pelo menos citado, por gerações de cientistas da sedimentologia.

Este autor dedicou-se a representar os limites entre os processos de erosão, transporte e deposição em um gráfico da velocidade do fluxo pelo tamanho de partícula do sedimento. Além disso, reconheceu que o uso da velocidade média para caracterizar o fluxo é inadequado e o considerou apenas como "um substituto temporário até que haja mais dados disponíveis" (HJULSTRÖM, 1939).

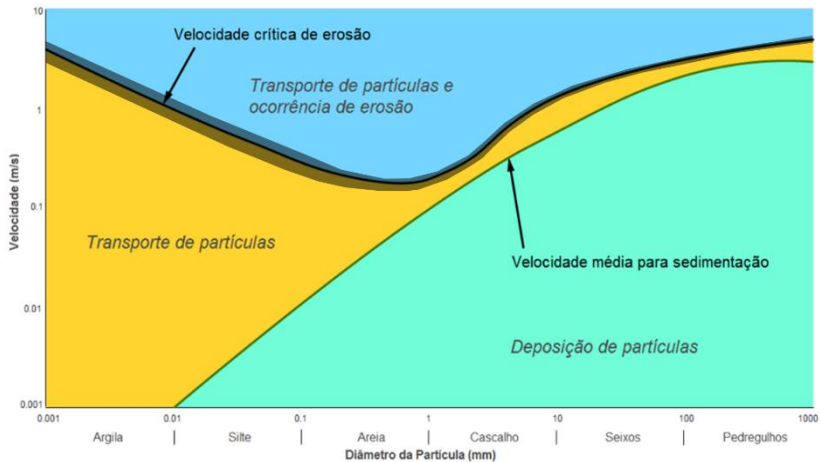
A faixa escura sobre a curva superior (entre transporte e erosão) representa a incerteza dos dados usados para definir o limite entre os processos de transporte e erosão. A linha preta representa o limiar de velocidade de corrente para que ocorra a erosão do fundo do canal ( $V_e$ ).

A curva inferior representa o limiar para o fim do transporte e início da sedimentação das partículas ( $V_d$ ) à medida que a velocidade do fluxo diminui.

A área amarela do gráfico entre as duas curvas supracitadas é uma consequência do efeito da coesão do sedimento aumentando as velocidades necessárias para o início do movimento. Se os efeitos da coesão em sedimentos finos (que são mais fortes se comparados aos sedimentos mais grosseiros) pudessem de alguma forma ser desconsiderados, o intervalo entre as curvas seria estreito para todos os níveis granulométricos de sedimentos.

Em resumo, o gráfico da Figura 3.5 apresenta de forma esquemática como a velocidade de corrente em um rio/canal influencia na capacidade de transportar, ressuspender ou depositar partículas de sedimentos de diferentes tamanhos granulométricos.

Figura 3.5 - Curva Hjulström - Curva de limiar de velocidade de corrente para ocorrência de erosão, transporte ou deposição para diferentes tamanhos de partícula.



Fonte: Hjulström (1939).

### 3.4.1 Estabilidade da embocadura de canal de maré

Uma das metodologias mais aplicada para análise das condições de estabilidade de um canal de maré foi desenvolvida por Escoffier (1940), representando o efeito dos agentes desestabilizantes, através das variações da Área da menor seção transversal na embocadura do canal de maré ( $A_c$ ) e o efeito dos agentes estabilizantes, através da Velocidade média máxima ( $V_{m\acute{a}x}$ ) nesta seção. Para que um canal de maré seja considerado estável, é imprescindível que os efeitos dos diversos agentes sejam compensatórios.

- Velocidade média máxima ( $V_{m\acute{a}x}$ ) corresponde ao máximo valor da velocidade média na seção;

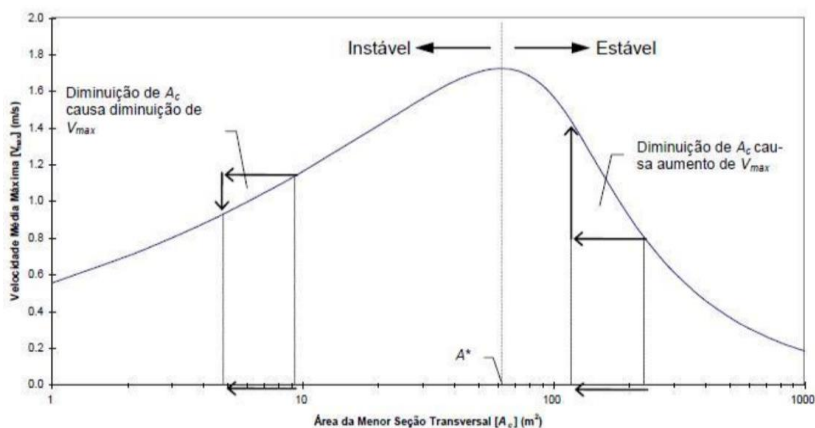
- Área da menor seção transversal do canal ( $A_c$ ) corresponde a área hidráulica relativa ao Nível Médio do Mar (NMM), no caso estudado ao *datum* vertical do IBGE, da menor seção transversal da embocadura externa do canal de maré

Considerando a ocorrência de eventos desestabilizadores depositando sedimentos no canal, ocorrerá a diminuição da área de sua seção transversal, gerando uma tendência para incremento nas

velocidades de corrente, aumentando, assim, a capacidade de remover o sedimento depositado.

A Figura 3.6 exemplifica um típico diagrama de  $V_{\text{máx}} \times A_c$ , no qual o pico de  $V_{\text{máx}}$  ocorre em uma área correspondente denominada Área limite ( $A^*$ ). Uma vez que  $V_{\text{máx}}$  é um indicativo da capacidade de transporte de sedimentos, a ocorrência de um evento que promova uma mudança em  $A_c$ , causará uma modificação em  $V_{\text{máx}}$  e, conseqüentemente, na capacidade de transporte de sedimentos.

Figura 3.6 - Exemplo de diagrama de  $V_{\text{máx}} \times A_c$  para uma determinada amplitude de maré em um canal de maré genérico. Os valores de  $V_{\text{máx}}$  são assumidos para a maré vazante.



Fonte: Rosman, 2012.

Como indicado no diagrama da Figura 3.6 acima, quando  $A_c < A^*$  o canal é instável e quando  $A_c > A^*$  o canal é estável.

- Canais Instáveis [  $A_c < A^*$  ]

Para esta situação, a ocorrência de um evento desestabilizador não é compensada por uma força estabilizadora. Em ocasiões de ressaca, por exemplo, nas quais a tendência é que ocorra uma diminuição do valor de  $A_c$ , em função da deposição da areia transportada para o interior do canal, há uma tendência para diminuição de  $V_{\text{máx}}$ .

Diminuindo-se  $V_{\text{máx}}$ , conseqüentemente ocorrerá a diminuição da vazão no canal e a capacidade do escoamento de expelir os sedimentos depositados. Para valores de  $A_c$  menores que  $A^*$ , diz-se que o canal é instável, pois uma redução no valor de  $A_c$  faz com que  $V_{\text{máx}}$  tenda também

a diminuir, o que propicia ainda mais o acúmulo de sedimentos que, por sua vez, reduz novamente  $A_c$  e faz com que  $V_{\text{máx}}$  mais uma vez diminua, e assim sucessivamente.

O problema de assoreamento do canal é cada vez mais agravado, até seu provável fechamento. Este fato poderia ser compensado pela ocorrência de eventos meteorológicos extremos, como chuvas intensas, que perdurassem por um longo período de tempo na região da laguna e sua respectiva bacia hidrográfica.

O acúmulo de água na laguna ocasionaria um aumento em  $V_{\text{máx}}$  durante o período de vazante, o qual aumentaria a capacidade de expulsão de sedimentos para fora do canal, de forma a tornar novamente  $A_c > A^*$ . No entanto, eventos meteorológicos são normalmente inconstantes e raramente possuem duração muito prolongada.

- Canais Estáveis [ $A_c > A^*$ ]

Nesta situação, a ocorrência de um evento desestabilizador é compensada por uma força estabilizadora que tende a restaurar a situação original, mantendo o equilíbrio da morfologia do canal em torno de uma situação média. Novamente, na ocorrência de uma ressaca, evento desestabilizador que promove acúmulo de areia no canal e a consequente diminuição do valor  $A_c$ , desta vez, ocasiona um aumento no valor de  $V_{\text{máx}}$  em vez de uma redução.

O aumento da velocidade média no canal acarreta uma maior capacidade de transporte de sólidos, expulsando assim o excesso de sedimentos para fora do canal e proporcionando um aumento da área da seção transversal, tendendo a restaurar o valor original de  $A_c$ , ou estabelecendo outro valor de equilíbrio próximo ao anterior.

Um aumento de  $A_c$ , por outro lado, ocasiona uma diminuição de  $V_{\text{máx}}$ , facilitando a deposição de sedimentos, o que tenderá a diminuir a área da seção transversal, restaurando o valor de equilíbrio original. Assim, todo canal com  $A_c > A^*$  pode ser classificado como estável, porque há efeitos compensatórios entre agentes hidrossedimentológicos. Nesta situação, há forte tendência para os efeitos de um agente serem compensados por efeitos contrários de outro agente, tornando difícil a ocorrência de modificações significativas em uma dada situação de equilíbrio.

Em resumo, segundo Escoffier (1940), no lado esquerdo do gráfico ( $A_c < A^*$ ) o canal de maré se encontra em situação de instabilidade. A ação das forças desestabilizadoras não somente não é compensada por uma força estabilizadora, como também faz com que a tendência ao

fechamento do canal seja cada vez mais forte. No lado direito do gráfico ( $A_c > A^*$ ), observa-se a situação de estabilidade, pois a ação de um agente desestabilizador é assim compensada pela ação de um agente estabilizador, fazendo com que o canal oscile em torno de uma geometria média.

Embora o método de Escoffier (1940) permita determinar se o canal de uma dada laguna tem ou não condições de estabilidade, o mesmo não permite definir diretamente qual seria o valor da área de menor seção transversal ( $A_c$ ) para uma estabilidade ótima e também não leva em consideração a ocorrência de eventos extremos, como por exemplo uma forte ressaca, que poderia levar a área  $A_c$  de um canal estável para uma situação de instabilidade, caso  $A_c$  seja pouco maior que  $A^*$ .

### 3.4.2 Prisma de Maré

O prisma de maré corresponde ao volume de água que entra no canal durante a maré de enchente e está intimamente relacionado com a vazões no canal, pois o volume pode ser calculado pelo produto da vazão de enchente pelo tempo. A importância do prisma da maré no ambiente estuarino está relacionada com a capacidade de renovação da massa de água a cada ciclo completo de maré (MIRANDA et al., 2002).

Em um canal de maré, o prisma de maré também é um indicativo da capacidade de “expulsar” os sedimentos de fundo na embocadura do canal, evitando, dessa forma, que ocorra o assoreamento dessa região.

#### 3.4.2.1 Relação entre Prisma de maré e Área da menor seção transversal

A fim de contornar a limitação do método de Escoffier (1940), O'Brien e Dean (1972) formularam uma metodologia que utiliza as relações de Prisma de maré ( $P$ ) e a Área da menor seção transversal ( $A_c$ ) como condição de equilíbrio sedimentar em combinação com o método de Escoffier.

Este critério é baseado na relação empírica entre a Área crítica da seção transversal na embocadura do canal ( $A_c$ ) e o Prisma de maré ( $P$ ), que pode ser aproximada pela relação definida na equação 05.

$$A_c = \alpha P^\beta \quad (05)$$

Sendo que  $\alpha$  e  $\beta$  são parâmetros empíricos.

Muitos autores desenvolveram estudos buscando determinar os coeficientes de regressão  $\alpha$  e  $\beta$ . As relações apresentadas nesta seção são validadas para regiões com marés predominantemente semi-diurnas, com ou sem desigualdades diurnas, que é o caso do Canal da Barra da Lagoa. Canais de maré situados em regiões de marés diurnas apresentam relações diferentes.

O'Brien (1931) é considerado o cientista pioneiro na investigação detalhada do comportamento de canais de maré. Com base em dados medidos em canais de marés naturais, ele propôs que esta relação ocorreria de acordo com a equação 06.

$$A_c \propto P^{0,85} \quad (06)$$

Este tipo de relação fornece a magnitude da Área da seção transversal crítica na embocadura de canais de maré, mas não explica os processos no canal. Esta equação mostra que um aumento no prisma de maré tende a aumentar a área da seção, e uma diminuição de seu valor iniciará o processo de deposição e, conseqüente, redução desta área.

Na natureza, entretanto, o transporte das areias pelas correntes litorâneas em direção à embocadura resultará na diminuição da seção transversal, podendo eliminar a influência do prisma de maré.

Em estudo posterior, O'Brien (1969) considerou outros impactos na dinâmica destes canais, além de  $P$  e  $A_c$ . A partir de observações de campo e medições, foram determinadas relações entre a área da seção transversal em  $m^2$  e o prisma de maré de sizígia médio em  $m^3$ , considerando embocaduras com e sem guia-corrente (equações 07 e 08).

$$A_c = 6,56 \times 10^{-5} \times P \quad (\text{canais sem guia-corrente}) \quad (07)$$

$$A_c = 9,02 \times 10^{-4} \times P \quad (\text{canais com guia-correntes}) \quad (08)$$

Jarret (1976) estudou a correlação entre área crítica de seções transversais e prismas de maré, na qual foi realizada uma análise de regressão em dados referentes a 108 canais de maré em praias de costa aberta, com granulometria variando de areia fina à média, e diferentes características de embocadura e geografia.

A análise desses dados indicou que esta relação não é uma função única para todas as embocaduras, mas varia conforme localização. Para o conjunto analisado, o autor mostrou que canais com ou sem guia-corrente na embocadura, em 95% dos casos, apresentavam área de menor seção transversal satisfazendo aos seguintes limites definidos na equação 09.

$$5,20 \times 10^{-5} \times P^{0,97} \leq A_c \leq 4,03 \times 10^{-4} \times P^{0,95} \quad (09)$$



A equação 10 fornece uma estimativa de valores médios para área da seção transversal.

$$A_{c \text{ médio}} = 1,57 \times 10^{-4} \times P^{0,95} \quad (10)$$

Jarret (1976) verificou que as áreas das seções transversais das embocaduras em costas de grande energia são menores para um dado prisma de maré, em decorrência da maior exposição das embocaduras às grandes ondas, que tendem a transportar os sedimentos para o interior das mesmas. O autor também observou que embocaduras sem ou com apenas um guia-corrente exibem diferentes relações como resultado das características de maré e ondas em costas.

Posteriormente Hume e Herdendorf (1993) analisaram 82 estuários na Nova Zelândia classificados em 16 tipos conforme suas características geomorfológicas e oceanográficas. Para estuários do tipo embocadura de rio os autores obtiveram os seguintes valores:  $\alpha = 0,00439$  e  $\beta = 0,76$ .

#### 3.4.2.2 Relação entre Prisma de maré e Transporte litorâneo total

O'Brien (1969) em seu estudo considerou a deposição dos sedimentos de maneira artificial, não considerando a real quantidade de sedimentos que alimenta o sistema. Com essa preocupação, Bruun (1973 e 1978) apresentou diversos estudos considerando a relação entre o Prisma de maré e o Transporte litorâneo adjacente à embocadura.

Segundo Bruun (1978), o escoamento no canal não deve ser capaz de expelir somente os sedimentos locais, mas também os sedimentos externos trazidos para as proximidades da embocadura pelo transporte litorâneo. A estabilidade deste canal só poderá ser mantida se os fluxos de enchente e vazante forem capazes de impedir a deposição destes sedimentos externos.

Bruun e Gerritsen (1960) com base em medições em campo, desenvolveram um critério relacionando o Transporte litorâneo total ( $M_t$ ), que é transportado até embocadura do canal causado principalmente pela ação das ondas, com o Prisma de maré de sizígia médio ( $P$ ), representando a capacidade dos fluxos de maré em expelir os sedimentos depositados no canal. Bruun (1978) ainda sustenta que a relação  $P/M_t$  é uma boa indicação para as condições gerais de estabilidade.

O Quadro 3.3 apresenta a classificação segundo este critério, o qual descreve que para um canal seja considerado estável, a razão  $P/M_t$  deve ser maior que 150.

Quadro 3.3 - Critério de estabilidade de embocaduras baseado na relação entre Prisma de maré de sizígia médio (P) e Transporte litorâneo total ( $M_t$ ).

Relação $P/M_t$	Condição
$150 < P/M_t$	Condições relativamente boas, fraca formação de barra e bom escoamento.
$100 < P/M_t < 150$	Condições menos satisfatórias, com uma formação pronunciada de uma barra parcial em frente à embocadura.
$50 < P/M_t < 100$	Possível barra larga na entrada, mas normalmente existe um canal através desta.
$20 < P/M_t < 50$	Embocadura de maré do tipo “barra-transpasse”. Arrebentação de ondas sobre a barra durante as tempestades. Durante enxurradas a barra permanece aberta em função do acréscimo dos fluxos de água doce. Representa uma situação perigosa para navegação.
$P/M_t < 20$	Canais bastante instáveis, funcionando como canais de extravasamento.

Fonte: Adaptado de Bruun (1978).

### 3.4.3 Análise da estabilidade segundo os critérios selecionados

A análise consistente a respeito da estabilidade de uma embocadura de canal de maré pode ser feita por meio da combinação dos critérios mencionado acima. Estudar a relação entre Prisma de maré e Área da menor seção transversal na embocadura do rio fornece condições para avaliar se um canal é naturalmente estável ou não. Entretanto, o parâmetro transporte litorâneo atua como um agente destabilizador externo, devendo ser considerado analisando a estabilidade segundo a relação  $P/M_t$ , proposto por Bruun (1978).

Se um canal for considerado estável segundo os critérios anteriores, mas a relação  $P/M_t$  apontar valores inferiores a 20, isto seria um indício da necessidade da construção de alguma medida mitigatória, como, por exemplo, um guia-corrente e, dependendo da resultante do transporte litorâneo, a construção de mecanismos de transpasse de areia. Se, por acaso, o canal em questão seja considerado naturalmente instável, a única possibilidade de manter este canal funcionando, com baixos custos de dragagem, é forçando para um valor elevado de razão  $P/M_t$ .

Como normalmente não é possível aumentar o Prisma de maré em face da realidade do canal, resta como última alternativa diminuir o transporte litorâneo que chega até a embocadura do canal, que pode ser feito através da implementação de guia-corrente. Em canais inerentemente instáveis, mesmo com guia-corrente o mesmo continua instável, sendo necessário então dragagens de eventuais manutenções.

### 3.5 MODELAGEM HIDRODINAMICA BIDIMENSIONAL (2D)

Rosman (1989) afirma que a utilização de modelos matemáticos é uma tentativa de simplificar os complexos processos da natureza. A modelagem matemática é uma metodologia comumente aplicada à ambientes aquáticos para análise quanti e qualitativamente dos processos envolvidos, fornecendo suporte nas etapas de análise e tomadas de decisão (FRAGOSO, 2009).

De acordo com os principais autores na área, Abbott e Basco (1989), modelos hidrodinâmicos, por sua vez, nada mais são que “calculadoras” que descrevem um conjunto de equações que representam a conservação das propriedades da água, discretizadas no tempo, com base em uma grade computacional, com o objetivo de analisar a quantidade de movimento da água em um determinado domínio. Devido à dificuldade em resolver problemas complexos analiticamente, métodos computacionais evoluíram contribuindo para melhor entendimento dos escoamentos em ambientes aquáticos, principalmente das componentes de velocidade e pressão.

De acordo com Rosman (1989), os modelos hidrodinâmicos podem ser divididos em: tridimensionais, bidimensionais e unidimensionais. Este autor ainda afirma que a escolha do modelo a ser utilizado, depende da qualidade da análise que se deseja, do investimento de tempo e recursos (dados) que se dispõe.

O módulo hidrodinâmico do *software* MIKE 21 é um sistema de modelagem compreensivo aplicável para simulações de fluxos em rios, estuários, lagos, represas, baías, áreas costeiras e oceânicas. É possível simular fluxos estacionários bidimensionais homogêneos na coluna d'água (2D) ou na horizontal (2DV) levando em consideração a variabilidade de densidade, batimetria e forçantes externas, tais como as meteorológicas, variações de níveis de água, de correntes e outras condições hidrográficas. (DHI, 2017).

Em um modelo hidrodinâmico bidimensional para fluxos de fluidos Newtonianos, deve-se assumir algumas premissas, entre elas: Conservação da massa, Conservação de momento, Conservação da salinidade e temperatura, Equação de estado relacionando a densidade em função da salinidade, temperatura e pressão (DHI, 2017).

Dessa forma, as equações governantes do modelo consistem em sete equações com sete variáveis. A fundamentação matemática do MIKE 21 está na equação de conservação de massa, equações de Navier-Stokes em duas dimensões para fluidos incompressíveis, incluindo os efeitos de

turbulência e variabilidade de densidade, em conjunto com as equações de conservação de salinidade e temperatura.

- Módulo hidrodinâmico: Equações governantes.

$$\frac{1}{\rho C_s^2} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial u_j}{\partial x_j} = SS \quad (11)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial(u_i u_j)}{\partial x_j} + 2\Omega_{ij} u_j = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + g_i + \frac{\partial}{\partial j} \left( \nu_T \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right\} - \frac{2}{3} \delta_{ij} k \right) + u_i SS \quad (12)$$

Onde:  $\rho$  = Densidade local do fluido;  
 $C_s$  = Velocidade do som na água do mar;  
 $u_i$  = Velocidade na direção x;  
 $\Omega_{ij}$  = Força de Coriolis;  
 $P$  = Pressão do fluido;  
 $g_i$  = Vetor gravidade;  
 $\nu_T$  = Viscosidade turbulenta da água;  
 $\delta$  = Delta de Kronecker;  
 $k$  = Energia cinética turbulenta;  
 $SS$  = Termo fonte.

A hidrodinâmica em corpos hídricos pode ser estudada em diversas escalas de tempo e espaço (KJERFVE e MAGILL, 1989). O movimento da água pode ser observado em pequena escala, onde as velocidades das moléculas apresentam intensas perturbações, ou em uma escala maior, onde a velocidade apresenta caráter mais consistente e simples de determinar, pois apresenta menores variações.

Entender o movimento da água em escala molecular não é usual; na prática, costuma-se analisar a circulação na menor escala macroscópica aceitável para a aplicação prevista, desde que não comprometa o aumento excessivo nos tempos de processamento das simulações (ABBOTT e BASCO, 1989).

A respeito da técnica de solução baseada em métodos de elementos finitos, o domínio é discretizado pela segmentação espacial horizontal contínua com elementos não-sobrepostos.

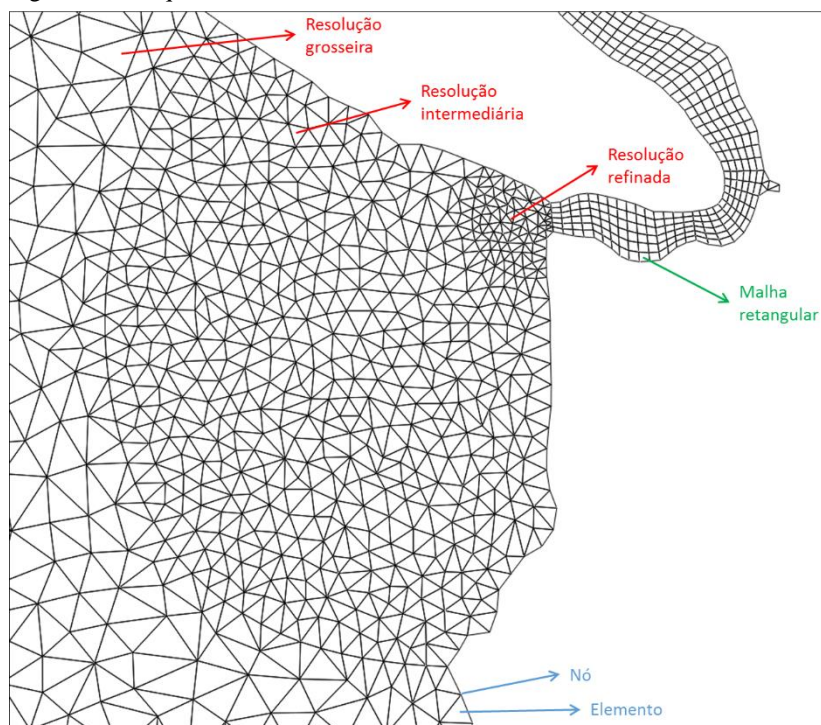
A Figura 3.7 ilustra esquematicamente um exemplo de malha de cálculo de um modelo bidimensional para a área da Lagoa da Conceição e entrada do Canal da Barra da Lagoa. As informações destacadas em cor azul representam os elementos constituintes da malha, em cor vermelha as diferentes resoluções da malha não-estruturada (elementos

triangulares) e em cor verde da malha estruturada (elementos retangulares).

Como é demonstrado nesse exemplo, os diferentes tipos de malha podem ser combinados de acordo com o grau de detalhamento e tipo de abordagem desejada.

Os resultados das simulações do modelo são obtidos para cada nó da malha de cálculo, gerando dados de elevação do nível de água, profundidade, velocidade e direção de corrente, temperatura, salinidade, etc. Os nós representam os vértices dos elementos, neles estão inseridas as informações da batimetria interpolada.

Figura 3.7 - Esquema da malha de cálculo bidimensional



Fonte: Adaptado de DHI (2017).

A seguir são listadas algumas das aplicações que podem ser desenvolvidas com o auxílio de um modelo computacional bidimensional.

- Alagamento e secamento de um segmento do modelo;
- Dispersão de momentum (quantidade de movimento);
- Tensão de cisalhamento de fundo;
- Força de Coriolis;
- Tensão de cisalhamento do vento;
- Precipitação/evaporação;
- Trocas de calor;
- Fontes ou sumidouros;
- Qualidade de água.

### 3.6 MODELAGEM HIDRÁULICA UNIDIMENSIONAL (1D)

Utilizar modelos hidráulicos unidimensionais baseados nas equações de Saint-Venant para representar escoamento em rios e canais é a abordagem mais comumente empregada em estudo dessa natureza. Esses modelos consideram o escoamento em apenas 1 direção, calculando variações de níveis de água, vazões e velocidades de corrente médias na coluna de água.

As áreas de inundação adjacentes ao canal são definidas como áreas de armazenamento, ou seja, admite-se que nessas áreas não ocorrem fluxos. Para esse tipo de modelagem, são utilizadas seções transversais ao longo do corpo hídrico. As profundidades são estabelecidas através da relação linear entre os pontos de elevação (XY) definidos para cada seção transversal (DHI, 2017).

Entre as principais características de um modelo 1D destaca-se que este assume que as variações do escoamento/transporte são homogêneas na seção transversal.

## 4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O canal de maré foco deste estudo, Canal da Barra da Lagoa, conecta a Lagoa da Conceição ao oceano, desembocando no canto direito da praia da Barra da Lagoa. Na margem esquerda da embocadura sentido Laguna-Oceano existe um guia-corrente com um farol em sua extremidade, ambos construídos em 1982 com a finalidade de fixar a embocadura evitando o fechamento da barra em momentos de maré baixa tornando, assim, a navegação livre pelo canal.

Nas últimas décadas, o Canal da Barra da Lagoa tem sido amplamente estudado por diversas áreas do conhecimento. Dentre os trabalhos realizados, destaca-se o de Garcia (1999). O autor realizou um diagnóstico ambiental por meio de indicadores físico-químicos dos sedimentos de fundo e de indicadores socioambientais, debatendo questões referente às marinas presentes e, especificamente, sobre o projeto de construção de uma marina de grande porte no interior do canal e seus possíveis impactos ambientais.

Pereira (2004) estudou a dinâmica das águas no Canal da Barra da Lagoa realizando um extenso levantamento de dados de campo de parâmetros físicos e de qualidade da água. Segundo esse autor, o Canal da Barra da Lagoa pode ser classificado como salino para condições de correntes enchentes, salobro para condições de correntes de vazante e parcialmente misturado para condição de águas paradas (estofa).

Os autores Sierra de Ledo e Sorriano-Sierra (1999) estudaram o meio físico da Lagoa da Conceição e descrevem que, na época do estudo, o canal possuía uma largura média de 25 metros e profundidade média de 2,5 metros.

De forma a contextualizar a área onde o canal está inserido, fornecendo um entendimento geral do terreno, Bier (2013) desenvolveu um estudo de segmentação e caracterização da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição. A Figura 4.1 apresenta o mapa das sub-bacias definidas pelo autor nas proximidades do Canal da Barra da Lagoa. A rede hidrográfica neste mapa, disponibilizada pela EPAGRI/CIRAM, compreende os principais canais naturais e artificiais na região.

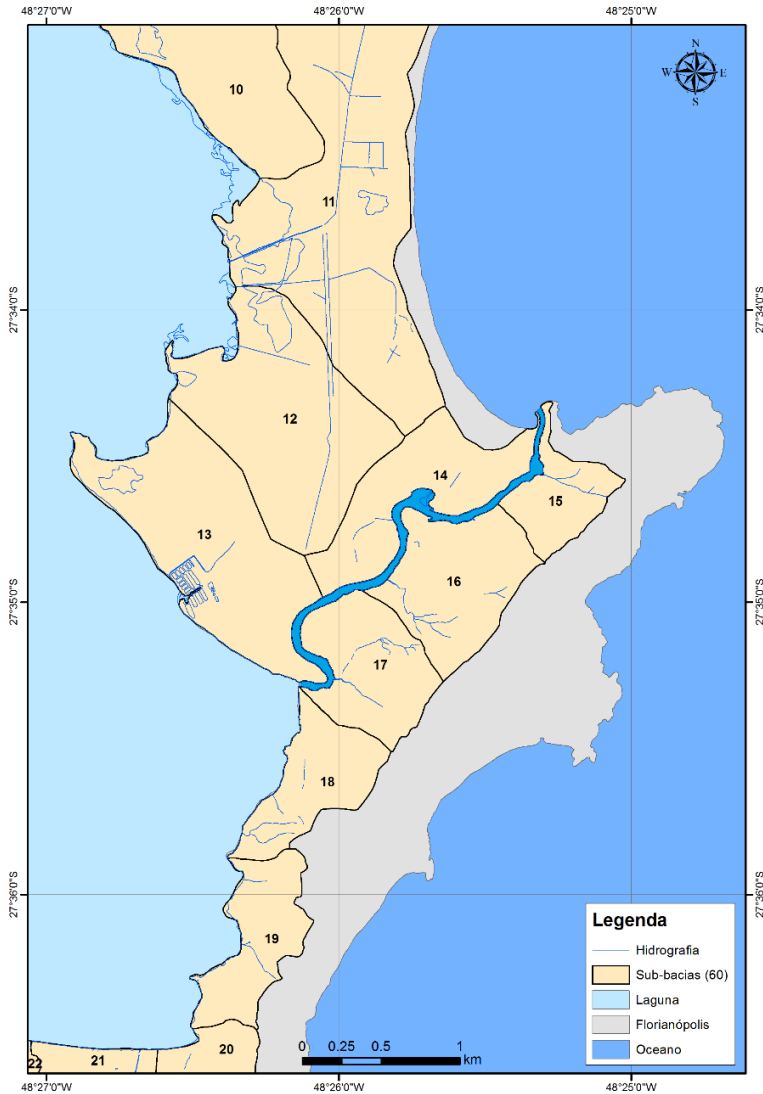
A Tabela 4.1 apresenta os valores de coeficiente *Curve-Number* ( $CN_{II}$ ) para condições normais de umidade do solo, estimados por Bier (2013) a partir do tipo de solo e uso e ocupação em cada sub-bacia.

Tabela 4.1 - Coeficiente  $CN_{II}$  estimado para sub-bacias na área do canal.

Sub-bacia	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
$CN_{II}$	32	33	37	40	58	79	78	72	74	46	42	44

Todos os mapas e dados utilizados nesse estudo foram referenciados para o *datum* horizontal SIRGAS 2000, zona UTM-22S.

Figura 4.1 - Segmentação do terreno em sub-bacias nas proximidades do canal.

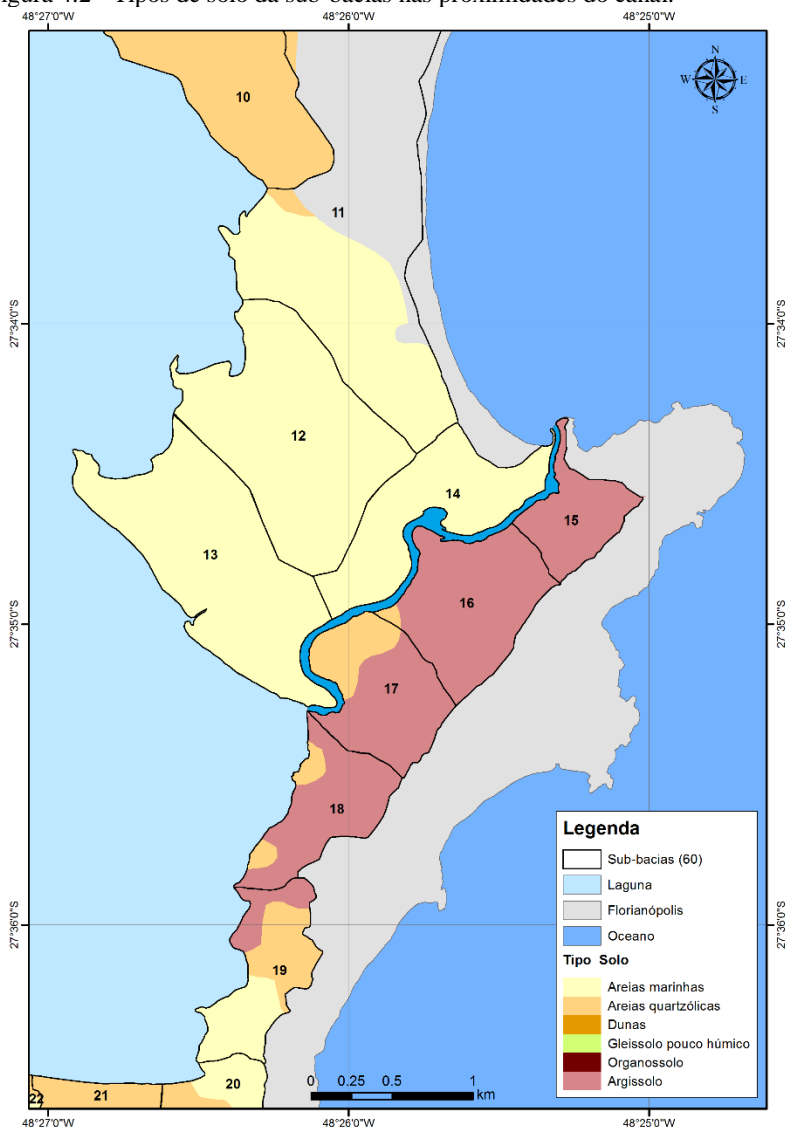


Fonte: Adaptado de Bier (2013).



O mapa de tipos de solo das sub-bacias selecionadas (Figura 4.2) foi gerado a partir do Atlas do município de Florianópolis disponibilizado Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis – IPUF (LUIZ; 2004).

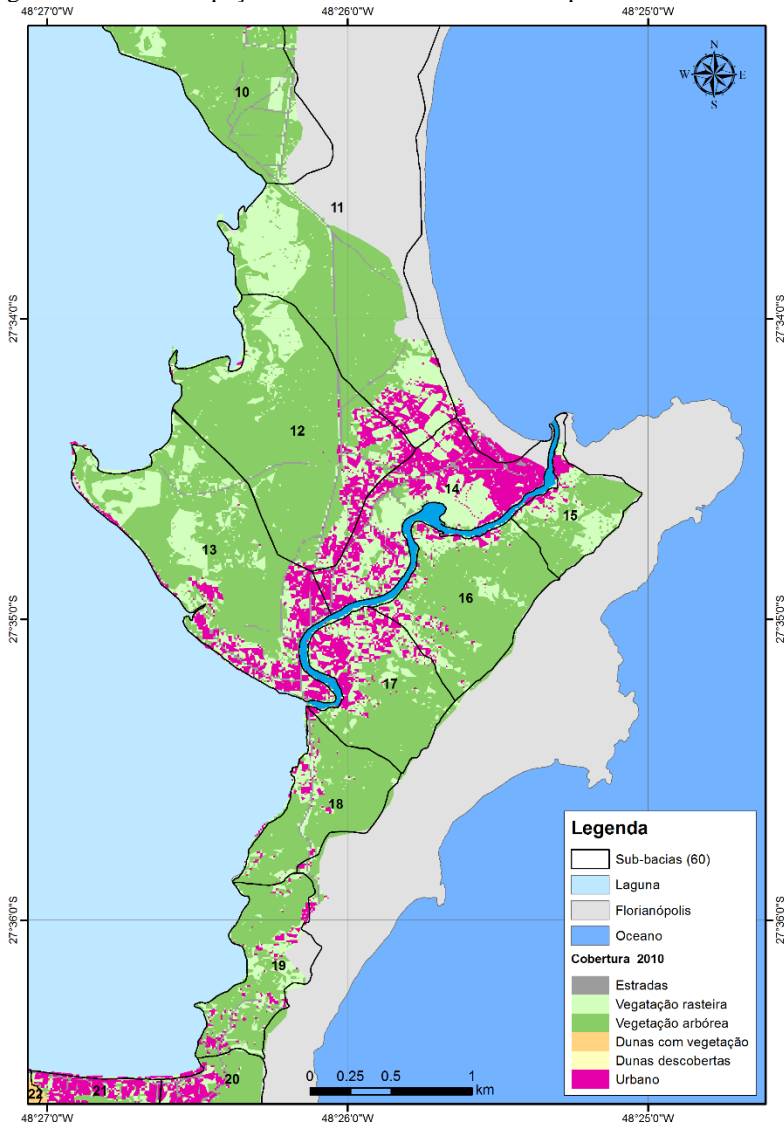
Figura 4.2 - Tipos de solo da sub-bacias nas proximidades do canal.



Fonte: Adaptado de Bier (2013).

O mapeamento de uso e ocupação de terreno da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição foi desenvolvido por Lemétayer (2011) a partir de imagem de satélite IKONOS II do ano de 2010. (Figura 4.3)

Figura 4.3 - Uso e ocupação do terreno da sub-bacias nas proximidades do canal.

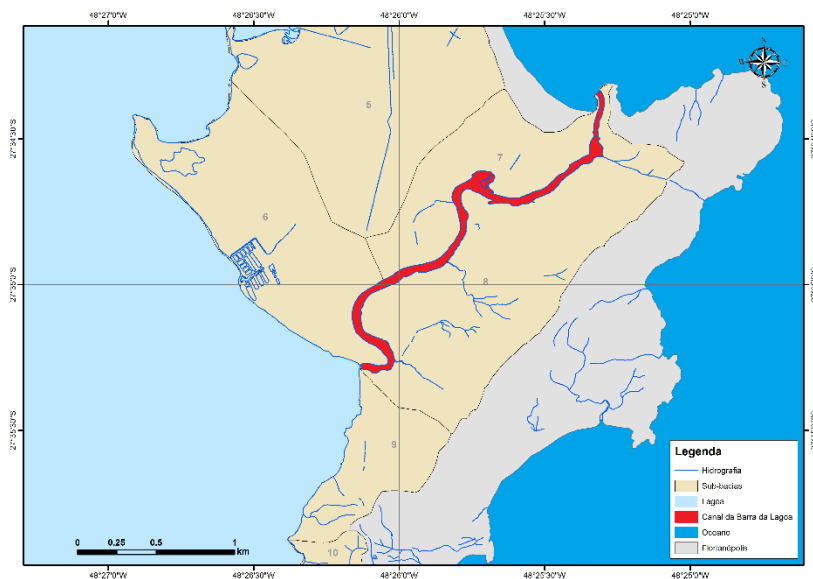


Fonte: Adaptado de Lemétayer (2011).

## 4.1 LOCALIZAÇÃO

O mapa da Figura 4.4 apresenta o canal de maré foco deste estudo (Canal da Barra da Lagoa) destacado em vermelho. A área apresentada neste mapa é identificada com um retângulo vermelho tracejado na Figura 4.5.

Figura 4.4 - Detalhe da área de estudo - Canal da Barra da Lagoa (vermelho).

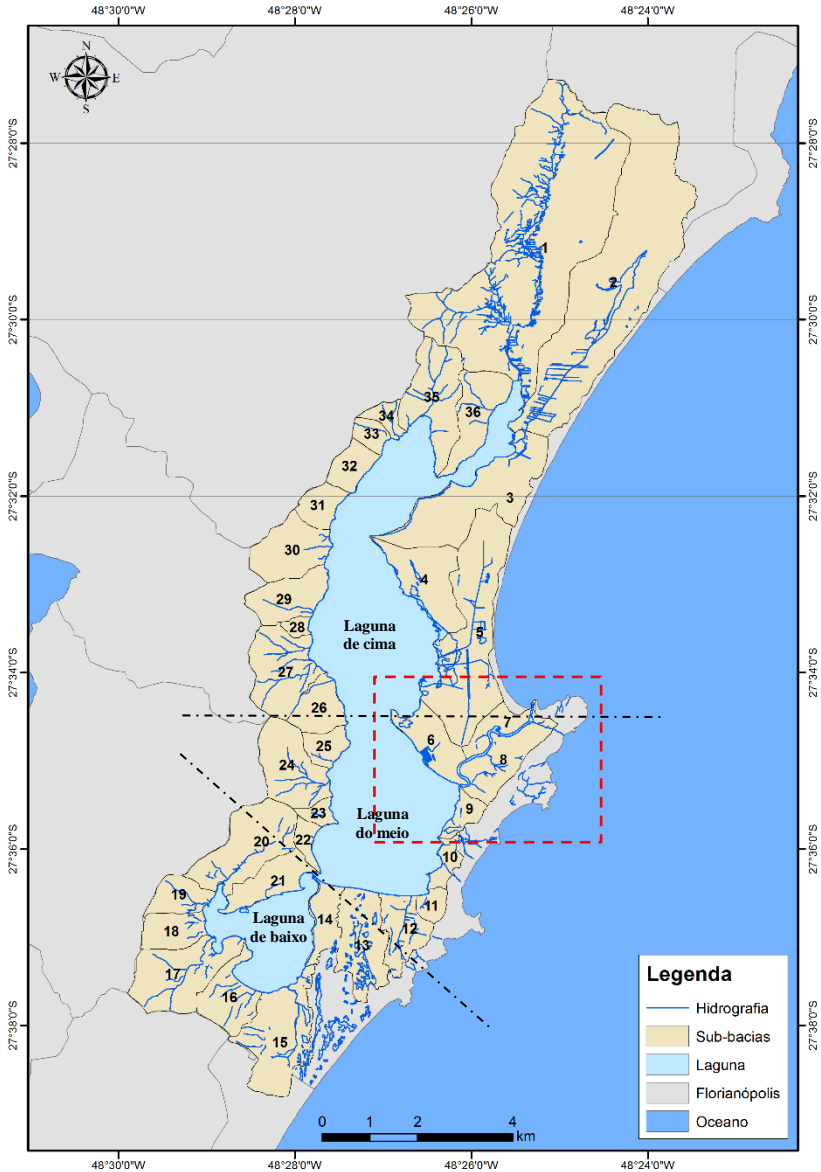


Fonte: Elaborado pelo autor.

Este canal conecta a laguna (Lagoa da Conceição) com o oceano, conforme apresentado no mapa da Figura 4.5. Neste mapa é apresentado o corpo hídrico lagunar inserido na bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição. A laguna foi segmentada em três partes: Laguna de cima, Laguna do meio e Laguna de baixo

Este sistema estuarino está localizado na costa centro-leste da ilha de Florianópolis, Estado de Santa Catarina.

Figura 4.5 - Localização da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição com destaque para a área de estudo (retângulo pontilhado).



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 4.2 BATIMETRIA

A área de interesse deste estudo compreende o Canal da Barra, parte da Lagoa da Conceição e parte da praia da Barra da Lagoa, ambas no entorno da embocadura do canal.

### 4.2.1 Canal da Barra da Lagoa

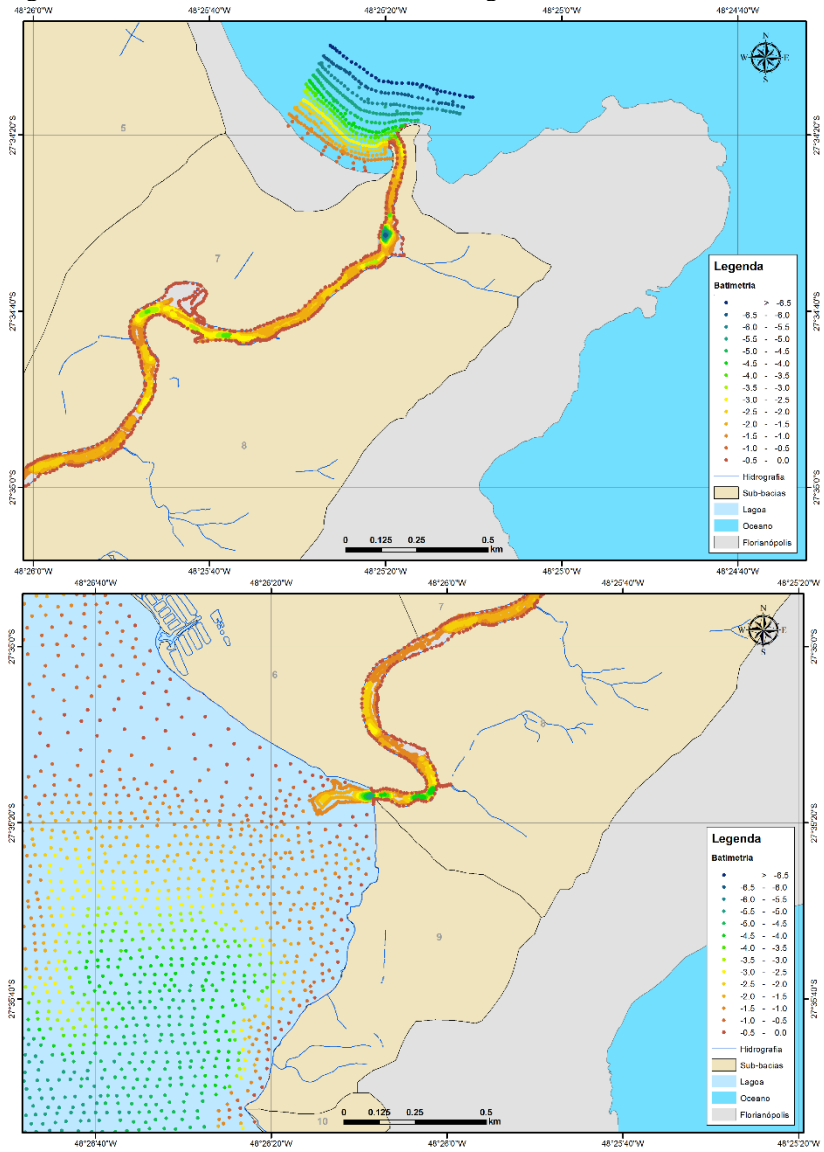
Os dados da batimetria obtidos para o Canal da Barra da Lagoa são provenientes do levantamento realizado pela empresa Arthepa Engenharia e Arquitetura Ltda. em 1997, e atualizados com base no levantamento realizado em 2005 pela empresa SOCIOAMBIENTAL Consultores Associados Ltda., sendo essa a responsável pela disponibilização dos dados utilizados no presente estudo.

A região da praia da Barra da Lagoa teve sua batimetria e contornos fornecidos também pelo levantamento de 2005 supracitado, complementado pelos dados da carta náutica nº 1904 (escala 1:50.000) da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN).

A Figura 4.6 apresenta a distribuição dos pontos batimétricos do levantamento supracitado. No interior da Lagoa da Conceição foram utilizados os dados de outro levantamento, apresentado na Figura 4.11.

Carazzai (2015) realizou um levantamento de dados batimétricos no canal utilizando um sonar interferométrico Edgetech 4600. O autor afirma que a profundidade máxima observada no interior do canal em 2015 foi de 7,34m, enquanto que os dados de 2005, utilizados neste presente estudo, alcançam profundidades de até 6,0m.

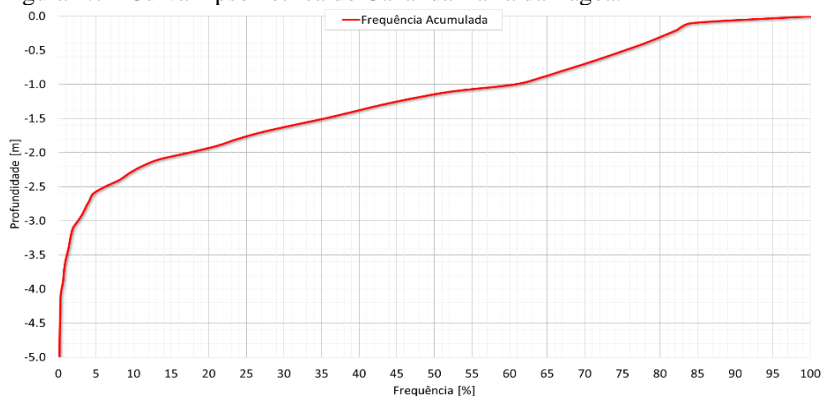
Figura 4.6 - Batimetria no canal da Barra da Lagoa



Fonte: Elaborado pelo autor.

Com a finalidade de entender em detalhes a forma do Canal da Barra da Lagoa, foram utilizados os dados de batimetria do Modelo Digital de Terreno (MDT), interpolados em um grid com elementos retangulares com área máxima de  $9\text{m}^2$  ( $3\text{m} \times 3\text{m}$ ), para gerar a curva de frequência de ocorrência de valores batimétricos (Figura 4.7).

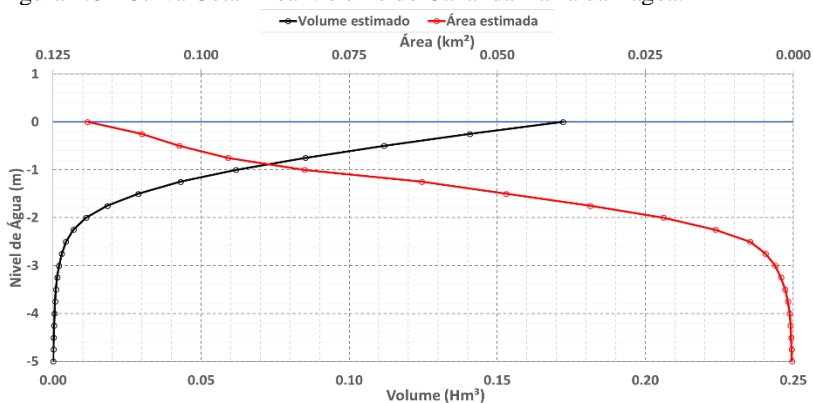
Figura 4.7 - Curva hipsométrica do Canal da Barra da Lagoa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para estimativa da curva Cota-Área-Volume do Canal da Barra da Lagoa, foi utilizada a ferramenta de cálculo de volumes do *software* SURFER 15. Foram obtidos valores de volume (linha preta) e área superficial (linha vermelha) para cada 0,25 metros de profundidade, conforme é apresentado na Figura 4.8.

Figura 4.8 - Curva Cota-Área-Volume do Canal da Barra da Lagoa.



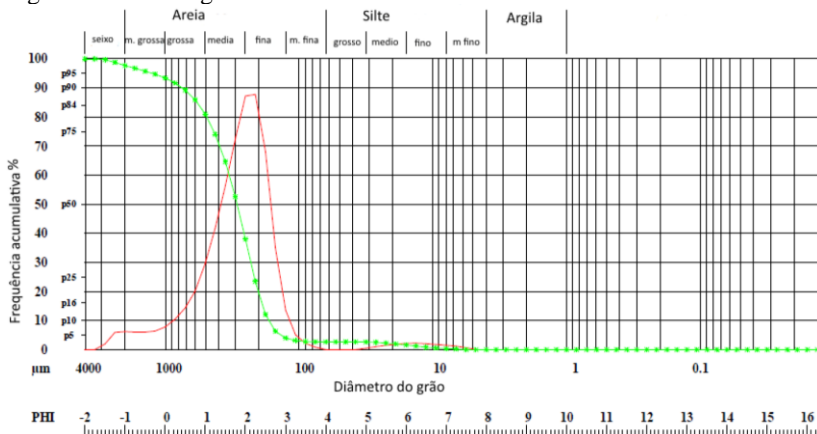
Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 4.2.1.1 Rugosidade de fundo

Carazzai (2015) realizou uma caracterização dos sedimentos de fundo no Canal da Barra da Lagoa. De acordo com este autor, os sedimentos no canal são compostos basicamente por areias médias e finas.

A curva granulométrica dos sedimentos de fundo é apresentada na Figura 4.9. O valor de diâmetro médio geométrico (D50) ao longo do canal apresentado por Carazzai (2015) foi de 290  $\mu\text{m}$  e diâmetro D90 de 750  $\mu\text{m}$ . Segundo Von Sperling (2014), areias em geral possuem diâmetros médios variando entre 60 e 2000  $\mu\text{m}$ , e mais especificamente, areias médias entre 270 e 510  $\mu\text{m}$ .

Figura 4.9 - Curva granulométrica dos sedimentos de fundo do canal.



Fonte: Carazzai, 2015.

#### 4.2.1.2 Índice de sinuosidade do canal

De acordo com Villela e Mattos (1975) e Christofolletti (1980) o Índice de sinuosidade de um curso d'água é um fator controlador das velocidades do escoamento em um canal. Quanto maior for o valor da sinuosidade, maior a dificuldade encontrada pelo canal em seu caminho à exutório, portanto menor será a velocidade de escoamento.

Marcuzzo (2012) ainda descreve que o Índice de sinuosidade é a relação entre a distância da desembocadura do rio e a nascente mais distante medida em linha reta, denominada Equivalente vetorial ( $E_v$ ), e o Comprimento do canal principal ( $L$ ). O índice de sinuosidade é calculado



por meio da equação 13 e possui classes divididas conforme apresentado no Quadro 4.1.

$$I_s = \frac{100(L - E_v)}{L} \quad (13)$$

Quadro 4.1 - Classificação dos índices de sinuosidade divididos por classes.

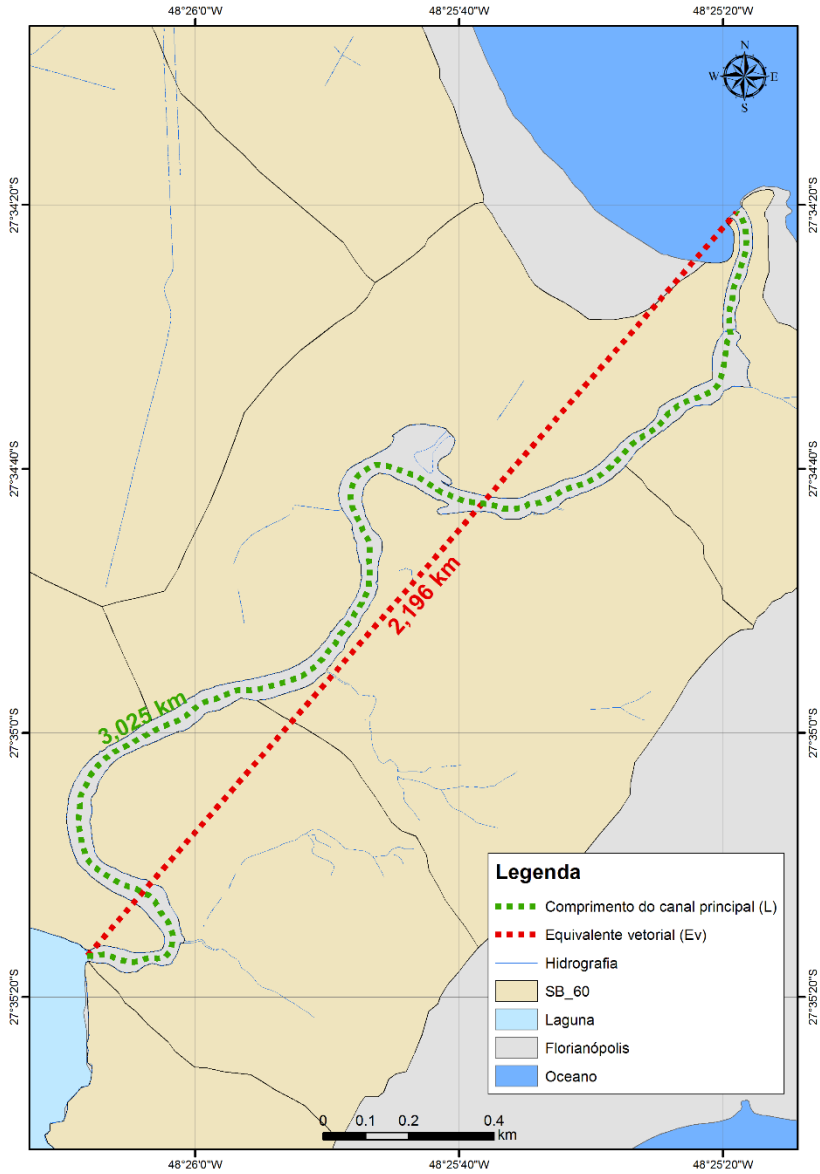
Classe	Descrição	Limites
I	Muito reto	< 20%
II	Reto	20% a 29%
III	Divagante	30% a 39%
IV	Sinuoso	30% a 49%
V	Muito sinuoso	> 50%

Fonte: Marcuzzo, 2012.

A Figura 4.10 apresenta os comprimentos utilizados para o cálculo do Índice de sinuosidade para o Canal da Barra da Lagoa. O valor do calculado conforme equação 14 abaixo foi de 27,4%, enquadrando este canal de maré na classe II (Reto).

$$I_s = \frac{100(3025 - 2196)}{3025} = 27,4\% \quad (14)$$

Figura 4.10 - Comprimentos no Canal da Barra da Lagoa. Equivalente vetorial ( $E_v$ ) em vermelho e Comprimento do canal principal (L) em azul



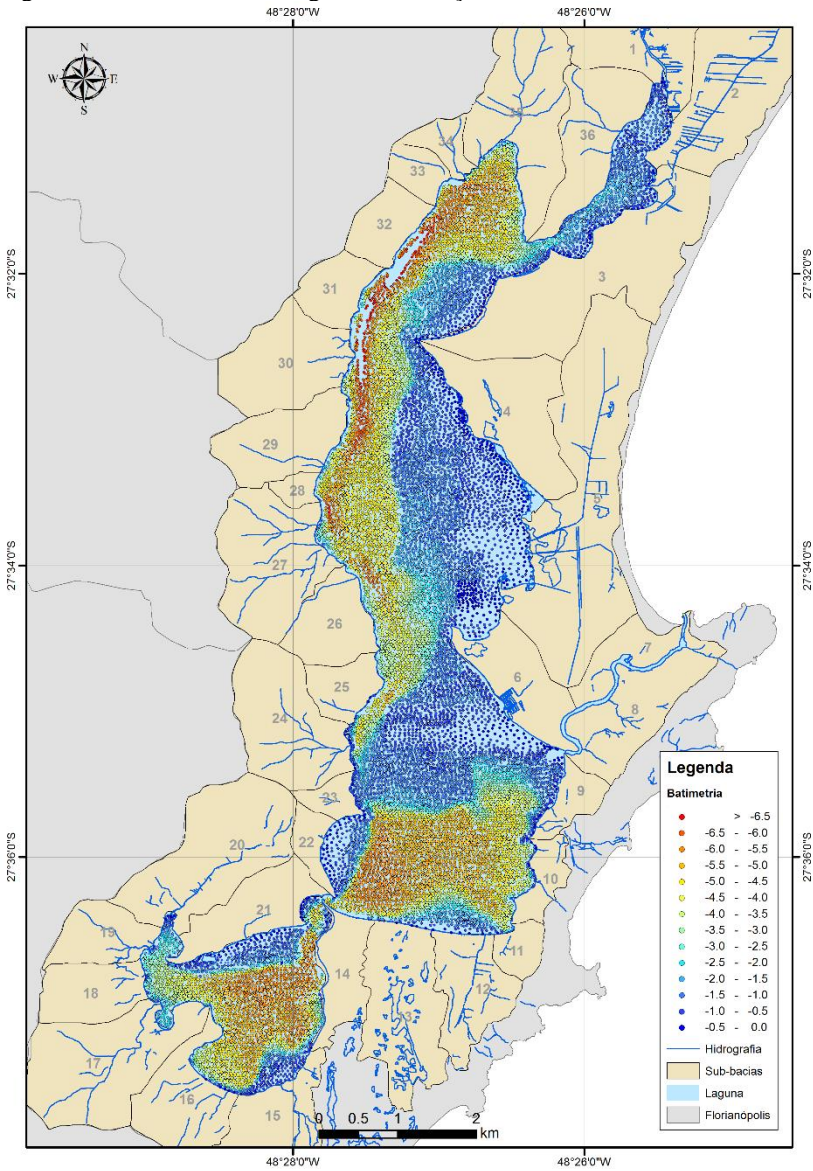
Fonte: Elaborado pelo autor.

#### **4.2.2 Lagoa da Conceição**

Em 2001 a empresa Aerolevantamentos e Consultoria S/A, à serviço do Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis (IPUF) realizou um levantamento batimétrico na Lagoa da Conceição utilizando um ecobatímetro da marca ODDM, modelo SDH 13<sup>a</sup>. Esse equipamento que possui capacidade de medir profundidades de 0,5 até 120 metros.

No levantamento foram medidos 527 perfis transversais sentido norte-sul ao longo da lagoa. Os dados obtidos neste levantamento foram posteriormente analisados e corrigidos pontualmente no trabalho de Godoy (2009).

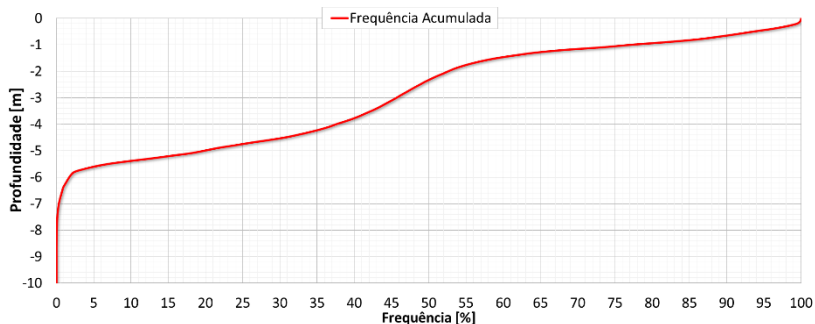
Figura 4.11 - Batimetria na Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Da mesma maneira que foi realizado para o Canal da Barra da Lagoa, foram gerados os gráficos para o corpo hídrico da Lagoa da Conceição. Utilizou-se os dados batimétricos extraídos do Modelo Digital de Terreno (MDT) interpolados em uma malha com elementos retangulares com área máxima de  $250\text{m}^2$ , para gerar a curva de frequência de ocorrência de valores batimétricos (Figura 4.12).

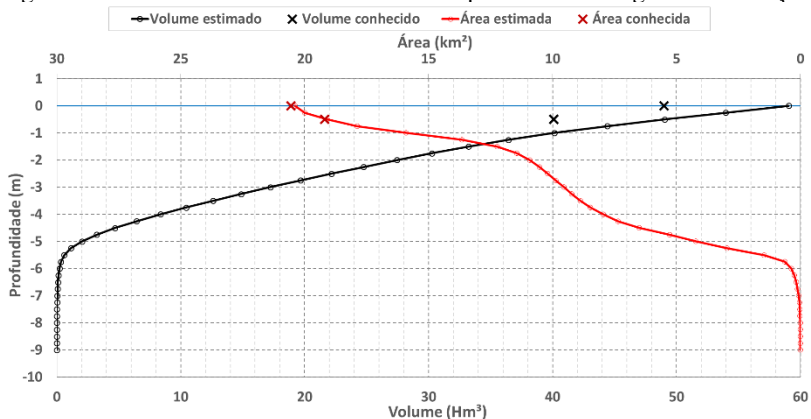
Figura 4.12 - Curva hipsométrica do corpo hídrico da Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para estimativa de volumes e áreas superficiais do Canal da Barra da Lagoa foi utilizada a ferramenta de cálculo de volumes do *software* SURFER 15. A curva Cota-Área-Volume é apresentada na Figura 4.13.

Figura 4.13 - Curva Cota-Área-Volume do corpo hídrico da Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos traçados no presente estudo, foi aplicada uma metodologia de investigação e análise dos dados meteorológicos, oceanográficos e de qualidade de água com a finalidade de caracterizar os fenômenos existentes no Canal da Barra da Lagoa e na região onde o mesmo se encontra inserido.

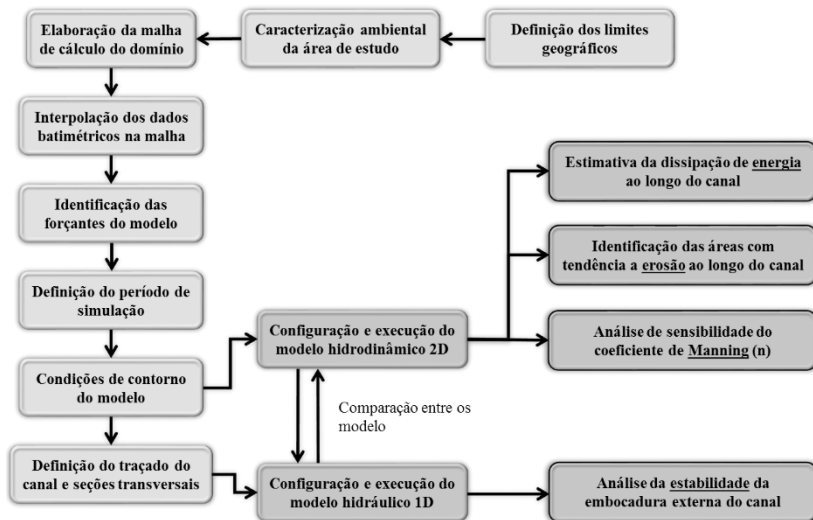
Foram avaliados dados de levantamentos de campo realizados pelo Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) e dados disponíveis em referências bibliográficas a fim de identificar os padrões ambientais existentes no local e, por fim, selecionar os dados relevantes para subsidiar a modelagem computacional do Canal da Barra da Lagoa.

Optou-se por utilizar os modelos computacionais bidimensional MIKE 21 e unidimensional MIKE HYDRO River, desenvolvidos pela empresa dinamarquesa DHI.

Para o desenvolvimento das atividades de processamento dos dados e simulações com os modelos computacionais nesta pesquisa foi utilizado um computador com processamento Intel(R) Core(TM) i7-3635QM CPU @ 2.40GHz, com 12.0 Gb de memória RAM.

A Figura 5.1 representa o fluxograma que resume as principais atividades da metodologia aplicada neste estudo.

Figura 5.1 - Fluxograma da metodologia aplicada para este trabalho.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 5.1 DADOS AMBIENTAIS

Nesta seção são apresentados os dados ambientais utilizados no desenvolvimento deste estudo. Foram levantadas as informações necessárias para compreender em detalhes a dinâmica ambiental do local, a qual é de fundamental importância para evitar que seja selecionado um período de condições específicas, como por exemplo um evento extremo, e considerá-lo como uma condição usual e representativa.

Inicialmente são apresentados dados referentes à água (níveis de água, correntes, temperatura da água e salinidade), e em seguida dados meteorológicos (temperatura do ar, umidade relativa, claridade, precipitação e ventos).

Tais dados foram inseridos nos modelos computacionais como forçantes e condições de contorno, com exceção dos dados de ventos e de precipitações, pois sua influência pode ser considerada desprezível para a abordagem adotada.

Todos os dados utilizados neste trabalho estão referenciados ao horário local (UTC -3h), incluindo o horário de verão nos períodos pertinentes.

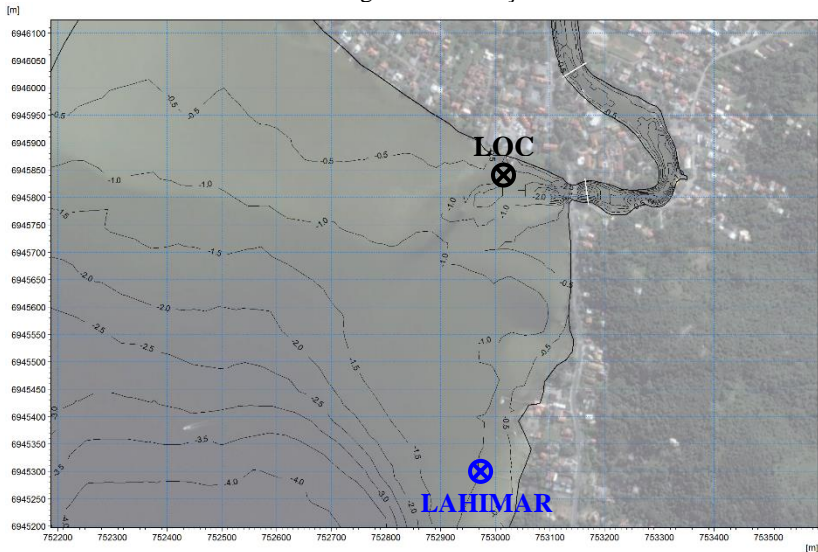
### 5.1.1 Níveis de água

De acordo com Godoy et al. (2008), a área de estudo está sujeita a um regime de Micro-marés, com amplitudes de 0 a 2 metros, conforme apresentado na seção 3.1.1. A maré local deve ser classificada como mista com predominância semi-diurna.

Os dados de níveis de água utilizados neste trabalho estão referenciados ao *datum* vertical do IBGE. O valor médio dos níveis de água medidos está situado a aproximadamente 1,10 metro acima do Nível Médio do Mar (NMM) referente ao *datum* vertical de Imbituba, conforme apresentado posteriormente no modelo conceitual na Figura 5.20.

A Figura 5.2 apresenta a localização das duas estações maregráficas instaladas nas proximidades da embocadura interior do Canal da Barra da Lagoa. A estação instalada pelo Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) na Marina Verde Mar é representada pelo símbolo preto, e o Digilevel instalado pelo Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) pelo símbolo azul.

Figura 5.2 - Localização das estações maregráficas instaladas próximas à embocadura interna do canal na Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As séries temporais medidas nas estações acima são apresentadas no gráfico superior da Figura 5.3, ilustrando o período de interesse: Out-2013 a Jan-2014.

É possível identificar visualmente que as duas medições de níveis na laguna possuem comportamento similar, o que sugere veracidade dos dados medidos, pois os marégrafos foram instalados próximos a entrada do Canal da Barra da Lagoa na laguna. A Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error - RMSE*) entre as duas medições é de 0,18m.

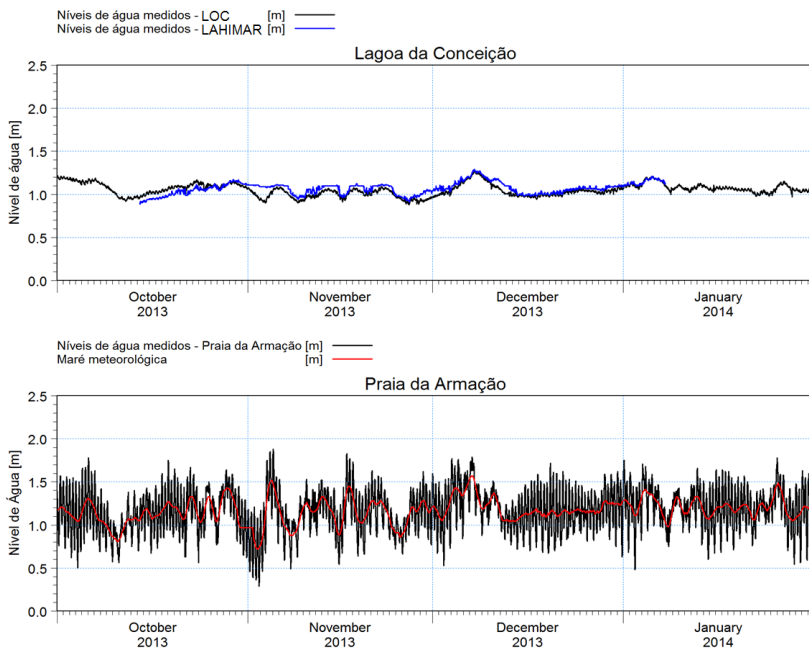
O gráfico inferior apresenta a variação dos níveis de água medidos pelo LOC no píer da praia da Armação (linha preta) e a variação da componente meteorológica (linha vermelha) extraída por meio da aplicação de filtro de média móvel de 25h, na qual foram removidas as variações de níveis de alta frequência provocadas pela maré astronômica.

Tabela 5.1 - Localização das estações maregráficas.

Localização	Responsável	Coordenadas Geográficas	
		Longitude (Oeste)	Latitude (Sul)
#	#	m	m
Lagoa da Conceição	LAHIMAR	752983	6945280
	LOC	752979	6945815
Praia da Armação	LOC	746392	6928058



Figura 5.3 - Séries temporais de níveis de água medidos na Lagoa da Conceição (superior) e na praia da Armação (inferior).

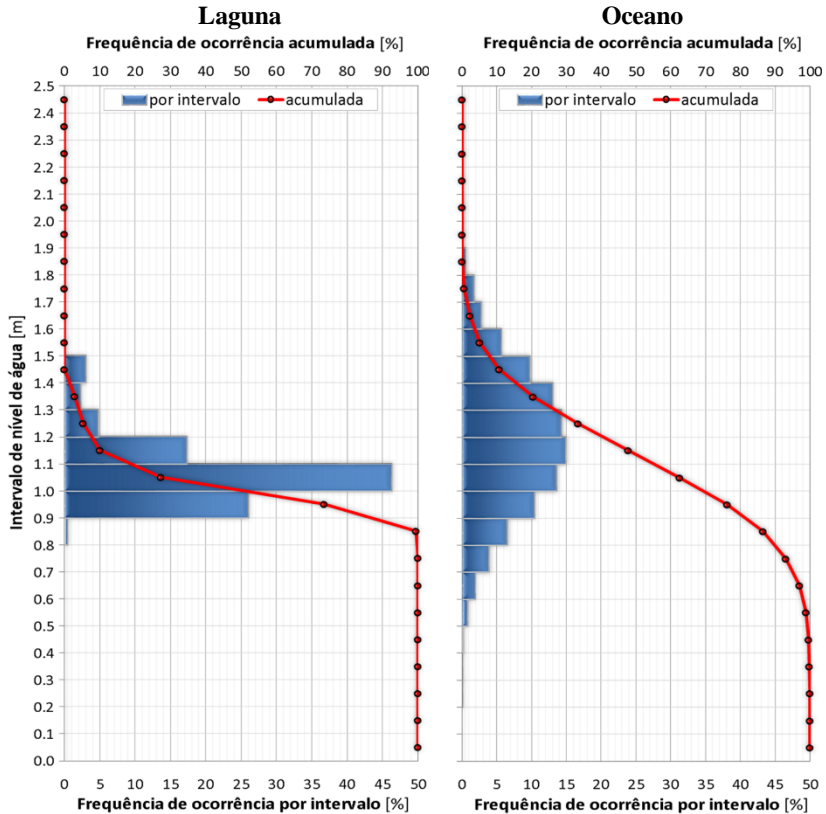


Fonte: Elaborado pelo autor.

Todos as séries temporais utilizadas nesse estudo foram referenciados ao horário local (UTC -3h), considerando o horário de verão nos períodos pertinentes.

Para entendimento das variações dos níveis de água medidos nos dois ambientes (Laguna e Oceano), foi realizada uma análise de frequência de ocorrência dos dados para o período de interesse. A Figura 5.4 apresenta o gráfico de frequência de ocorrência por intervalo de nível de água e acumulada.

Figura 5.4 - Frequência de ocorrência por intervalo (eixo inferior) e acumulada (eixo superior) de dados de níveis de água medidos na Laguna e no Oceano.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Apesar da embocadura do Canal da Barra da Lagoa estar localizada em uma zona de praia relativamente abrigada pelo costão direito da praia da Barra da Lagoa e por um guia-corrente, este estuário deve ser definido como Hiposíncrono, de acordo com classificação proposta por Nichols & Biggs (1985), apresentada na seção 3.1.

Esta definição foi realizada com base na análise da atenuação dos níveis de água da fronteira externa do modelo em comparação com os níveis de água simulados na embocadura interna do canal, no ponto denominado L (Laguna).

## 5.1.2 Correntes

Posteriormente ao período de interesse deste trabalho (Out-2013 a Jan-2014), a equipe de pesquisadores do LAHIMAR realizou uma campanha de medições de níveis de água e de perfis de corrente fundeando um Perfilador Acústico por efeito Doppler (*Acoustic Doppler Profiler* – ADP) na desembocadura do canal, próximo à ponte de pedestres.

A posição de fundeio do equipamento é indicada com um símbolo amarelo na Figura 5.5, correspondendo às coordenadas geográficas 754492m (Latitude) e 6947194m (Longitude) do sistema de projeção SIRGAS 2000, zona UTM-22S.

Figura 5.5 - Localização de fundeio do ADP no canal.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Neste trabalho foi obtido acesso aos dados do levantamento de campo com o ADP do período entre o dia 06/08/2015 13:40h até dia 13/08/2015 16:10h, correspondendo a aproximadamente 13 dias de medição.

Os dados de direção de correntes medidos com o ADP foram corrigidos subtraindo o valor de  $19,1^\circ$  à toda série de dados. Este valor foi obtido com o uso da Calculadora de Campo Magnético (*Magnetic Field Calculators*) disponibilizada no portal do *National Centers for Environmental Information* (NCEI) pertencente ao *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) dos Estados Unidos (Figura 5.6).

Figura 5.6 - Informações referentes à declinação magnética durante o período de medições com o ADP obtido no site do NOAA.

The screenshot shows the NOAA Magnetic Field Calculators website. The main heading is "Magnetic Field Calculators" with tabs for "Declination", "U.S. Historic Declination", "Magnetic Field", and "Magnetic Field Component Grid". The "Declination" tab is active, showing "Magnetic Declination Estimated Value".

Below the heading, there is a text block explaining that declination is calculated using the World Magnetic Model (WMM) or the 1900 calculator based on the gufm1 model. A "Calculate Declination" section contains the following input fields:

- Latitude: 27.575565° (with S and N radio buttons, S is selected)
- Longitude: 48.422730° (with W and E radio buttons, W is selected)
- Model: WMM (2014-2019) (with IGRF (1590-2019) radio button)
- Date: Year 2015, Month 8, Day 13
- Result format: HTML (with XML, CSV, PDF radio buttons)

A "Calculate" button is located below these fields. To the right, a "Declination" pop-up window displays the results:

Date	Declination
2015-08-13	19.10° W ± 0.39° changing by 0.13° W per year

Below the table is a map of the location in São Paulo, Brazil, with a compass rose showing magnetic declination. The map includes labels for streets like R. Prof. Abelardo Souza, R. Orlando Chaves, Raulina Hermogenes Coelho, and Capela São Pedro. The compass rose has "MIN" written in red above it.

At the bottom of the page, there is a footer with navigation links: Home | Contacts | Data | Disclaimers | Education | News | Privacy F.

Fonte: NCEI-NOAA.

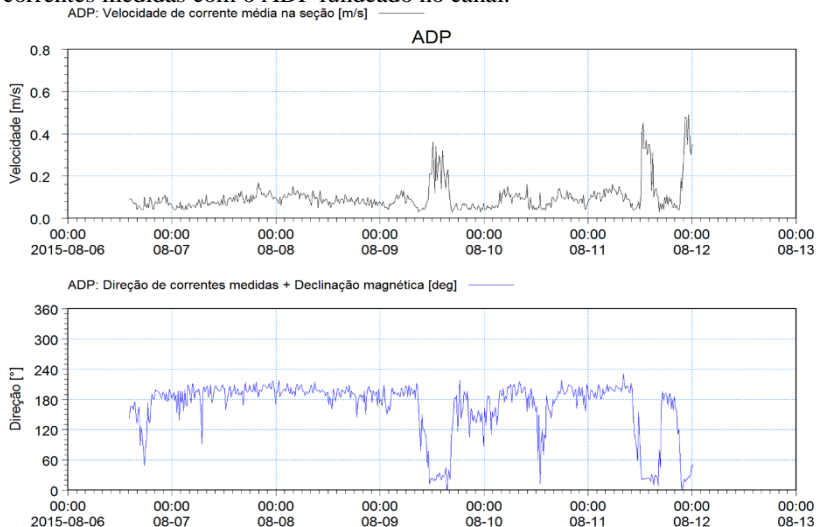
Foram excluídos os dados iniciais e finais da série, com a justificativa de que estes dados correspondem aos instantes de fundeio e recuperação do equipamento.

Também foram verificados os valores de balanço (*Roll*), caturro (*Pitch*) e cabeceio (*Heading*) medidos pelo ADP. Esses valores indicam se o equipamento fundeado sofreu alterações em sua posição durante o período de medições. Por meio destas informações foi possível identificar uma significativa mudança na posição do ADP na metade do 6º dia de medição por motivos desconhecidos. Sendo assim, foram desconsiderados os dados posteriores a este momento. Antes deste fato, a posição do equipamento se manteve sem alteração.

A análise sobre os valores da Relação sinal-ruído (*Signal-to-Noise Ratio* - SNR) foi realizada com a finalidade de avaliar se os dados medidos com o ADP sofreram quaisquer influências externas de ruídos do ambiente, podendo assim prejudicar a veracidade das medições. Constatou-se que os valores de SNR estiveram abaixo do limite de 30 dB para os três transdutores do equipamento, indicando a ausência de interferências externas (ruídos) significativas para interferir no sinal.

A série temporal processada dos dados de velocidade e direção de correntes medidas com o ADP é apresentada na Figura 5.7. No gráfico inferior é possível observar a predominância de correntes de enchente, com direção variando entre 180° e 220°; assim como 4 períodos bem definidos de inversões do sentido das correntes para vazante, com direções entre 0° e 30°.

Figura 5.7 - Série temporal de velocidades (superior) e de direção (inferior) de correntes medidas com o ADP fundeado no canal.



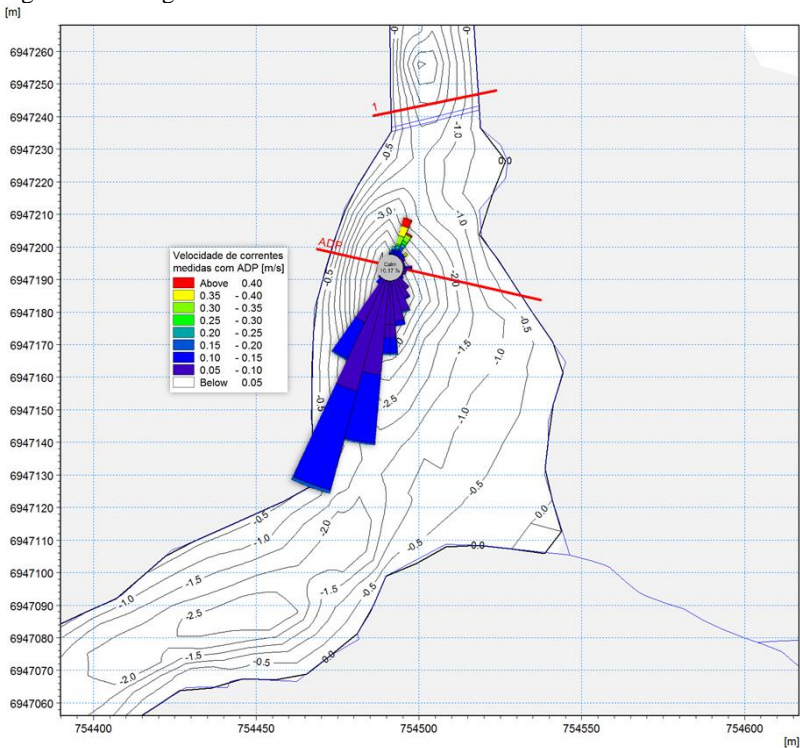
Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 5.2 - Localização de fundeio do ADP.

Localização	Responsável	Coordenadas Geográficas	
		Longitude (Oeste)	Latitude (Sul)
#	#	m	m
Canal da Barra da Lagoa	LAHIMAR	754434	6947161

Mesmo que os dados válidos de correntes medidos com o ADP compreendam um período de tempo muito pequeno para afirmar padrões de escoamentos, foi possível identificar que as correntes de vazante são menos frequentes e mais intensas. O diagrama inserido sobre o mapa da posição do ADP é apresentado na Figura 5.8.

Figura 5.8 - Diagrama de correntes medidas no canal com um ADP.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.3 Temperatura da água

Posteriormente ao período selecionado para simulação, a equipe de pesquisadores do LAHIMAR realizou levantamentos de campo com a finalidade de amostrar dados de temperatura da água e salinidade com uma sonda multiparâmetro CTD.

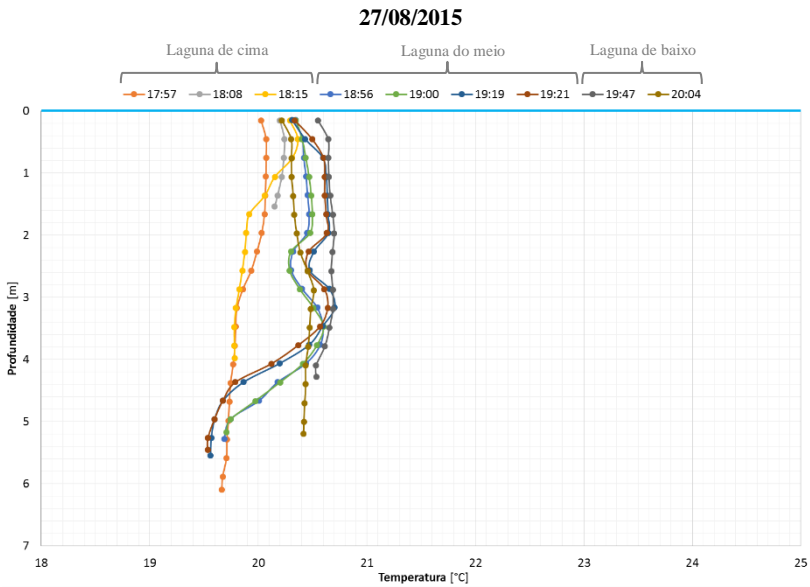
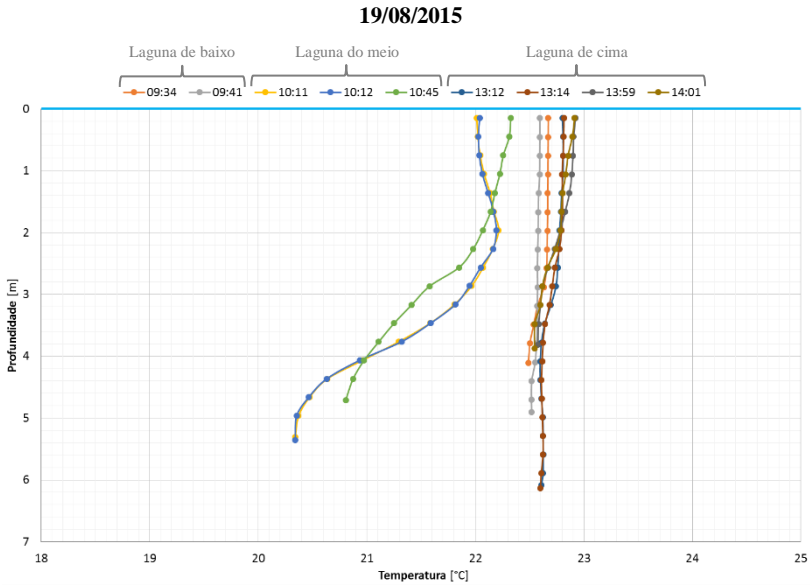
Foram selecionados duas séries de levantamentos de campo para analisar os dados: 19/08/2015 e 27/08/2015. Apesar de estes dados representarem uma condição de inverno (mês de agosto), diferente do período de primavera/verão simulado (meses de Out-2013 a Jan-2014), é possível obter uma estimativa dos valores dos referidos parâmetros no local.

As localidades onde foram realizadas as amostragens na Lagoa da Conceição (Lagoa de baixo, do meio e de cima) são identificadas na Figura 4.5 e no Canal da Barra da Lagoa (seções transversais O, 1, 2, 3, 4, 5, 6, e L) na Figura 5.9 apresenta os perfis de temperatura da água levantados na Lagoa da Conceição. Os valores de temperatura observados na laguna variaram entre 20.3 e 22.9°C. Foi identificada apenas na Laguna do meio uma estratificação térmica da coluna d'água de até 1,8°C.

Este fato possivelmente ocorre pela presença de uma grande área rasa próximo à Avenida das Rendeiras e/ou pela entrada de água salgada do mar que é mais fria, a qual tende a se deslocar pelo fundo podendo gerar uma estratificação térmica.

A Figura 5.10 apresenta os perfis de temperatura da água levantados no Canal da Barra da Lagoa. Os valores de temperatura observados na laguna variaram entre 19.5 e 21.5°C. Apenas no Ponto ADP, que é a região mais profunda do canal, foi identificada uma certa estratificação térmica de cerca de 1,0°C ao longo da coluna d'água.

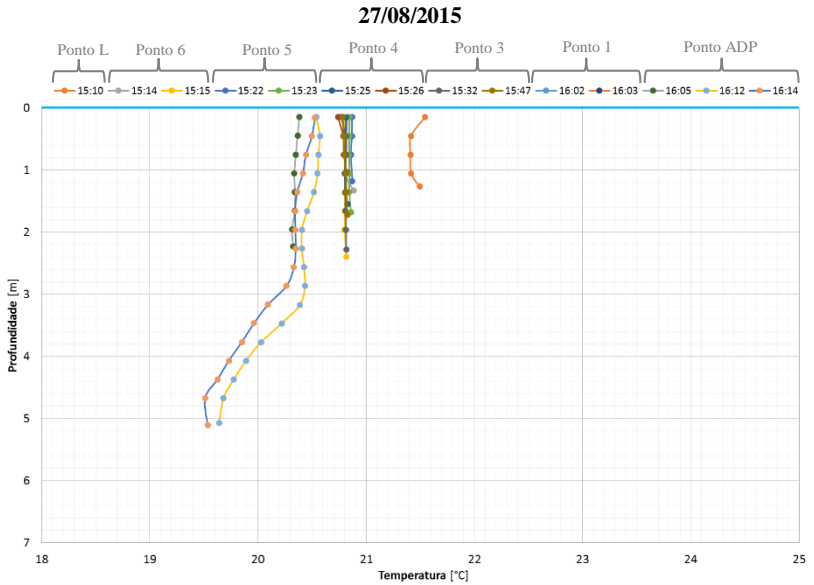
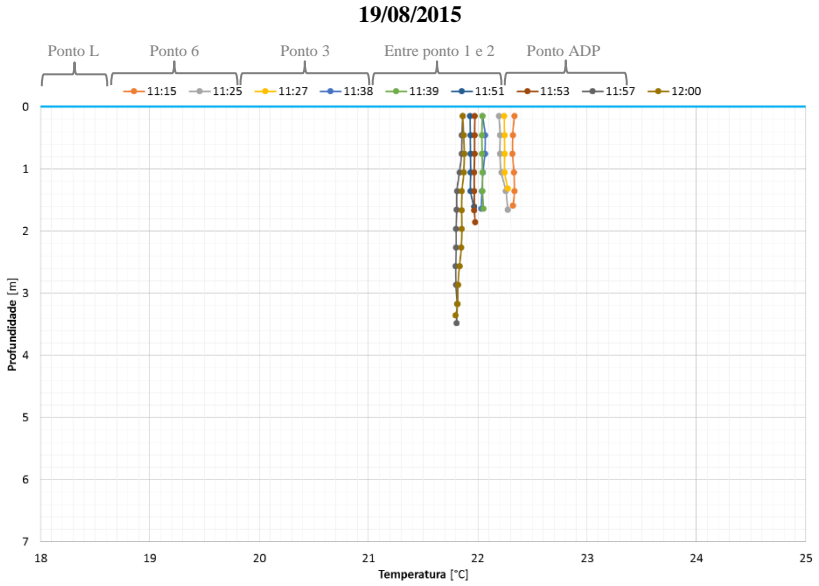
Figura 5.9 - Perfis de temperatura levantados na Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.



Figura 5.10 - Perfis de temperatura levantados no Canal da Barra da Lagoa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 5.1.4 Salinidade

De acordo com Soriano-Sierra (1999), desde a fixação da embocadura do Canal da Barra da Lagoa com a construção do guia-corrente em 1982, o canal manteve-se permanentemente aberto alterando drasticamente as características do corpo hídrico da Lagoa da Conceição.

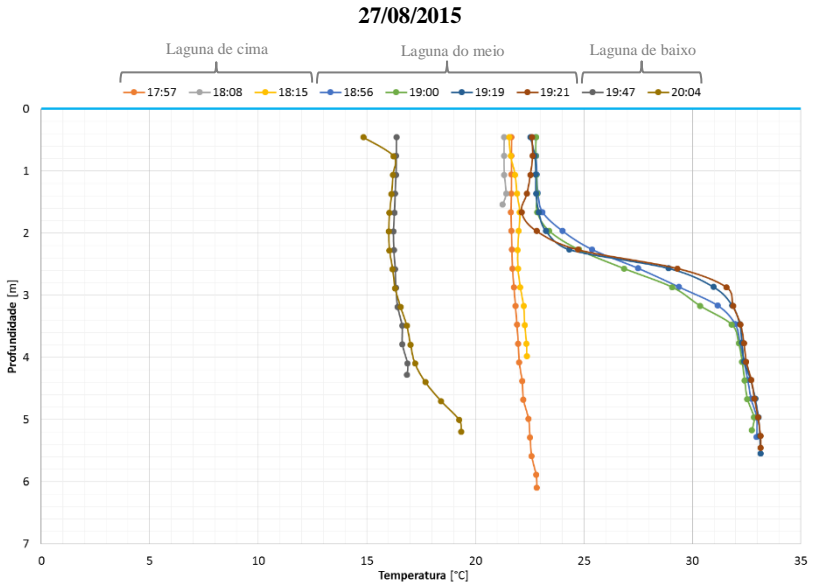
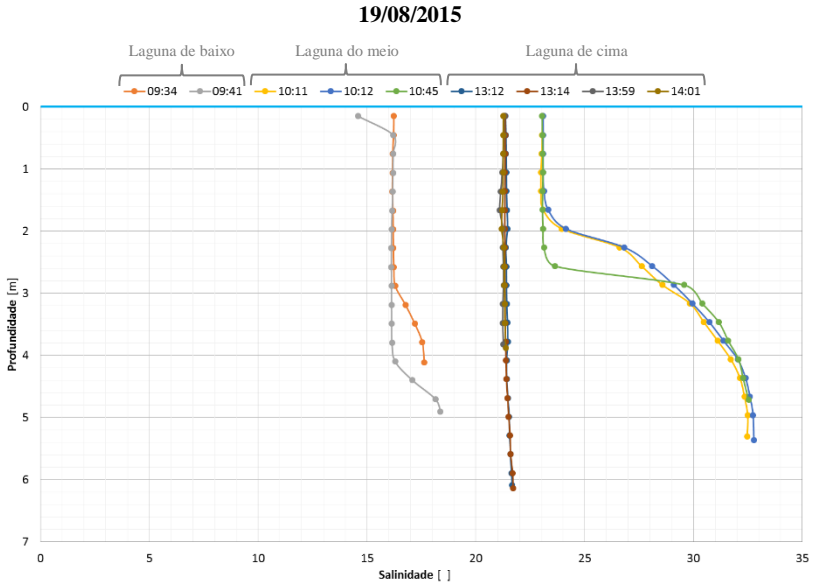
A laguna que anteriormente era, durante a maior parte do tempo, doce, pois comunicava-se com o oceano somente nas situações que havia o rompimento da barra. Isso ocasionou o aumento gradativo de salinidade tornando salobra as águas da Lagoa da Conceição e, conseqüentemente, alterou as comunidades bióticas presente no local.

A água salgada, mais densa que a doce, tem a tendência de se deslocar para áreas mais profundas, o que pode causar a morte de organismos bentônicos e até formar áreas anóxicas nestes locais.

Tendo em consideração as medições de campo citadas na seção anterior, a Figura 5.11 apresenta os perfis de salinidade levantados na Lagoa da Conceição. Os valores de salinidade observados na laguna variaram aproximadamente entre 15 e 33. Nota-se uma clara distinção espacial nos valores de salinidade medidos nas três localidades da laguna. Da mesma forma como foi identificado nos perfis de temperatura, a estratificação ocorreu de forma mais acentuada na Laguna do meio.

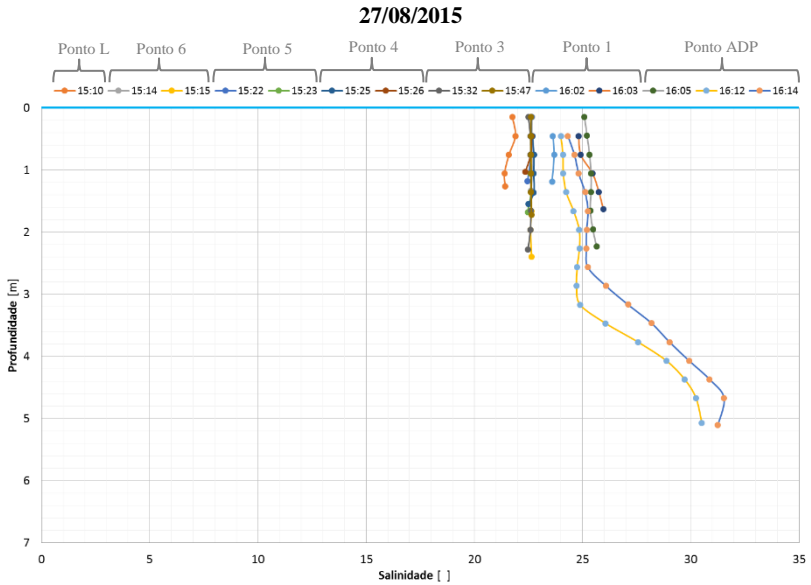
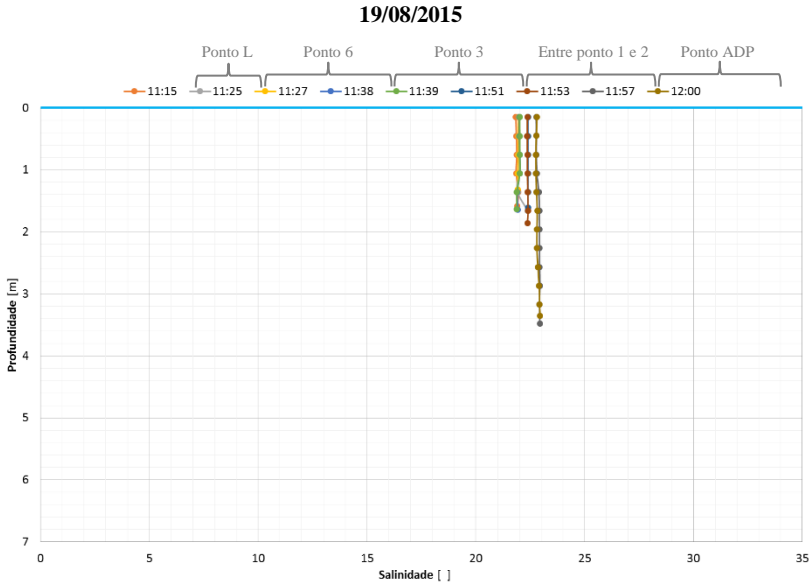
A Figura 5.12 apresenta os perfis de salinidade no Canal da Barra da Lagoa. Os valores de salinidade observados no canal variaram entre 22 e 32. Novamente foi identificada estratificação apenas na seção do rio onde foi fundeado o ADP, a qual consiste na parte mais profunda do canal.

Figura 5.11 - Perfis de salinidade levantados na Lagoa da Conceição.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 5.12 - Perfis de salinidade levantados no Canal da Barra da Lagoa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.5 Ventos

De acordo com os autores Sierra de Ledo & Soriano-Sierra (1999) e Andrade (2001), a circulação da água no Canal da Barra da Lagoa é dominada pelas forçantes da maré, enquanto na Lagoa da Conceição pela ação de ventos.

Como o corpo hídrico da laguna e a área costeira externa não foi incluída no domínio do modelo, o qual ficou restrito apenas ao canal e proximidades de suas embocaduras interna e externa, optou-se em não utilizar os dados de ventos como forçantes do modelo. Foi assumindo que tais dados não são relevantes o suficiente para influenciar diretamente os fluxos no domínio do modelo uma vez que não há áreas superficiais suficientemente grandes para que a ação dos ventos seja significativa.

No entanto vale ressaltar que os efeitos da ação dos ventos sobre as massas de água já estão incorporados nos dados medidos de níveis de água, contemplando as variações meteorológicas do mar e nas variações locais no interior da laguna.

Dessa forma, optou-se apenas por analisar os dados de ventos obtidos da estação meteorológica do INMET código 83897, localizada em Florianópolis - SC com a finalidade de entender seus padrões e obter uma noção geral do clima de ventos na região, assim como fornecer subsídios para futuros estudos de modelagem que venham incluir um domínio do modelo maior. Foram obtidos dados para o período entre agosto de 2001 e maio de 2017.

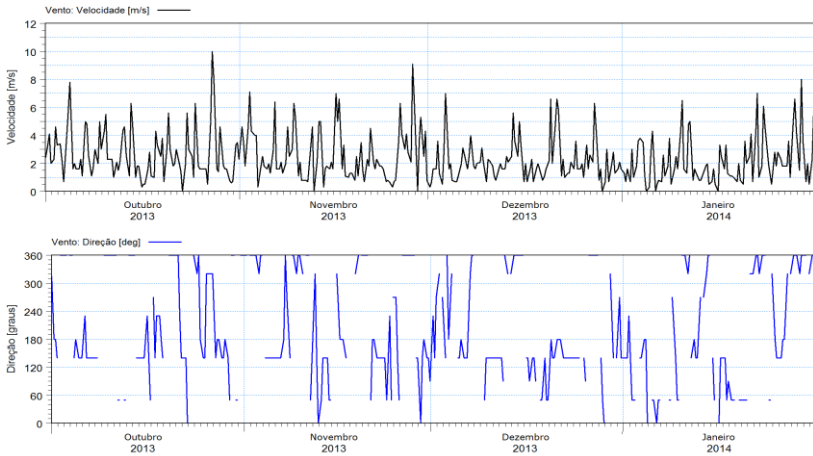
Tabela 5.3 - Localização da Estação Meteorológica.

Localização	Responsável	Coordenadas Geográficas	
		Longitude (Oeste)	Latitude (Sul)
#	#	m	m
Florianópolis	INMET	740207	6946589

Nesta análise foram desconsideradas quaisquer influências na intensidade e na direção dos ventos que possam ser provocadas pelo relevo e/ou obstruções locais. Embora seja de conhecimento geral que este efeito ocorre na prática.

A Figura 5.13 apresenta para o período de interesse a série temporal de velocidades de ventos medidos com linha preta (gráfico superior) e de direções com linha azul (gráfico inferior).

Figura 5.13 - Série temporal de ventos da estação meteorológica INMET 83897.

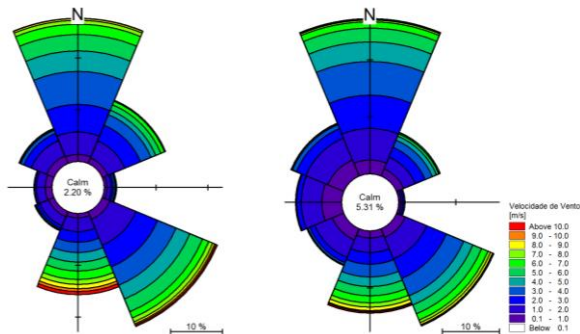


Fonte: Elaborado pelo autor.

Com o intuito de investigar os dados obtidos, a série foi separada e analisada em dois períodos sazonais distintos: Verão e Inverno. A Figura 5.14 apresenta os diagramas de rosa de ventos para o período de Verão (esquerda) e de Inverno (direita). Em ambos diagramas pode-se verificar a predominância de ventos de Norte/Nordeste e Sudeste/Sul.

Pode-se observar também que entre as estações selecionadas há maior frequência de ocorrência de ventos de direção Oeste e menor ocorrência de ventos de direção Nordeste no período de Inverno em comparação com de Verão.

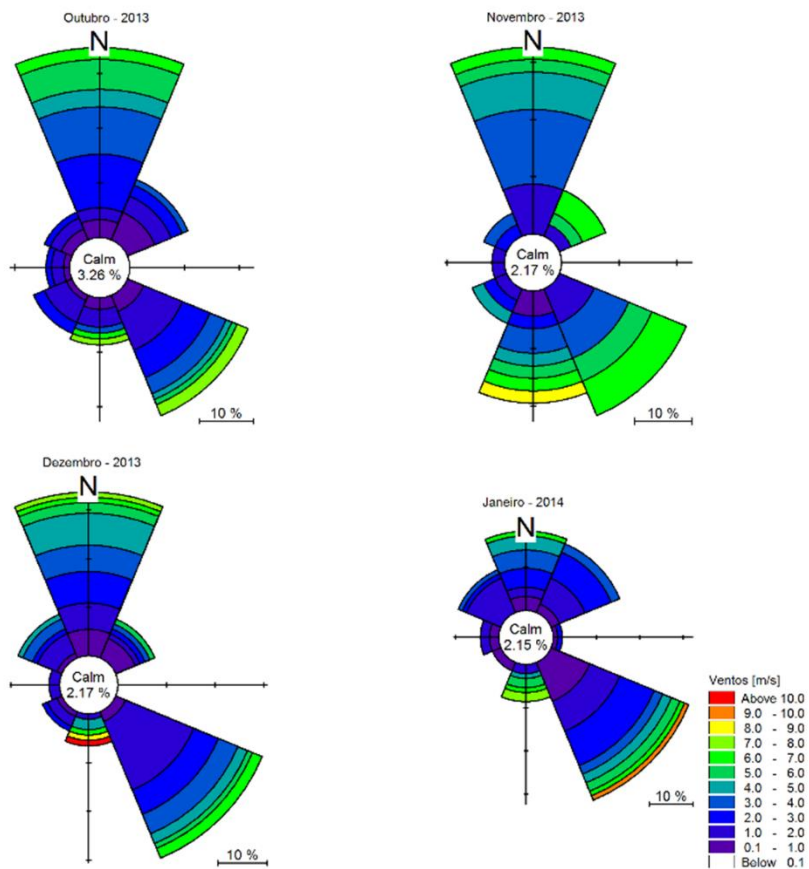
Figura 5.14 - Diagrama de rosa de ventos durante o período de Verão (esquerda) e Inverno (direita).



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 5.15 apresenta os diagramas de rosa dos ventos para cada mês dentro do período de interesse deste estudo de caso (Out-2013 a Jan-2014).

Figura 5.15 - Diagrama de rosa de ventos durante o período de interesse.

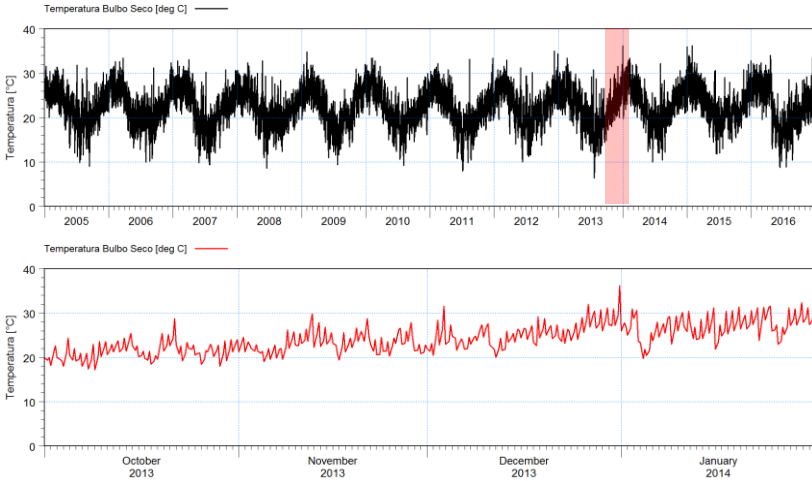


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.6 Temperatura do ar

Os dados de temperatura do ar foram obtidos na estação do INMET código 83897. Estes dados foram incluídos no modelo com a finalidade de representar as trocas de calor na interface atmosfera-água.

Figura 5.16 - Série temporal de dados medidos de temperatura do ar na estação meteorológica INMET (superior) e série utilizada nas simulações (inferior).



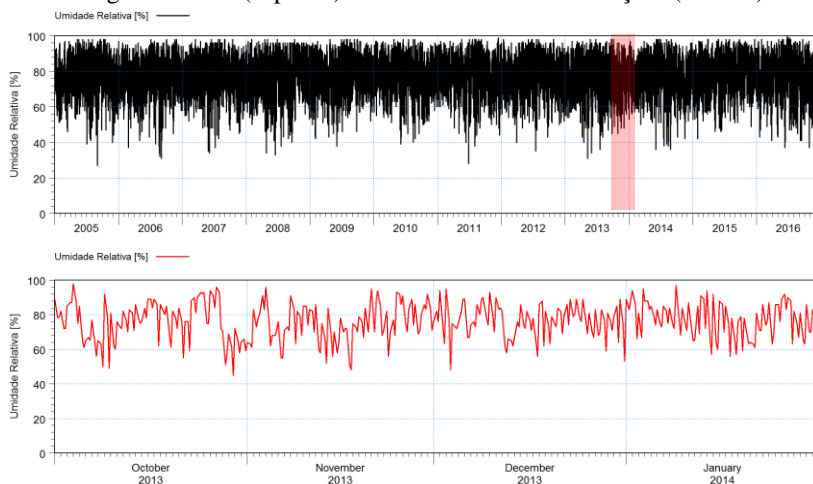
Fonte: Elaborado pelo autor.



### 5.1.7 Umidade relativa

Os dados de temperatura do ar foram obtidos na estação do INMET código 83897. Estes dados foram incluídos no modelo com a finalidade de representar as trocas de calor na interface atmosfera-água.

Figura 5.17 - Série temporal de dados de umidade relativa na estação meteorológica INMET (superior) e série utilizada nas simulações (inferior).

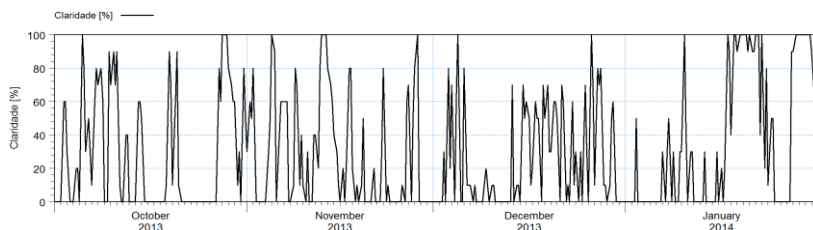


Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.8 Claridade (ausência de nuvens)

Os dados de nebulosidade foram obtidos na estação do INMET código 83897, utilizados para estimar o parâmetro Claridade (inverso da Nebulosidade). Os valores de 100% e 0% de Claridade representam tempo sem nenhuma nuvem e totalmente coberto, respectivamente.

Figura 5.18 - Série temporal claridade do tempo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 5.1.9 Precipitação

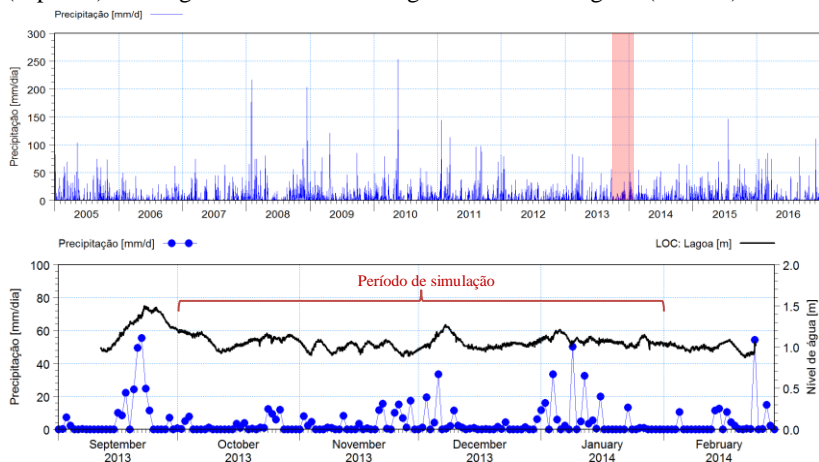
Apesar de não ter sido incluída na modelagem computacional, supõem-se que as precipitações no local tenham certa influência nos valores de níveis de água no interior da Laguna.

Para verificar esta hipótese foram obtidos os dados de precipitação da estação meteorológica do INMET código 83897. A Figura 5.19 apresenta o hietograma compreendendo toda a série de dados obtida, desde Jan-2005 a Dez-2016. A área destacada em vermelho representa o período de interesse, o qual foi selecionado para realização das simulações com os modelos.

Nesta análise foi assumido que os dados medidos na estação meteorológica em Florianópolis - SC são representativos em ordem de grandeza às chuvas que precipitaram na área da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição, embora seja conhecido que existem diferenças espaciais, principalmente pela influência do relevo.

Os dados da estação meteorológica foram comparados às variações dos níveis de água medidos na Laguna. Para as precipitações mais intensas é possível verificar visualmente uma correlação entre os dados, ainda que as variações na Laguna sofram forte influência das variações das marés no Oceano. Vale ressaltar que eventos de chuvas intensas usualmente estão relacionados com frentes frias, e estas com o efeito de empilhamento de água na costa.

Figura 5.19 - Hietograma de dados medidos na estação meteorológica INMET (superior) e hietograma com níveis de água medidos na laguna (inferior).



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 5.2 MODELO CONCEITUAL

Na Figura 5.20 é apresentado um modelo conceitual do ambiente de estudo, conforme descrito no item anterior, consistindo no sistema estuarino no qual o Canal da Barra da Lagoa está inserido.

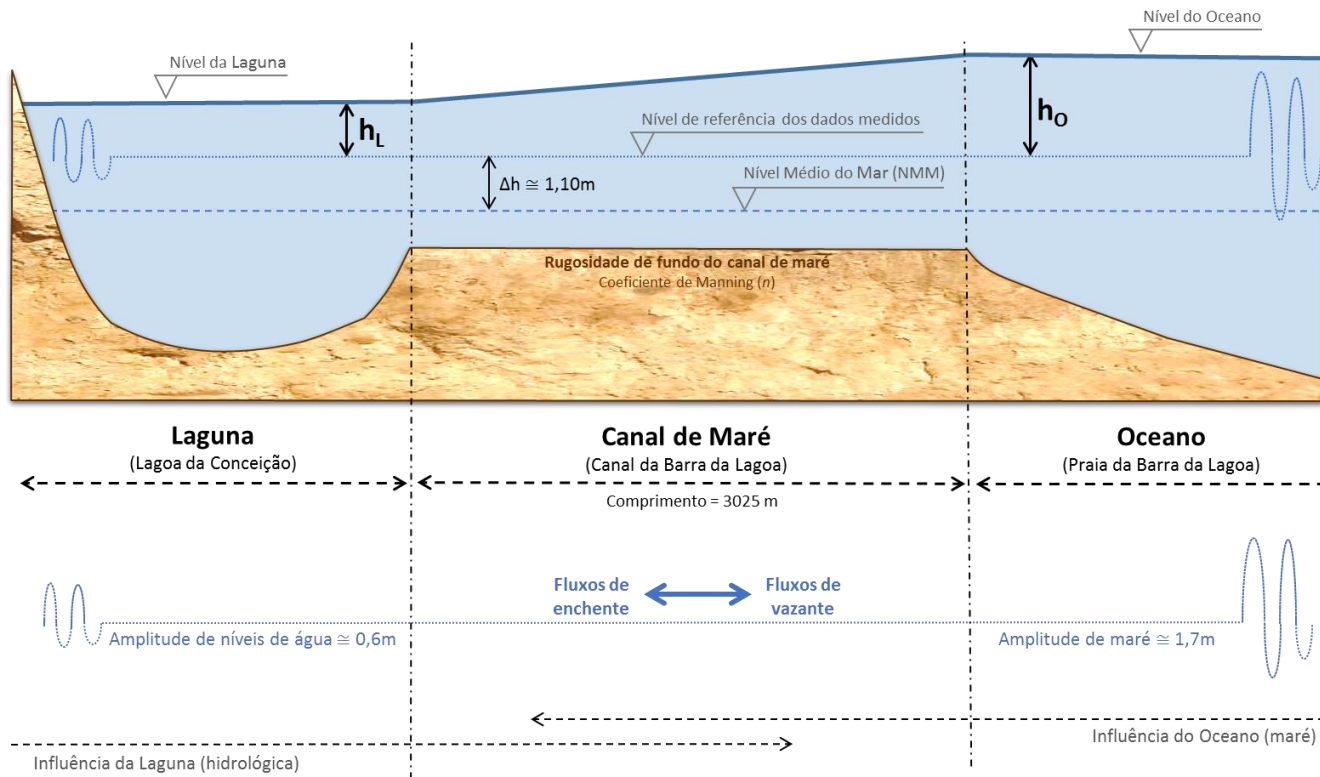
Conforme mencionado na seção 5.1.1, os dados de níveis de água utilizadas neste estudo estão referenciados ao *datum* vertical do IBGE. As diferenças dos dados de níveis de água em relação ao Nível Médio do Mar (NMM) são identificados pelas siglas  $h_L$  para a Lagoa e  $h_O$  para o Oceano.

Considerando que a amplitude dos níveis de água no Oceano (1,7m) é maior que a amplitude no interior da Lagoa (0,6m), isto provoca uma dinâmica de entrada e saída de águas pelo canal que conecta estes dois ambientes. Pelo fato desta dinâmica ser regida principalmente pela influência das marés, este canal é denominado de Canal de Maré.

Dito isto, quando os níveis de água no interior da Lagoa são menores que os níveis no Oceano durante períodos de preamar (maré alta), os fluxos no canal são de enchente, sentido Oceano-Lagoa. Quando ocorre o inverso, durante períodos de baixa-mar (maré baixa), os fluxos mudam de sentido e são então denominados de vazante, sentido Lagoa-Oceano.

No entanto a maré astronômica não é o único fenômeno que governa os fluxos no canal. Existem gradientes de níveis de água que são gerados por efeitos meteorológicos que afetam os níveis dentro e fora da laguna, por exemplo, com a ação dos ventos pode ocorrer o “empilhamento” de água na costa; e eventos intensos de precipitação podem aumentar os níveis da água na laguna. Isto fica evidente ao observar que as direções de correntes podem permanecer por alguns dias no mesmo sentido, conforme apresentado na Figura 5.7.

Figura 5.20 - Modelo conceitual da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.3 MODELAGEM COMPUTACIONAL

Foi definida uma série de procedimentos de modo a realizar o estudo de modelagem computacional do ambiente em estudo, conforme é apresentado no fluxograma da Figura 5.20.

Inicialmente foram definidos os limites geográficos do domínio com base na localização dos dados batimétricos e meteoceanográficos disponíveis. O domínio compreendeu a área da Lagoa da Conceição próxima à entrada do canal, estendendo-se 1 km laguna adentro; o Canal da Barra da Lagoa com 3 km de extensão; e uma pequena região no mar até 300 metros da embocadura do canal.

A malha de discretização do domínio em elementos finitos foi elaborada de forma a contemplar a área definida acima. No canal foram utilizados elementos retangulares. Na laguna e no mar foram definidos elementos triangulares. Após a construção da malha de cálculo, utilizou-se os dados batimétricos disponíveis para interpolar as informações de profundidade ao longo da malha.

Para definição dos parâmetros a serem considerados no modelo foram analisados os dados de ventos, maré, correntes, umidade relativa, temperatura (da água e atmosférica), salinidade e características dos sedimentos de fundo.

Os períodos das simulações foram definidos de acordo com a disponibilidade dos dados ambientais. Foram selecionados apenas períodos com dados em todas as forçantes e condições de contorno. Como condição de contorno do modelo foram utilizados os dados de maré medidos na Lagoa da Conceição e na Praia da Armação.

Neste estudo, foram aplicados os modelos MIKE 21 bidimensional de malha flexível (*Flexible Mesh*) e MIKE HYDRO River unidimensional, sucessor do modelo MIKE 11. As licenças de ambos os modelos foram disponibilizadas pelo Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), por meio de um convênio firmado com a empresa DHI desde 2014.

Foi utilizado o módulo Hidrodinâmico (HD) em ambos os modelos, o qual foi executado e ajustado de forma a representar os escoamentos no canal de acordo com os padrões de correntes medidos próximos à sua embocadura. Foram incluídos os parâmetros temperatura e salinidade com base nos valores das medições de perfis de CTD (Condutividade, Temperatura e Densidade) realizados pelo LAHIMAR ao longo do canal e na laguna.

A análise da estabilidade hidráulico-sedimentológica do Canal da Barra da Lagoa foi realizada comparando as velocidades de correntes

obtidas do modelo hidrodinâmico com a Curva Hjulström (Figura 3.5). O intuito desta análise foi de estimar as áreas de sedimentação e de erosão ao longo do canal de acordo com as variações de correntes.

Os resultados dos modelos 1D e 2D foram registrados com passo de tempo de 5 minutos. Cada simulação de período de 4 meses (Out-2013 a Jan-2014) levou aproximadamente de 18 a 20 horas de tempo de processamento para o modelo 2D e de 2 a 3 minutos para o modelo 1D.

Tendo em consideração que o tempo de processamento computacional de uma simulação com modelo 2D é significativamente maior comparado com um modelo 1D, optou-se por utilizar o modelo MIKE HYDRO River (1D) para realizar a análise do assoreamento hipotético da embocadura externa do canal. A justificativa dessa escolha foi baseada principalmente por terem sido realizadas 38 simulações em série para representar as reduções de 0,1m nas profundidades da seção transversal da embocadura em cada simulação.

### 5.3.1 Configuração do modelo hidrodinâmico bidimensional (2D)

O modelo computacional selecionado foi o MIKE 21 FM. O primeiro passo para configuração do modelo 2D foi gerar a malha de cálculo do modelo (*mesh*) utilizando ferramenta do próprio modelo.

Teve-se o cuidado de gerar a malha com elementos homogêneos, ou seja, elementos com áreas superficiais equivalentes, principalmente para os menores elementos. Dessa forma, evitou-se que a velocidade de processamento das simulações fosse restringida pelo fato do modelo ter que reduzir o passo de tempo de cálculo por causa de algum elemento muito pequeno para manter a razão definida do número de Courant ( $C_o$ ), também conhecido por Courant–Friedrichs–Lewy (CFL) e assim atender o critério de estabilidade definido.

A interpolação da malha de cálculo foi realizada utilizando os dados batimétricos apresentados na seção 4.2. Em seguida foram inseridas as séries temporais de dados meteorológicos da estação do INMET código 83897 (temperatura do ar, umidade relativa e claridade).

Nas condições de contorno inseridas na fronteira interna e externa do modelo (laguna e oceano, respectivamente) foram utilizadas as séries temporais de níveis de água medidas pelo LOC na Marina Verde Mar e no píer da praia da Armação. Foi assumido que os dados da Armação são representativos para a praia da Barra da Lagoa.

Para as condições iniciais dos modelos foram realizadas simulações de aquecimento, usualmente denominadas *hotstart*, gerando campos de correntes temperatura, salinidade e de níveis de água. As

simulações então iniciaram a partir destas condições, evitando que sejam geradas instabilidades nos primeiros passos de tempo das simulações.

### 5.3.1.1 Malha de Cálculo

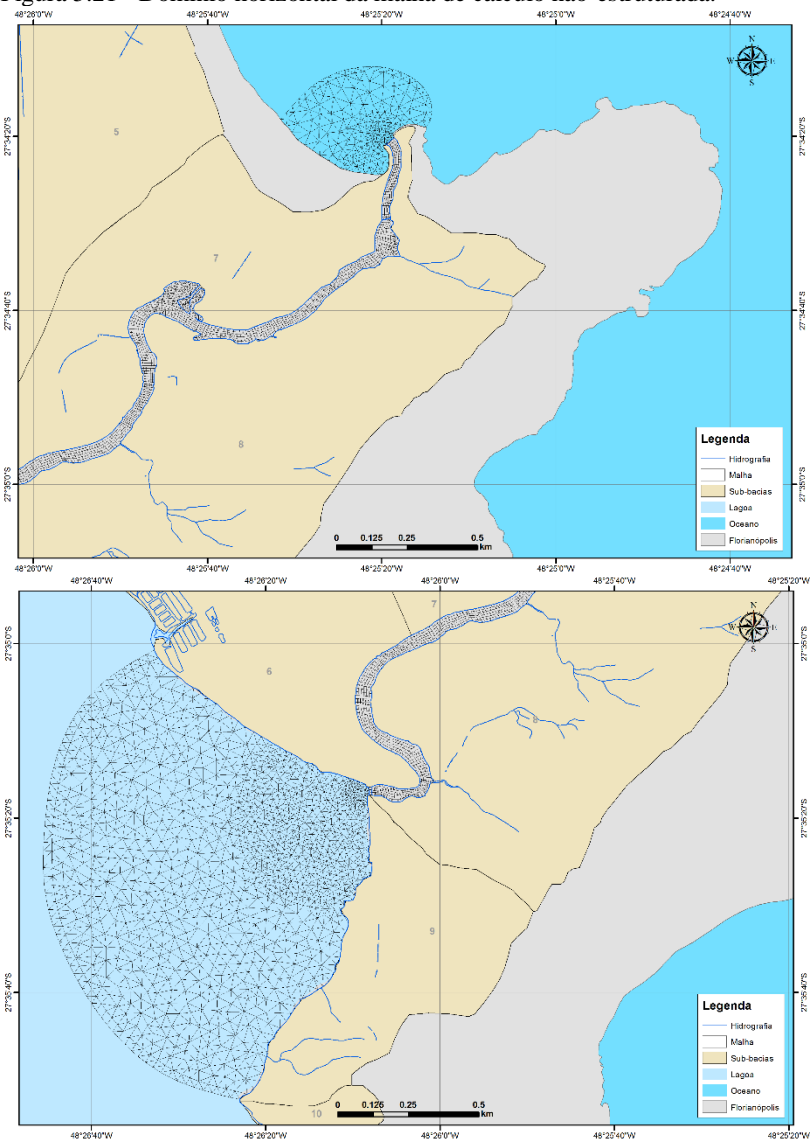
A malha de cálculo não-estruturada (elementos triangulares) de elementos finitos foi elaborada para representar o Canal da Barra da Lagoa nos planos horizontal e vertical. Foram definidas áreas com maior resolução (elementos menores) nas zonas de interesse, que neste caso é o próprio canal, com a finalidade de representar com maior detalhe os escoamentos e transporte de sedimentos nesta área.

Ao longo do canal foi utilizada a malha estruturada de elementos retangulares de aproximadamente 10 metros de aresta. Este tipo de malha é recomendado para representar escoamentos em rios e canais, pois as direções de fluxos ocorrerão perpendicular às arestas destes elementos.

Para as áreas da laguna e do mar foi utilizada a malha não-estruturada (elementos triangulares) flexível (diferentes graus de refinamento) com área mínima de  $100\text{m}^2$ . Este tipo de malha possibilita definir os contornos do modelo com maior detalhamento nas áreas de interesse e resolução mais grosseira nas áreas de menor interesse, diminuindo o número total de elementos e consequentemente o tempo de processamento das simulações.

A Figura 5.21 apresenta a discretização da malha horizontal mencionada acima.

Figura 5.21 - Domínio horizontal da malha de cálculo não-estruturada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

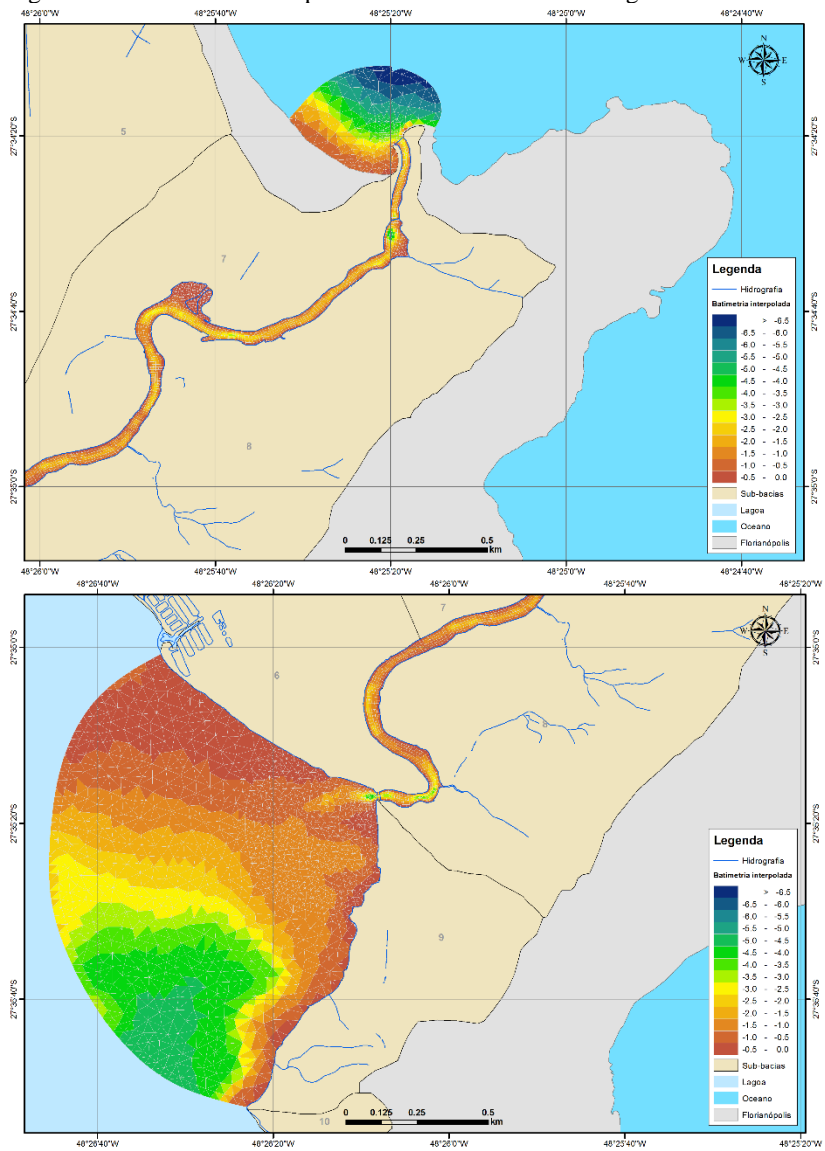


### 5.3.1.2 Batimetria interpolada

A batimetria no domínio do modelo foi interpolada utilizando o método “Vizinhos Naturais” (*Natural Neighbour*), na qual a interpolação dos dados não extrapola valores, resolvendo a interpolação somente para o interior do domínio dos dados. Esta técnica utiliza polígonos Thiessen para avaliação de pesos para os pontos. Este método ainda faz a interpolação através da média ponderada dos pontos vizinhos, onde os pesos são proporcionais às áreas proporcionais (MAZZINI E SCHETTINI, 2009).

A Figura 5.22 apresenta a batimetria interpolada da região de interesse utilizada no modelo (Canal da Barra da Lagoa). Esta distribuição batimétrica foi elaborada com base na interpolação dos dados de levantamentos batimétricos apresentados acima (Seção 4.2).

Figura 5.22 - Batimetria interpolada no Canal da Barra da Lagoa



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.3.1.3 Rugosidade de Fundo

Von Sperling (2014) apresenta a equação 15 abaixo para estimativa do coeficiente de Manning ( $n$ ) com base no valor do diâmetro do grão. Conforme apresentado na seção 4.2.1.1, o valor de  $D90$  é de 0.75 mm.

$$n = 0,038 \times D90^{1/6} \quad (15)$$

$$n = 0,038 \times 0,75^{1/6}$$

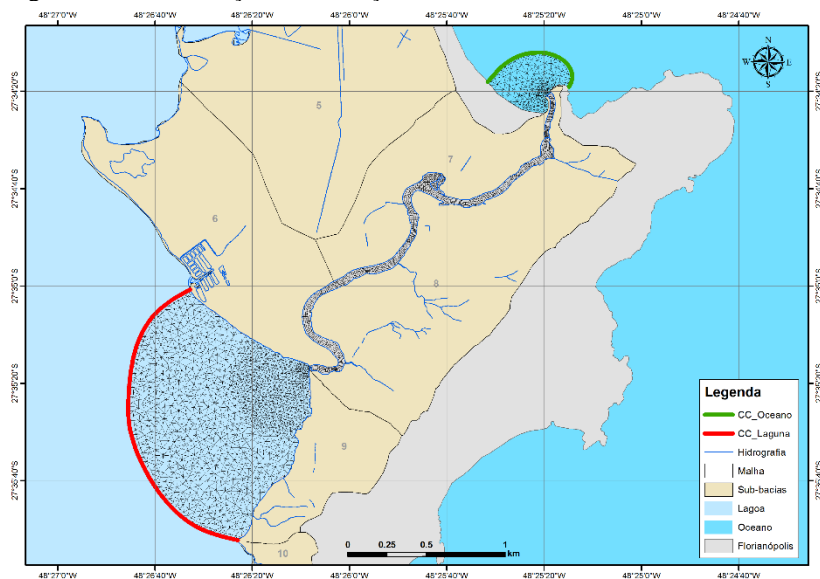
$$n = \mathbf{0,036}$$

Dessa forma, o valor de referência utilizado para o coeficiente de Manning foi  $n = 0,036$ .

### 5.3.1.4 Condições de contorno

Nas duas fronteiras abertas do modelo (Laguna e Oceano) foram utilizados os níveis de água medidos como condições de contorno. A Figura 5.23 apresenta um mapa com as condições de contorno do modelo, onde a linha vermelha indica a localização na Lagoa da Conceição e a linha verde a localização na praia da Barra da Lagoa.

Figura 5.23 - Localização das condições de contorno.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As fronteiras abertas do modelo na laguna e no oceano estão localizadas a aproximadamente 1000 metros e 300 metros de distância das embocaduras do canal, respectivamente.

Na condição de contorno CC\_Laguna foi utilizada a série temporal de níveis de água medidos na Marina Verde Mar, e na condição de contorno CC\_Oceano foi utilizada a série temporal de níveis de água medidos no píer da praia da Armação, devido à ausência de medições mais próximas à área de estudo. Ambos levantamentos de campo foram realizados pelo Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC).

Com base nas medições de temperatura e salinidade medidos na laguna e no canal (seções 5.1.3 e 5.1.4) foram definidos os valores de temperatura de 22°C e salinidade de 22 na fronteira da interna; e pela falta de dados medidos no mar durante o período de simulação optou-se por utilizar a mesma temperatura (22°C) e a salinidade de 32.

#### 5.3.1.5 Condições iniciais

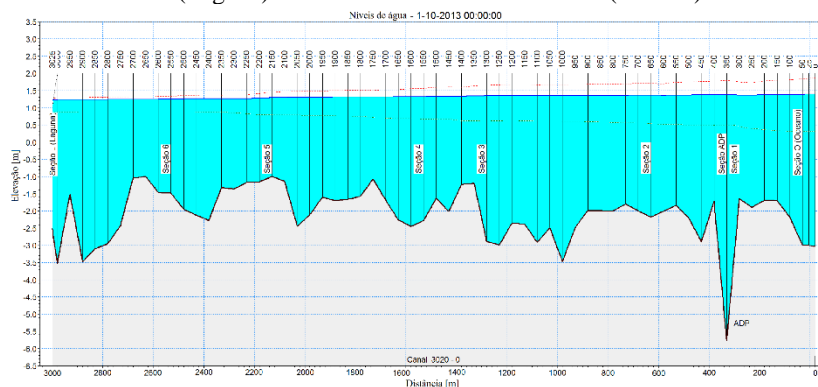
Para evitar que o modelo comece a simulação com níveis de águas muito diferentes da condição ideal, foram realizadas simulações curtas de 5 dias para “aquecimento” do modelo, correspondendo ao período de 25/09/2013 até 01/10/2013. As simulações do período de interesse (de 01/10/2013 a 01/02/2014) foram realizadas a partir da condição final destas simulações de “aquecimento” (*hotstart*), evitando desta forma possíveis instabilidades no início das simulações que possam ser provocadas por diferenças de níveis.

### 5.3.2 Configuração do modelo hidráulico unidimensional (1D)

A configuração do modelo 1D foi realizada com base no modelo 2D, no entanto o domínio foi restringido apenas no Canal da Barra da Lagoa. A fronteira externa foi definida no final do guia-corrente localizado na praia da Barra da Lagoa (demarcada como seção #0) e a fronteira interna na ponte localizada na ligação do canal com a Lagoa da Conceição (demarcada como seção #3025). O traçado do modelo pode ser visualizado na Figura 4.10 pela linha verde tracejada.

Foram adotados os mesmos valores de coeficiente de Manning ( $n$ ) e o mesmo recurso para definição das condições iniciais das simulações, com uma simulação de aquecimento, utilizado no modelo 2D.

Figura 5.24 - Perfil longitudinal do canal. Lado esquerdo do gráfico representa a fronteira interna (Laguna) e lado direito a fronteira externa (Oceano).



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 5.3.2.1 Seções transversais

Para inserir as informações batimétricas do canal no modelo 1D, foi elaborado um Modelo Digital de Elevação (MDE) de malha estruturada, interpolando os dados batimétricos (XYZ) em elementos com arestas de aproximadamente 1,0 metro. O MDE foi carregado no modelo MIKE HYDRO River para então poder utilizar a ferramenta de geração de seções transversais com base nas informações da malha interpolada.

Dessa forma obteve-se uma boa representatividade da batimetria do canal através de 61 seções transversais espaçadas a cada 50 metros de comprimento do canal. Além desta ainda foram incluídas mais 2 seções específicas. A seção #25 foi incluída com a finalidade de representar com

maior detalhe a desembocadura do canal no oceano e para utilizar nas simulações de avaliação do assoreamento deste trecho do canal (análise de Escoffier); e a seção #3025 para que o canal alcance toda sua extensão desde o oceano até a laguna.

A seguir na Tabela 5.4 são apresentadas a área ( $A_c$ ), largura (L) e profundidade máxima ( $h_{m\acute{a}x}$ ) de cada seção inserida no modelo. Os valores de 0 até 3025 representam a distância em metros tendo início na fronteira externa (oceano) e terminando na fronteira interna (laguna).

Tabela 5.4 - Área das seções transversais ( $A_c$ ) definidas ao longo do canal.

Seção #	$A_c$ m <sup>2</sup>	L m	$h_{m\acute{a}x}$ m	Seção #	$A_c$ m <sup>2</sup>	L m	$h_{m\acute{a}x}$ m	Seção #	$A_c$ m <sup>2</sup>	L m	$h_{m\acute{a}x}$ m
0*	66,72	32,66	3,03	1000	76,25	35,32	3,47	2050	66,72	45,83	2,45
25	60,96	29,52	3,01	1050	79,41	52,08	2,49	2100	40,55	54,23	1,14
50	52,80	26,39	2,99	1100	63,95	40,80	2,91	2150	38,54	47,42	1,00
100	41,63	26,87	2,19	1150	77,05	148,96	2,38	2200	28,09	38,81	1,16
150	39,61	29,17	1,70	1200	98,64	138,09	2,35	2250	26,52	32,65	1,17
200	33,77	30,35	1,69	1250	76,82	45,40	2,99	2300	35,27	41,79	1,36
250	31,00	23,67	1,90	1300	78,28	49,25	2,89	2350	39,36	44,92	1,32
300	31,08	36,32	1,65	1350	49,02	48,78	1,20	2400	70,24	47,76	2,28
350**	183,51	78,33	5,77	1400	32,55	36,32	1,23	2450	63,87	47,64	2,12
400	53,95	79,53	1,73	1450	55,84	44,69	2,02	2500	56,76	46,27	1,95
450	79,54	49,90	2,90	1500	47,19	44,28	1,63	2550	42,90	39,33	1,48
500	54,28	36,82	2,20	1550	45,36	32,91	2,28	2600	42,30	47,76	1,47
550	53,13	44,76	1,84	1600	53,22	34,83	2,45	2650	38,26	51,43	1,00
600	40,64	27,86	2,01	1650	43,04	31,86	2,26	2700	46,59	64,68	1,04
650	51,65	35,23	2,18	1700	39,64	38,81	1,69	2750	75,11	46,59	2,43
700	59,44	42,79	2,00	1750	30,77	40,77	1,07	2800	68,95	40,80	2,95
750	51,87	40,27	1,80	1800	56,04	49,75	1,58	2850	74,35	37,27	3,10
800	53,72	40,80	2,00	1850	54,77	51,25	1,67	2900	69,08	32,34	3,48
850	62,15	47,88	1,99	1900	57,13	54,73	1,70	2950	62,55	52,66	1,50
900	60,95	51,74	1,99	1950	47,92	43,80	1,60	3000	76,62	37,31	3,54
950	70,72	48,57	2,49	2000	67,02	52,24	2,11	3025***	47,88	26,47	2,50

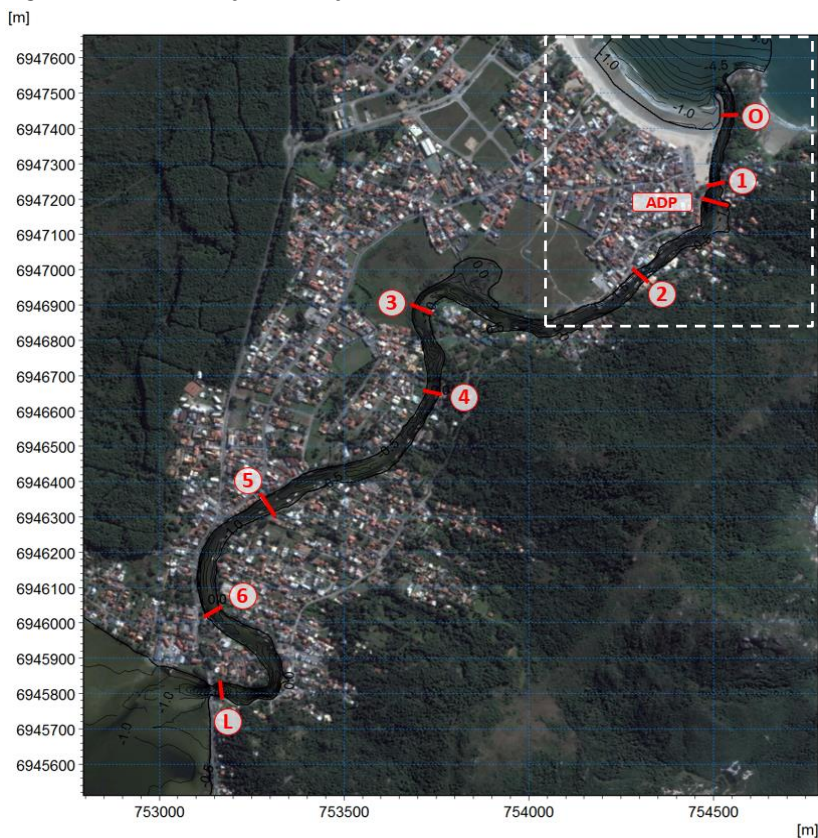
\* Seção transversal na fronteira exterior (Oceano);

\*\* Seção transversal onde foi fundeado o ADP;

\*\*\* Seção transversal na fronteira interior (Laguna).

Com o intuito de possibilitar a comparação dos resultados obtidos neste trabalho com os resultados anteriormente estudados por Godoy (2009), foram selecionadas as mesmas seções de controle ao longo do canal. A Figura 5.25 apresenta a localização das seções de controle e a Tabela 5.5 apresenta o ordenamento e a distância progressiva da seção partindo da embocadura do canal (praia da Barra da Lagoa).

Figura 5.25 - Localização das seções de controle.



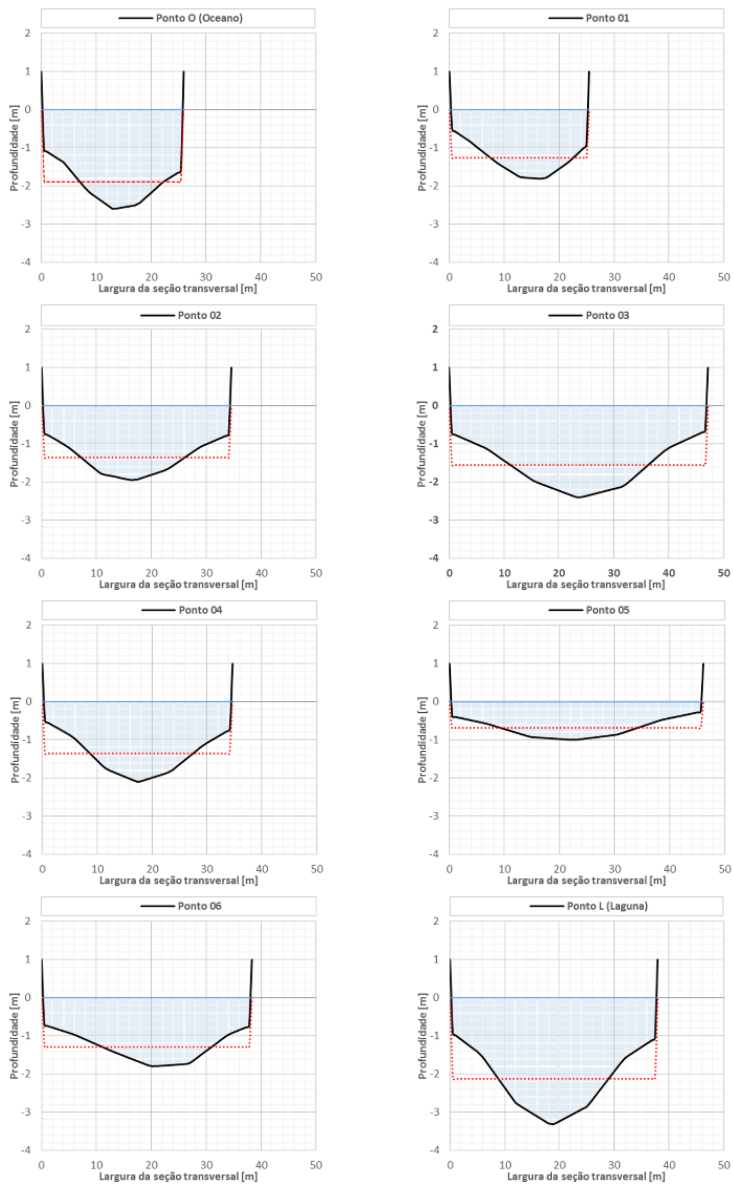
Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 5.5 - Distância progressiva das seções transversais de controle.

Parâmetro	Unid.	Seção de controle							
		0	1	2	3	4	5	6	L
Distância da embocadura do canal	[m]	50	300	650	1300	1550	2150	2550	3000
Distância relativa	%	1,7	9,9	21,5	43,0	51,2	71,1	84,3	99,2

A Figura 5.26 apresenta em forma gráfica as seções transversais de controle selecionadas (linha preta). A área das seções transversais é destacada com cor azul, e a área equivalente da seção retangular. Para fins de visualização os eixos dos gráficos foram extrapolados e não respeitam a proporção direta.

Figura 5.26 - Seções transversais de controle (O, 1, 2, 3, 4, 5, 6 e L) com suas respectivas alturas reduzidas do canal e áreas molhadas referente ao nível médio do mar.



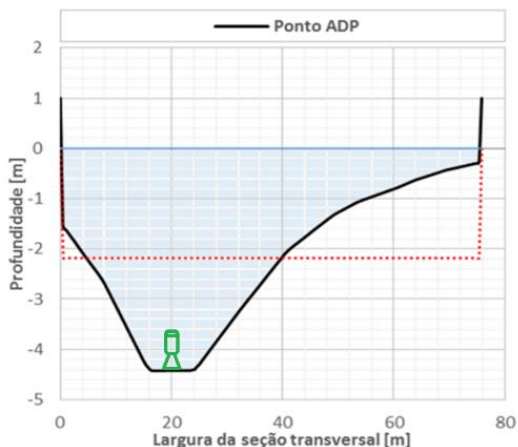
Fonte: Elaborado pelo autor.



A altura reduzida do canal ( $D$ ) com linha pontilhada vermelha, informação que posteriormente foi utilizada para calcular as Energia potencial ( $E_P$ ) de cada seção para estimativa da dissipação de energia ao longo do canal.

A seção transversal onde foi fundeado o ADP para medições de correntes e níveis de água é apresentada em detalhe na Figura 5.27. A estrutura destacada em verde indica a posição do equipamento.

Figura 5.27 - Seção transversal onde foi fundeado o ADP com sua respectiva altura reduzida do canal ( $D$ ) e área molhada referente ao nível médio do mar.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.3.2.2 Condições de contorno

Como o domínio do modelo 1D é reduzido em comparação com o modelo 2D, compreendendo apenas o canal de maré, as séries temporais de níveis de água medidos no interior da laguna e na praia da Armação não devem ser aplicadas diretamente no modelo 1D.

Sendo assim, optou-se em extrair as séries temporais de níveis de água de ambas embocaduras do canal do resultado do modelo 2D, e aplicar como condição de contorno no modelo 1D.

## 5.4 ABORDAGEM DOS ESTUDOS DE MODELAGEM

Devido à falta de medições de correntes e/ou níveis de água no interior do canal, não foi possível fazer uma calibração do modelo com dados medidos. Dessa forma, optou-se por fazer uma análise de sensibilidade do coeficiente de rugosidade de fundo (Manning), que é o parâmetro de maior relevância quando se trata de escoamentos em rios e canais, para avaliar a sua importância deste parâmetro na dinâmica estuarina deste canal de maré.

A escolha de utilizar os modelos 1D e 2D foi definida com base nas informações disponíveis (medições de níveis de água). Dessa forma, este estudo considera o fluxo bem misturado (homogêneo na coluna de água), conforme apresentado na Figura 3.3.

Para avaliar com maior detalhe se o canal de maré em estudo apresenta comportamentos de fluxos parcialmente misturados e/ou com formação de cunha salina, seria necessário realizar uma campanha de levantamentos de campo mais elaborada, incluindo medições de perfis de salinidade, de temperatura, assim como perfis de velocidade de correntes, se possível em alguns pontos ao longo do canal. Lembrando que, para utilizar esses dados com a finalidade de realizar simulações com modelos matemáticos, as medições devem ser realizadas no mesmo período.

Após definida a configuração dos modelos 1D e 2D foram realizadas simulações forçando o modelo com níveis de água medidos nas duas fronteiras (Oceano e Laguna). Ambos os modelos utilizaram a mesma fonte de dados batimétricos, sendo que as seções transversais do modelo 1D foram geradas com base em uma malha de cálculo mais refinada (elementos com 1x1m) em comparação com a própria malha do modelo 2D (elementos com 5x5m).

Nas simulações com os modelos computacionais foram desconsiderados os processos de evaporação da água, infiltração da água no solo, forçante de ventos e descargas hidrológicas.

### 5.4.1 Estabilidade da embocadura do canal

Atualmente a embocadura do Canal da Barra da Lagoa encontra-se estável em termos sedimentológicos, considerando o histórico desde que o guia-corrente foi construído em 1982 para fixar a embocadura do canal, que sofria com problemas de fechamento da barra, fato que induziu a nomeação da praia de Barra da Lagoa.

O intuito desta análise, realizada com base na metodologia proposta por Escoffier (1940), foi de quantificar a capacidade do canal de

expulsar os sedimentos transportados até sua embocadura, denominado Transporte litorâneo total ( $M_t$ ), correlacionado com a classificação de Brun (1978), conforme apresentado na seção 3.4.1. Entretanto, a análise apresentada neste trabalho foi realizada com o auxílio de modelos computacionais ao invés de observações em campo.

Para análise de estabilidade da embocadura do canal optou-se por utilizar o modelo 1D por dois motivos: menor tempo de simulação (2-3 min no modelo 1D comparado com 18-20 horas no modelo 2D) e pela facilidade em configurar o modelo 1D.

Tendo em vista que para a realizar a análise de estabilidade sedimentológica de um canal de maré utilizando as metodologias mencionadas, exige uma série de simulações, cada uma variando as seções na embocadura do canal. Sendo assim, foram selecionadas as duas primeiras seções transversais de controle (#25 e #50) partindo da embocadura externa (Oceano), conforme mencionado na seção 5.3.2.1.

A simulação base foi realizada com as seções naturais. A partir desta foram realizadas simulações reduzindo as áreas das seções por meio da redução de suas profundidades. Ao total foram 38 simulações reduzindo as profundidades a cada 0,1m.

Dos resultados desta série de simulações foram extraídas as informações de vazões e velocidades de corrente, e comparadas com as informações previamente disponíveis de área da seção transversal em relação ao nível de referência.

Com essas informações foi possível descrever o comportamento do canal no que diz respeito a capacidade de expulsão de sedimentos que possam ser transportados para a entradas do canal (Transporte litorâneo -  $M_t$ ) com base no volume de água que adentra o canal em um ciclo de maré de enchente de sizígia (Prisma de maré - P).

As simulações realizadas com o modelo 1D utilizaram o valor de referência para o coeficiente de Manning ( $n = 0,036$ ).

## 5.4.2 Dissipação da energia da onda de maré

Pela observação dos dados de níveis de água medidos nos ambientes estudados, Laguna e Oceano, pode-se observar que há uma diferença considerável na amplitude de níveis de água nas duas séries de dados. Fato que sugere uma atenuação significativa na onda de maré que adentra o canal, sentido Oceano-Laguna.

Com a comparação entre os valores para cada seção transversal pode-se estimar a dissipação de energia provocada principalmente pelo atrito de fundo do canal, neste caso definido com o coeficiente de Manning.

Alguns trabalhos relatam o caráter atenuador do canal da Barra da Lagoa sobre a maré ao longo de seu comprimento. Entre os estudos que abordam esse tema, destacam-se os autores: Rosman, 1996; Porto Filho & Bonetti, 1997; Andrade, 2001; Pereira, 2004; Rocha, 2007; Godoy et. al. 2008, Godoy, 2009). Os valores percentuais de amortecimento na amplitude da maré informado nestes trabalhos variam da ordem de 84 a 95% entre a desembocadura externa (oceano) e a interna (laguna).

No entanto, o presente estudo procurou abordar a dissipação da energia contemplando as atenuações dos níveis de água (Energia Potencial) e nas velocidades de corrente (Energia Cinética), com base nas fórmulas apresentadas na seção 3.3.1.

Dessa forma, optou-se por avaliar quantitativamente esta atenuação utilizando modelagem 2D, incluindo as áreas nas proximidades das embocaduras interna e externa do canal.

Foram selecionadas seções de controle ao longo do canal, conforme mencionado na seção 5.3.2.1, onde foram calculados os valores de Energia Total em cada seção e estimadas suas respectivas perdas de energia.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 RESULTADOS DO MODELO 2D

Nesta seção são apresentados resultados e as análises realizadas com base nas simulações com o modelo 2D. Foi utilizada a ferramenta de pré e pós-processamento para gerar os gráficos.

As imagens do terreno foram obtidas do Google Earth e georeferenciadas com a ferramenta *Image Rectifier*, com a finalidade de facilitar o entendimento e a localização das áreas analisadas.

Cada simulação de 4 meses realizada com o modelo 2D, compreendendo o período de 01/01/2013 até 01/02/2014, duraram cerca de 18-20 horas.

Nas simulações foi utilizado o recurso de processamento paralelizado, no qual o computador segmenta a malha em diversas partes e utiliza cada núcleo de processamento do computador para calcular os processos em cada parte segmentada do domínio. Dessa forma, o tempo de processamento é reduzido e, ao fim da simulação, as partes segmentadas são agrupadas sem perder qualquer informação.

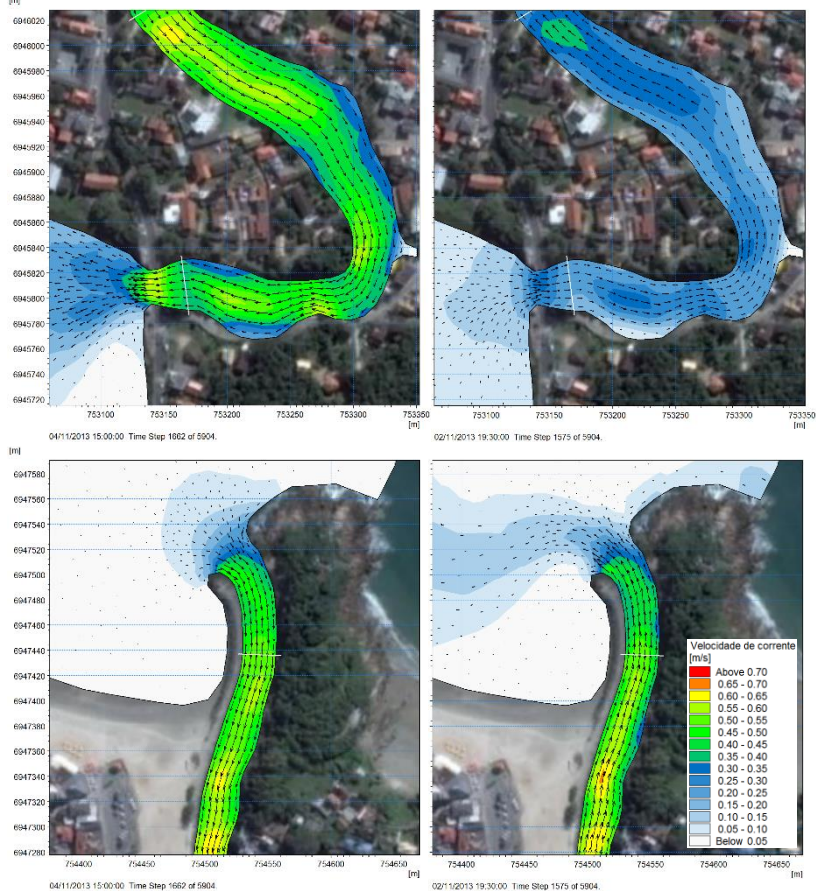
#### 6.1.1 Resultados com coeficiente Manning de referência ( $n = 0,036$ )

Os mapas da Figura 6.1 apresentam em detalhe as velocidades de corrente típicas de enchente e de vazante simuladas na embocadura interna (Laguna) e na externa (Oceano).

Foram selecionados dois instantes de velocidades de corrente intensas. Para a condição de enchente (esquerda) foi selecionado o instante 04/11/2013 às 15:00h, e para a condição de vazante (direita) o instante 02/11/2013 às 19:30h. Os dois instantes são indicados nas séries temporais da Figura 6.5, sendo o instante de enchente pela linha vermelha e o instante de vazante pela linha verde.

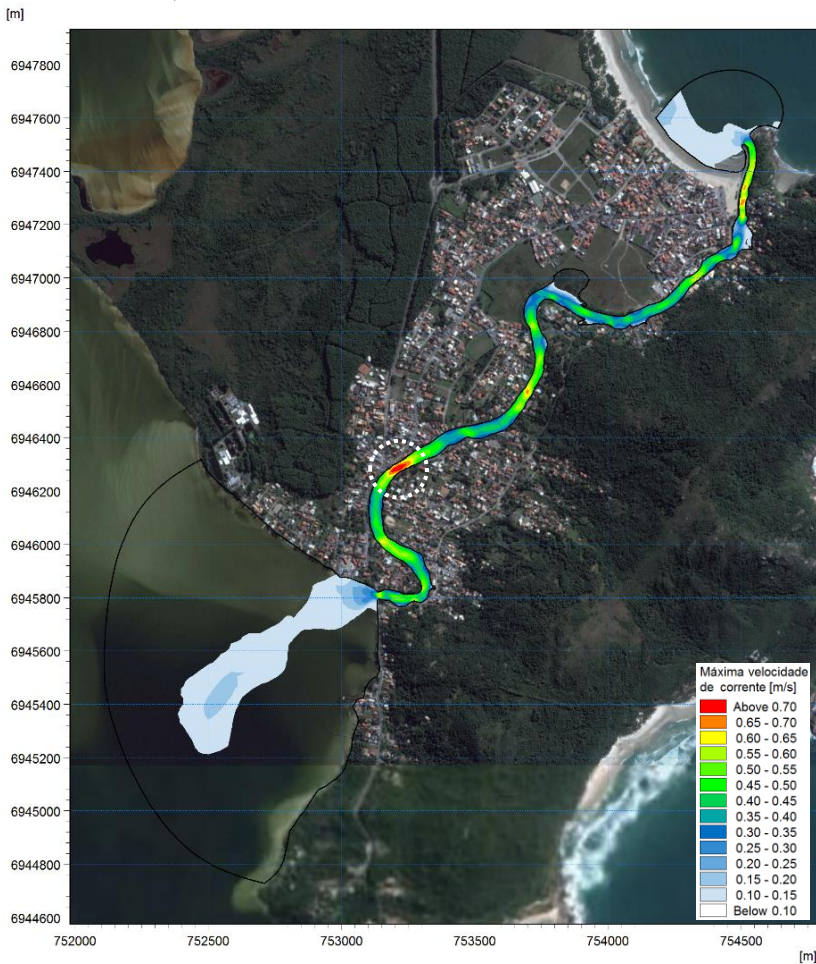
Com os mapas de campos de corrente é possível identificar que para condição de enchente as intensidades de corrente entrando na embocadura externa (Oceano) são menores em comparação com as intensidades saindo na embocadura interna (Laguna). Para condição de vazante, o mesmo padrão é identificado, onde as correntes entrando no canal (desta vez na embocadura interna) são menores que as correntes saindo do canal.

Figura 6.1 - Mapa em detalhe das velocidades de corrente típicas de enchente (esquerda) e de vazante (direita) simuladas na embocadura da Laguna (superior) e do Oceano (inferior).



Nas simulações realizadas, foram analisados os valores máximos de velocidades de corrente alcançados para os fluxos de enchente e de vazante. A Figura 6.2 apresenta o mapa dos máximos valores de velocidade de corrente alcançados em cada elemento da malha do modelo na simulação de coeficiente Manning de referência ( $n = 0,036$ ). Sendo assim, este mapa não representa um instante específico, mas sim um mapa estatístico de máximas velocidades alcançadas em cada elemento.

Figura 6.2 - Mapa de velocidades máximas de corrente simuladas para o coeficiente  $n = 0,036$ .



As velocidades de corrente máximas e médias simuladas durante fluxos de enchente e de vazante são apresentados na Tabela 6.1. Os valores apresentados na tabela foram extraídos do trecho do canal com maiores velocidades devido às baixas profundidades o que ocasiona um “estrangulamento” da seção transversal. Este trecho é indicado com um círculo branco pontilhado na Figura 6.2.

A máxima velocidade de corrente simulada para o coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ), estimado com base na granulometria

do canal na seção 5.3.1.3, foi de 0,74 m/s. O resultado encontrado nas simulações é semelhante ao valor apontado por Andrade (2001), que em seu estudo informa velocidades máximas de corrente no canal de aproximadamente 0,70m/s.

Tabela 6.1 - Valores máximos e médios de velocidade de corrente simulados.

	<b>Velocidade de corrente [m/s]</b>	<b><math>n = 0,036</math></b>
<b>Enchente</b>	<b>Máxima</b>	0,74
	<b>Média</b>	0,31
<b>Vazante</b>	<b>Máxima</b>	0,50
	<b>Média</b>	0,22

A velocidade de corrente está relacionada diretamente à sedimentação, transporte e ressuspensão partículas de sedimento no canal, conforme abordado na seção 3.4.

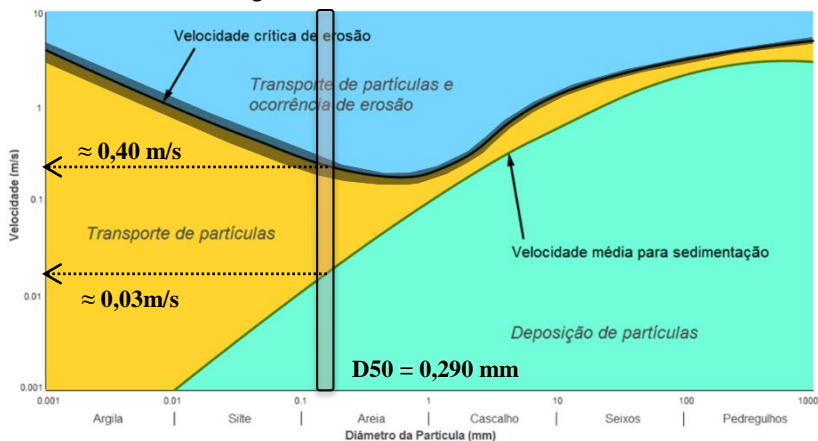
Com os resultados das simulações, foi realizada uma análise com base na Curva Hjulström, que define limites de velocidade de corrente para que ocorra a deposição, transporte ou erosão dos sedimentos de fundo de um canal de maré.

Conforme informado por Carazzai (2015) no gráfico de granulometria dos sedimentos de fundo (Figura 4.9), o canal da Barra da Lagoa é composto por areias de granulometria média e fina, com diâmetro médio geométrico (D50) de 290  $\mu\text{m}$ .

A área destacada na Figura 6.3 indica a faixa granulométrica dos sedimentos de fundo do canal, e suas respectivas velocidades limites para ocorrência de deposição ( $\approx 0,03$  m/s) ou erosão ( $\approx 0,40$  m/s).



Figura 6.3 - Limiares de velocidade de corrente da Curva Hjulström para o caso do Canal da Barra da Lagoa.



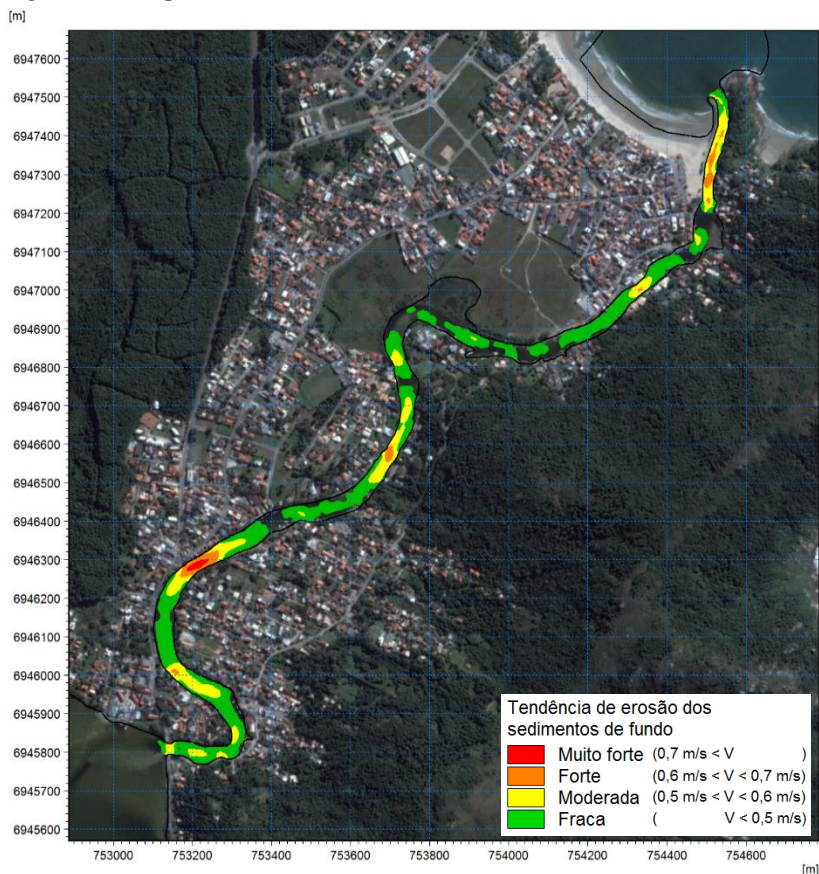
Fonte: Adaptado de Hjulström (1939).

Os limiares de velocidade de corrente para ocorrência de erosão por meio da ressuspensão dos sedimentos de fundo e de deposição dos sedimentos em suspensão na coluna d'água foram de 0,40 m/s e 0,03 m/s, respectivamente.

Os valores de velocidades máximas de corrente da simulação com  $n = 0,036$  foram comparados com o de referência para ocorrência de erosão. Dessa forma, foi possível identificar as regiões no canal em que os valores de velocidades máximas de corrente ultrapassaram o limite de 0,40 m/s indicando as áreas com tendência a erosão para a batimetria utilizada no modelo, conforme é apresentado no mapa da Figura 6.2.

Foram alcançadas velocidades de corrente maiores durante fluxos de enchente, indicando uma tendência a importação de sedimentos para dentro do canal/laguna.

Figura 6.4 - Mapa de tendência à erosão do fundo do canal.



A fim de identificar a frequência de ocorrência de eventos com velocidades superiores ao limiar de erosão dos sedimentos de fundo foram plotadas as séries temporais de velocidade de corrente simuladas nas duas embocaduras do canal (interna e externa), ver Figura 6.5.

Foram adotados valores positivos para fluxos de enchente no canal e negativos para de vazante. As áreas no gráfico definidas com cores destacam os valores para ocorrência de erosão (azul), transporte (amarelo) e deposição (verde), conforme limiares de velocidade da Curva Hjulström.

Pode-se notar que as velocidades de corrente acima de  $0,40 \text{ m/s}$  ocorrem com frequência, principalmente nas correntes de enchente geradas nos períodos de maré de sizígia.

Mesmo que os dados de correntes medidos com ADP no canal tenham sido medidos por um pequeno período de tempo, estes apontam oposto indicado nas simulações, em que as velocidades de corrente mais intensas ocorrem durante fluxos de vazante. Esse fato pode ser explicado caso os aportes hidrológicos sejam realmente relevantes, que adicionados aos fluxos de vazante durante períodos de baixa elevação do nível do mar, contribuam significativamente para o aumento das velocidades, caracterizando o ambiente como um “exportador” de sedimentos.

Figura 6.5 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com  $n = 0,036$ .



As Tabelas 6.2, 6.3 e 6.4 apresentam os valores estatísticos (máximos, médios e mínimos) de níveis de água relativos ao nível zero de referência, velocidades e vazões simulados para o coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ) em cada seção de controle definida na Figura 5.25.

As velocidades de corrente (Tabela 6.3) representam o módulo das velocidades, desconsiderando a direção de fluxo.

Tabela 6.2 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente  $n = 0,036$ .

Nível de água [m]	O	1	2	3	4	5	6	L
<b>Simulados (Astronômicos + Meteorológicos)</b>								
Máximo	0,67	0,60	0,56	0,51	0,44	0,35	0,26	0,23
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,85	-0,70	-0,60	-0,51	-0,45	-0,31	-0,19	-0,18
<b>Astronômicos</b>								
Máximo	0,52	0,45	0,43	0,39	0,33	0,23	0,11	0,05
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,55	-0,46	-0,41	-0,35	-0,30	-0,19	-0,09	-0,07
<b>Meteorológicos</b>								
Máximo	0,47	0,43	0,41	0,39	0,35	0,29	0,23	0,21
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,46	-0,39	-0,35	-0,31	-0,27	-0,20	-0,15	-0,15

Tabela 6.3 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente  $n = 0,036$ .

Correntes [m/s]	O	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	0,57	0,31	0,55	0,34	0,45	0,38	0,41	0,61
Médio	0,23	0,12	0,23	0,14	0,18	0,14	0,14	0,21
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 6.4 - Resultados de vazões simuladas com coeficiente  $n = 0,036$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente.

Vazões [m³/s]	O	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	50,23	50,09	48,03	48,64	48,80	48,89	48,91	48,91
Médio	9,28	9,28	9,73	9,28	9,28	9,28	9,28	9,29
Mínimo	-30,77	-29,53	-26,96	-29,58	-29,39	-29,17	-29,02	-29,01

Na Figura 6.6 é apresentada a série temporal de níveis de água simulados nas seções de controle. É possível observar um panorama de dominância de enchente, considerando que os níveis de água no ponto Oceano, representados pela cor preta, são usualmente maiores que os níveis de água no ponto Laguna, representados pela cor laranja.

A série temporal de vazões simuladas em cada seção de controle é apresentada na Figura 6.7. Tendo em consideração o princípio de conservação de massa, e que não foi incluído no modelo os processos perdas por evaporação ou infiltração de água no solo, assim como descargas hidrológicas, as variações de vazões ao longo do canal devem ser mínimas, sendo influenciadas apenas pelos processos hidrodinâmicos que ocorrem no interior do próprio canal.

Essa afirmação pode ser constatada na série temporal de vazões (Figura 6.7) e na Tabela 6.4, na qual as diferenças entre os valores para cada seção de controle é muito pequena.

Figura 6.6 - Séries temporais de níveis de água simuladas nas seções de controle.

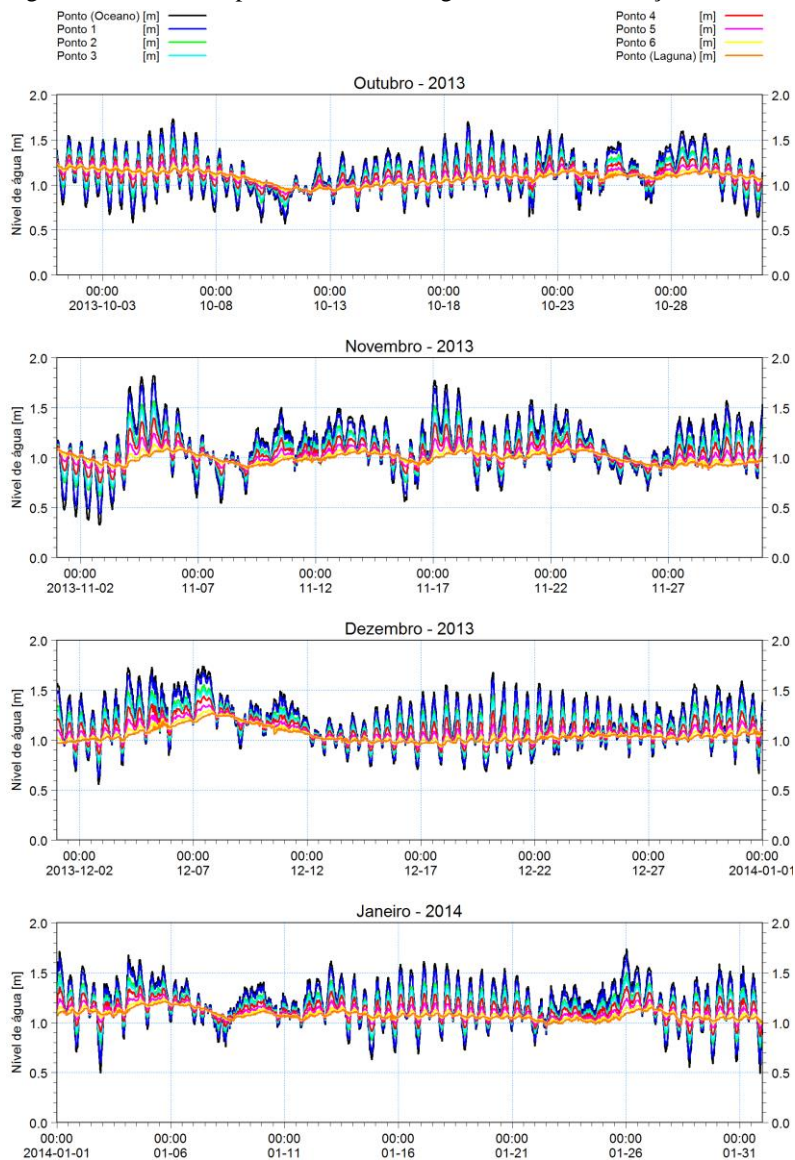
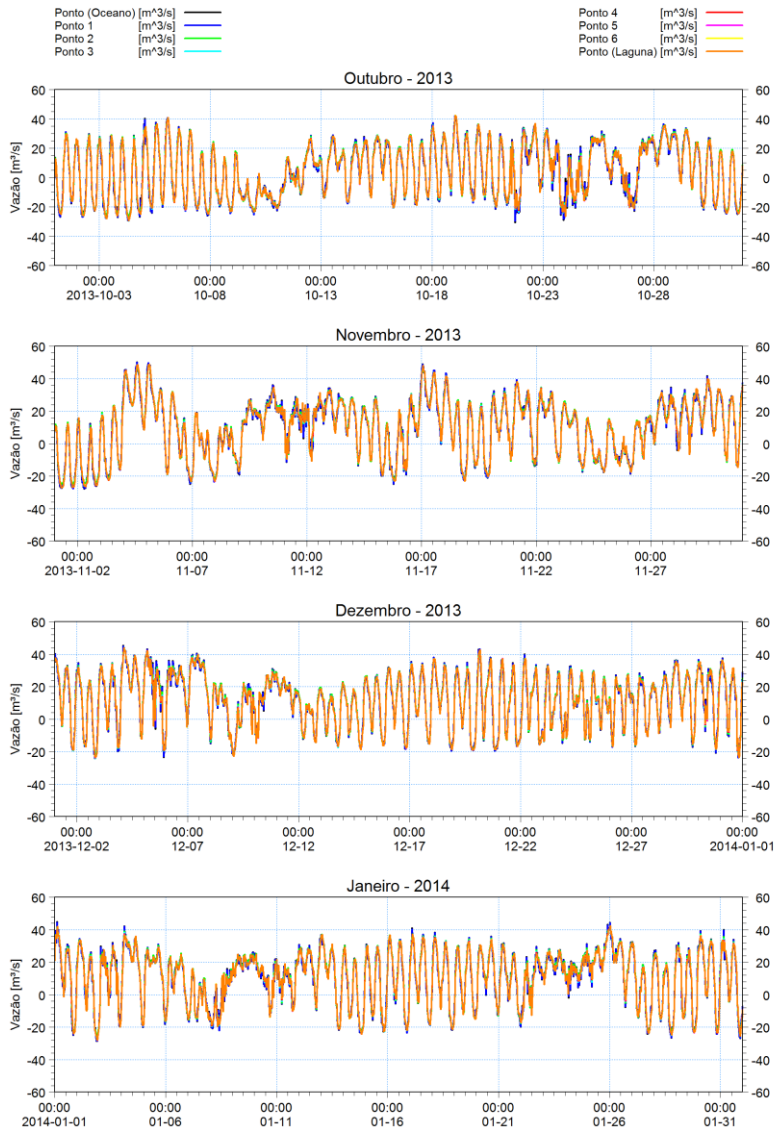


Figura 6.7 - Séries temporais de vazões simuladas nas seções de controle. Valores positivos representam vazões de enchente e negativo de vazante.



Nos resultados da simulação com o coeficiente  $n = 0,036$  foram analisados os períodos ininterruptos de correntes de enchente e vazante. Nos 4 meses de simulação foram listados os 10 maiores volumes para cada condição, conforme apresentado nos rankings da Tabela 6.5. Estes volumes não correspondem ao Prisma de Maré.

Os volumes de enchente foram consideravelmente maiores, fato que pode ocorrer devido a presença de eventos meteorológicos na costa, fazendo que os fluxos no canal permaneçam ininterruptamente sentido enchente por períodos prolongados de aproximadamente 2 dias.

Tabela 6.5 - Ranking dos volumes de água escoados na simulação com  $n = 0,036$ .

ENCHENTE				
Ranking	Volume de água	Data inicial	Data final	Duração
#	m <sup>3</sup>	dd/mm/aaaa hh:mm	dd/mm/aaaa hh:mm	hh:mm
1	4 886 052	03/11/2013 22:00	05/11/2013 19:30	45:30
2	4 809 048	24/01/2014 04:00	26/01/2014 16:30	60:30
3	3 672 609	27/10/2013 07:00	29/10/2013 05:00	46:00
4	3 523 388	12/11/2013 06:00	14/11/2013 04:00	46:00
5	3 273 033	09/11/2013 03:00	11/11/2013 01:30	46:30
6	3 210 164	16/11/2013 09:30	17/11/2013 19:30	34:00
7	2 979 191	28/11/2013 17:00	30/11/2013 05:00	36:00
8	2 943 866	10/12/2013 04:30	12/12/2013 02:30	46:00
9	2 685 317	08/01/2014 15:30	10/01/2014 15:00	47:30
10	2 493 288	22/01/2014 12:30	24/01/2014 03:00	38:30
VAZANTE				
Ranking	Volume de água	Data inicial	Data final	Duração
#	m <sup>3</sup>	dd/mm/aaaa hh:mm	dd/mm/aaaa hh:mm	hh:mm
1	1 276 075	10/10/2013 05:00	11/10/2013 09:30	28:30
2	1 097 898	09/10/2013 06:00	10/10/2013 03:30	21:30
3	678 653	02/11/2013 02:00	02/11/2013 12:00	10:00
4	668 133	01/11/2013 02:00	01/11/2013 11:30	9:30
5	645 436	25/11/2013 09:00	26/11/2013 06:30	21:30
6	620 778	04/10/2013 03:30	04/10/2013 11:30	8:00
7	598 320	02/11/2013 14:30	02/11/2013 23:00	8:30
8	596 078	24/11/2013 10:30	25/11/2013 02:00	15:30
9	586 583	07/11/2013 16:30	08/11/2013 03:00	10:30
10	567 337	23/10/2013 18:00	24/10/2013 03:00	9:00

### 6.1.2 Análise de sensibilidade do coeficiente Manning

Nesta seção são apresentados os resultados das simulações considerando o aumento do coeficiente de rugosidade de fundo. Foram definidos os valores de Manning de 0,045 e 0,055 com a finalidade de investigar a influência deste parâmetro nos processos hidrodinâmicos. Os demais parâmetros, forçantes e variáveis foram mantidas iguais à simulação com o coeficiente Manning de referência ( $n = 0,036$ ).

Considerando a equação 4 apresentada na seção 5.3.1.3, o valor coeficiente de Manning estimado com base no diâmetro  $D90 = 0,75 \mu\text{m}$  foi de  $n = 0,036$ . Fazendo a conta inversa para os coeficientes de Manning utilizados nessa análise, obtemos os seguintes valores (equação 15).

$$0,045 = 0,038 \times D90^{1/6} \qquad 0,055 = 0,038 \times D90^{1/6} \qquad (16)$$

$$D90 = \left(\frac{0,045}{0,038}\right)^6 \qquad D90 = \left(\frac{0,055}{0,038}\right)^6$$

$$D90_{n=0,045} = 2,76 \mu\text{m}$$

$$D90_{n=0,055} = 9,19 \mu\text{m}$$

Os valores encontrados para os coeficientes  $n = 0,045$  e  $n = 0,055$  foram aproximadamente 3,7 e 12,3 vezes maior que o valores de  $D90$  de referência ( $0,75 \mu\text{m}$ ), respectivamente.

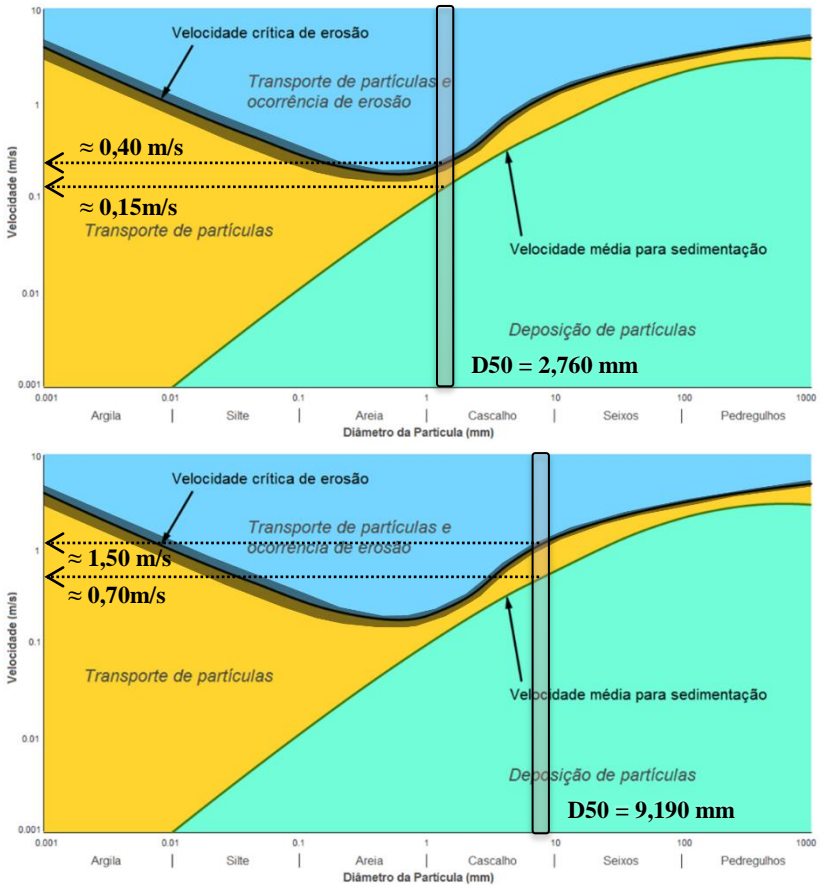
Em resumo, o aumento do coeficiente de rugosidade de fundo do canal está relacionado com o aumento da granulometria média dos sedimentos. Assumindo que a proporção encontrada para o diâmetro  $D90$  possa ser aplicada para a estimativa do diâmetro médio geométrico  $D50$ , os valores correspondentes para os coeficientes  $n = 0,045$  e  $n = 0,055$  seriam de aproximadamente  $1,06 \mu\text{m}$  e  $3,55 \mu\text{m}$ , respectivamente.

Com esses valores hipotéticos de  $D50$ , os sedimentos característicos de fundo do canal passariam a ser classificados como areia grossa/cascalho.

Novamente fazendo a correlação dos novos valores hipotéticos de  $D50$  com a Curva Hjulström, os limiares de velocidade de corrente estimados para ocorrência de deposição e erosão são apresentados na Figura 6.8. A área destacada rde no gráfico superior representa o coeficiente  $n = 0,045$  e no gráfico inferior o coeficiente  $0,055$ .



Figura 6.8 - Limiares de velocidade de corrente da Curva Hjulström para o caso com valores hipotéticos de  $n = 0,045$  (superior) e  $n = 0,055$  (inferior).



Fonte: Adaptado de Hjulström (1939).

Dessa forma, faixa de velocidade de corrente para transportar os sedimentos é bem pequena, o que indica que os sedimentos mais grosseiros (não-coesivos) não terão tendência a serem transportados pelo fundo do canal (*bed load*), e sim uma tendência bem mais significativa de deposição.

### 6.1.2.1 Simulação com coeficiente de Manning $n = 0,045$

A mesma análise realizada para o coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ) apresentada na seção 6.1.1, também é apresentada nesta seção, no entanto para o coeficiente  $n = 0,045$ .

As Tabelas 6.6, 6.7 e 6.8 apresentam os valores estatísticos (máximos, médios e mínimos) de níveis de água relativos ao nível zero de referência, velocidades e vazões simulados para o coeficiente de Manning hipotético de  $n = 0,045$  em cada seção de controle definida na Figura 5.25.

As velocidades de corrente (Tabela 6.7) representam o módulo das velocidades, desconsiderando a direção de fluxo.

Tabela 6.6 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente  $n = 0,045$ .

Nível de água [m]	O	1	2	3	4	5	6	L
<b>Simulados (Astronômicos + Meteorológicos)</b>								
Máximo	0,68	0,60	0,56	0,51	0,44	0,35	0,26	0,22
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,85	-0,69	-0,61	-0,52	-0,45	-0,31	-0,19	-0,18
<b>Astronômicos</b>								
Máximo	0,52	0,46	0,43	0,38	0,33	0,23	0,11	0,05
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,55	-0,46	-0,41	-0,35	-0,30	-0,18	-0,09	-0,07
<b>Meteorológicos</b>								
Máximo	0,47	0,43	0,41	0,38	0,35	0,29	0,23	0,21
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,46	-0,39	-0,35	-0,31	-0,27	-0,20	-0,15	-0,15

Tabela 6.7 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente  $n = 0,045$ .

Correntes [m/s]	O	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	0,48	0,26	0,46	0,28	0,38	0,32	0,34	0,51
Médio	0,20	0,10	0,20	0,12	0,15	0,12	0,12	0,18
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 6.8 - Resultados de vazões simuladas com coeficiente  $n = 0,045$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente.

Vazões [m³/s]	O	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	42,93	42,79	40,21	41,43	41,57	41,64	41,65	41,65
Médio	7,99	7,99	8,24	7,99	7,99	7,99	7,99	7,99
Mínimo	-27,03	-25,84	-22,79	-24,88	-24,64	-24,40	-24,28	-24,27

As séries temporais de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) para esta simulação é apresentada na Figura 6.9.

Valores positivos e negativos representam fluxos de enchente e vazante, respectivamente.

Para esta simulação os limiares de velocidade de corrente para que ocorra processos de deposição dos sedimentos em suspensão ( $V_d = 0,10$  m/s) é consideravelmente maior que para a simulação com o coeficiente de Manning de referência  $n = 0,036$  ( $V_d = 0,03$  m/s).

Adicionando o fato de que as intensidades de correntes são atenuadas pelo maior atrito provocado pelo elevado valor de rugosidade de fundo, a tendência desse ambiente é permanecer mais estável em comparação com um ambiente com sedimentos mais finos.

Usualmente sedimentos mais grosseiros (não-coesivos) sofrem influência de forças mais intensas, como por exemplo a ação das ondas, que não são consideradas no interior do canal pela proteção fornecida pelo guia-corrente construído na embocadura externa do canal.

No período de 4 meses simulados, as velocidades de corrente ultrapassaram em poucos casos o limiar de velocidade para que ocorra erosão dos sedimentos de fundo.

Figura 6.9 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com  $n = 0,045$ .



6.1.2.2 Simulação com coeficiente de Manning  $n = 0,055$ 

Nesta seção é apresentada a mesma análise realizada na seção anterior (6.1.2.1). Nas Tabelas 6.9, 6.10 e 6.11 é possível observar que com a extrapolação do valor do coeficiente de Manning para  $n = 0,055$ , a tendência deste ambiente é de ausência de processos erosivos, pelo fato de as velocidades máximas de correntes simuladas não ultrapassarem o limiar de velocidade para que ocorra erosão ( $V_e$ ).

As velocidades de corrente (Tabela 6.10) representam o módulo das velocidades, desconsiderando a direção de fluxo.

Tabela 6.9 - Resultados de nível de água simulados com coeficiente  $n = 0,055$ .

Níveis de água [m]	0	1	2	3	4	5	6	L
<b>Simulados (Astronômicos + Meteorológicos)</b>								
Máximo	0,68	0,60	0,57	0,51	0,44	0,35	0,26	0,22
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,85	-0,69	-0,61	-0,52	-0,45	-0,31	-0,19	-0,18
<b>Astronômicos</b>								
Máximo	0,52	0,46	0,43	0,38	0,33	0,23	0,11	0,05
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,55	-0,46	-0,41	-0,35	-0,30	-0,18	-0,09	-0,07
<b>Meteorológicos</b>								
Máximo	0,47	0,43	0,41	0,38	0,35	0,29	0,23	0,21
Médio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mínimo	-0,46	-0,39	-0,35	-0,31	-0,27	-0,20	-0,15	-0,15

Tabela 6.10 - Resultados de velocidades de correntes média na seção transversal simuladas com coeficiente  $n = 0,055$ .

Corrente [m/s]	0	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	0,41	0,22	0,40	0,24	0,33	0,28	0,29	0,44
Médio	0,17	0,09	0,17	0,10	0,13	0,10	0,11	0,15
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 6.11 - Resultados de vazão simuladas com coeficiente  $n = 0,055$ . Valores positivos e negativos representam vazões de enchente e vazante, respectivamente.

Vazões [m³/s]	0	1	2	3	4	5	6	L
Máximo	36,97	36,83	33,83	35,54	35,64	35,70	35,70	35,70
Médio	6,91	6,90	6,99	6,91	6,91	6,91	6,91	6,91
Mínimo	-23,89	-22,74	-19,34	-21,14	-20,87	-20,63	-20,53	-20,52

Figura 6.10 - Série temporal de velocidade de corrente nas seções L (Laguna) e O (Oceano) na simulação com  $n = 0,055$ .



Nota-se que com a extrapolação do coeficiente de rugosidade de fundo Manning para 0,055, o que corresponderia a sedimentos mais grosseiros (cascalho/seixos), as velocidades de correntes simuladas no canal não atingiram intensidades suficientes para ocorrência de transporte das partículas.

### 6.1.2.3 Comparação entre os resultados das simulações

Figura 6.11 - Séries temporais de velocidades de corrente simulados na seção Lagoa (L).

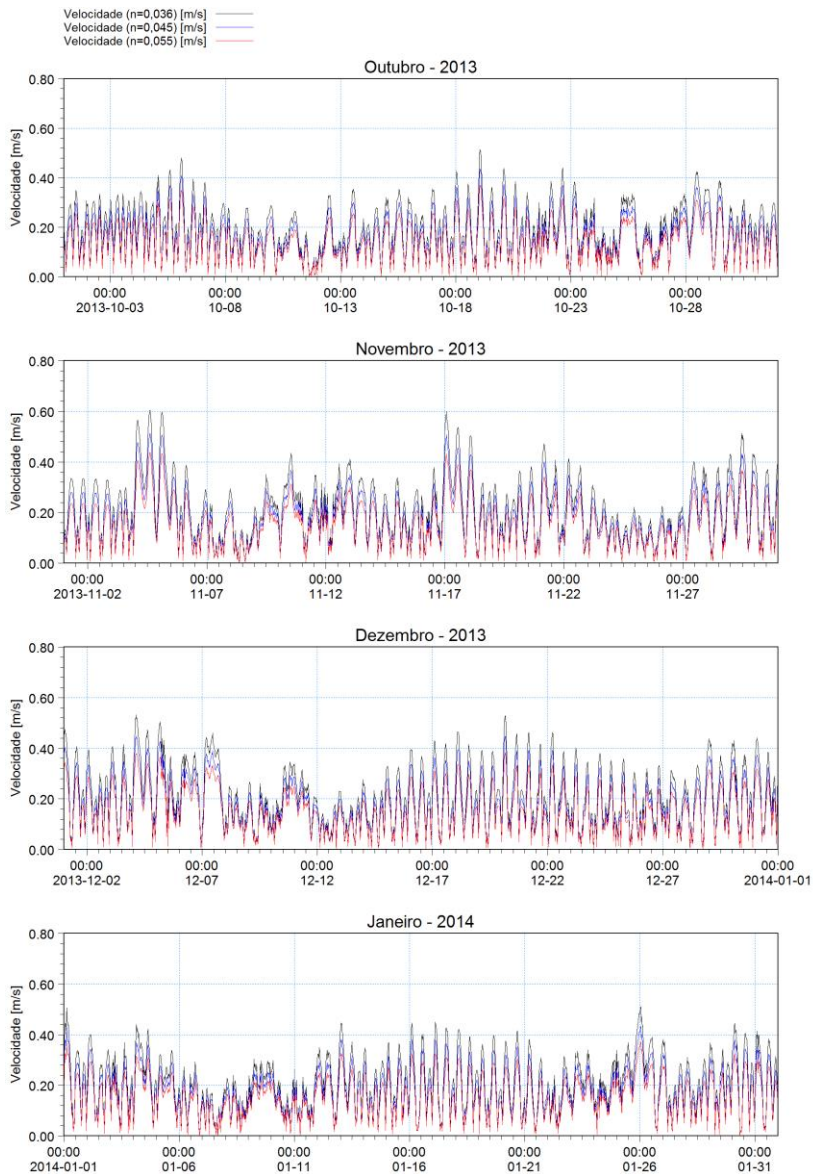
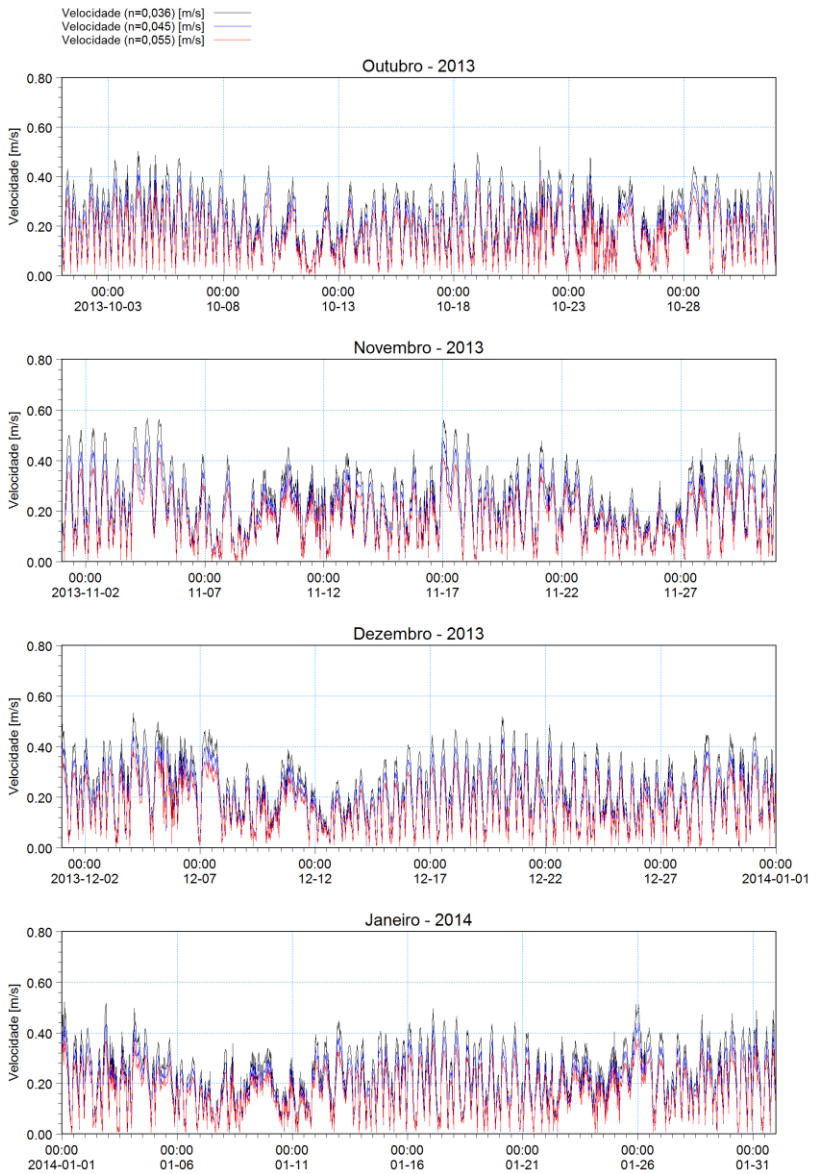


Figura 6.12 - Séries temporais de velocidades de correntes simulados na seção Oceano (O).



Com a variação do coeficiente de Manning, a atenuação da magnitude de velocidades de corrente no canal em relação entre ao coeficiente Manning de referência ( $n = 0,036$ ) foi da ordem de 13% e 24% para os coeficientes  $n = 0,045$  e  $n = 0,055$ . Este valor foi estimado tanto para fluxos de enchente como de vazante.

Figura 6.13 - Variação dos valores de velocidade máxima e média de corrente em cada seção transversal de controle.

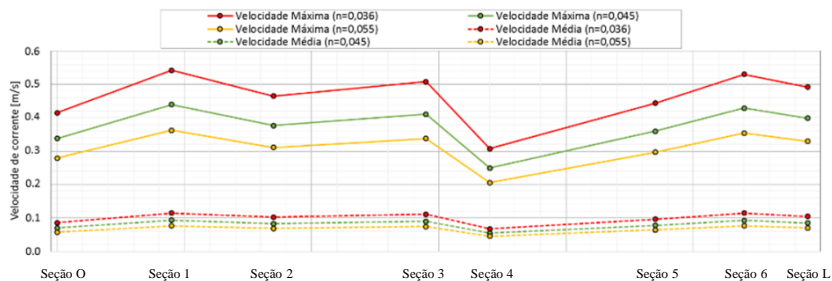


Figura 6.14 - Variação dos valores de vazão máximas de enchente (positivo) e de vazante (negativo) em cada seção transversal de controle.

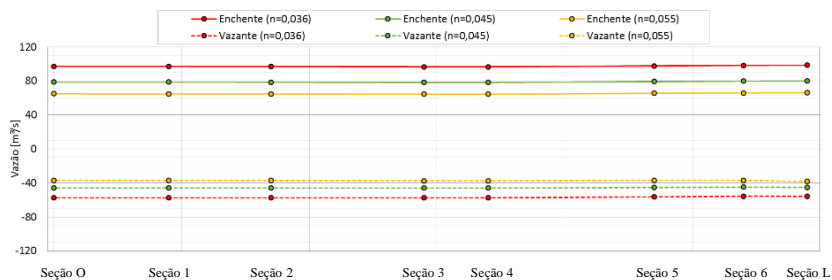


Figura 6.15 - Variação dos valores de nível de água mínimos e máximos simulados em cada seção transversal de controle.

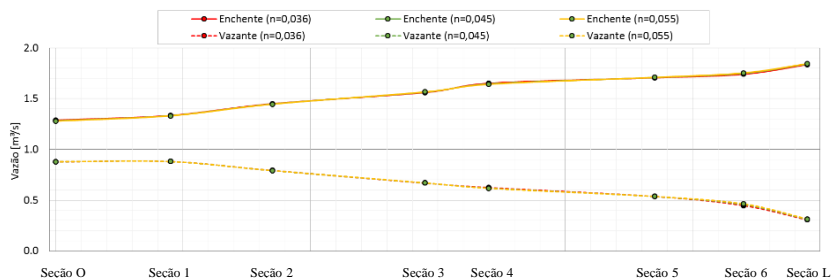
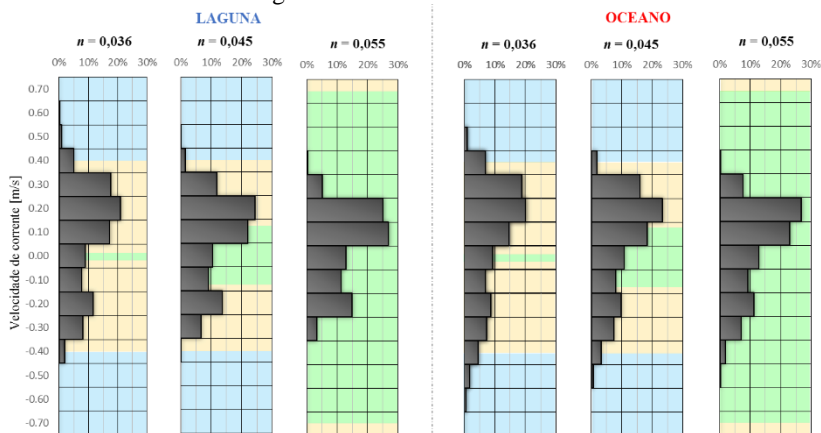




Figura 6.16 - Frequência de ocorrência de velocidades de corrente simulados nas seções transversais de controle Laguna e Oceano. Velocidade positivas indicam correntes de enchente e negativas de vazante.



As velocidades de corrente máximas e médias simuladas durante fluxos de enchente e de vazante para diferentes valores de coeficiente de rugosidade de fundo Manning ( $n$ ), são apresentados na Tabela 6.12. Os valores apresentados na tabela foram extraídos do trecho do canal com maiores velocidades, indicado com um círculo branco pontilhado na Figura 6.2.

Nota-se que a variação do coeficiente de rugosidade de fundo Manning influencia de forma significativa nas velocidades de corrente no canal. Ao comparar as velocidades de corrente da simulação de  $n = 0,036$  com as simulações de  $n = 0,045$  e  $n = 0,055$ , a atenuação das intensidades de corrente foram da ordem de 15% e 28%, respectivamente, tanto para fluxos de enchente como de vazante.

Tabela 6.12 - Valores máximos e médios de velocidade de corrente simulados.

	Velocidade de corrente [m/s]	$n = 0,036$	$n = 0,045$	$n = 0,055$
Enchente	Máxima	0,74	0,63	0,54
	Média	0,31	0,27	0,23
Vazante	Máxima	0,50	0,42	0,36
	Média	0,22	0,19	0,16

### 6.1.3 Dissipação de energia da onda de maré

A Energia Potencial e Cinética referente cada seção transversal de controle selecionada foi estimada com base nos níveis de água e velocidades de corrente em cada passo de tempo do modelo. As equações apresentadas na seção 3.3.1 foram utilizadas nestas estimativas.

A Figura 6.17 apresenta o gráfico de dissipação de Energia Total (Energia Potencial + Energia Cinética) ao longo do canal, no qual o lado direito representa a embocadura externa do canal (Oceano) e o lado esquerda a embocadura interna (Laguna), seguindo o ordenamento de distância a partir da embocadura externa.

A dissipação de energia na seção próximo à embocadura interna do canal foi de aproximadamente de 89%. Este valor confere com os valores apresentados por Pereira (2004) e Godoy et al. (2009). Conforme mencionado anteriormente, estes autores chegaram a uma estimativa de dissipação no canal da ordem de 84 a 95%.

Figura 6.17 - Dissipação de Energia Total ao longo do canal de maré para simulação de coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ).

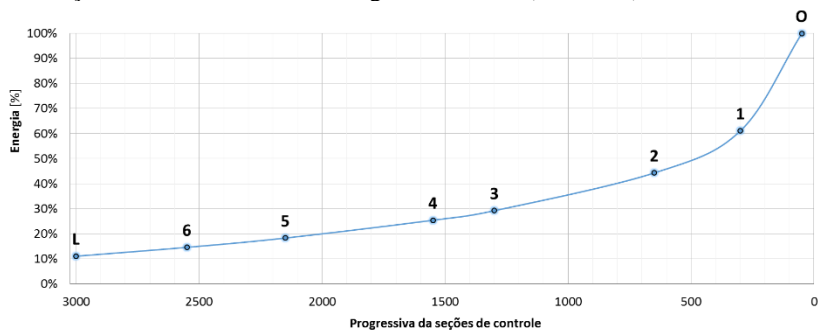


Tabela 6.13 - Atenuação média da Energia Total ao longo do canal.

	L	6	5	4	3	2	1	O
<b>Atenuação da energia total</b>	11,0%	14,6%	18,3%	25,4%	29,2%	44,3%	61,1%	100,0%

## 6.2 RESULTADOS DO MODELO 1D

Nesta seção são apresentados resultados e as análises realizadas com base nas simulações com o modelo 1D. Foi utilizada a ferramenta de pré e pós-processamento para gerar os gráficos.

Cada simulação de 4 meses realizada com o modelo 1D, compreendendo o período de 01/01/2013 até 01/02/2014, levaram cerca de 2-3 minutos.

### 6.2.1 Estabilidade da embocadura do canal

Para ter uma estimativa do Prisma de maré no Canal da Barra da Lagoa foi selecionado o período entre 00:00h e 06:00h do dia 07/10/2013, que corresponde a um ciclo de enchente durante período de maré de sizígia, partindo e finalizando no momento de estagnação dos fluxos no canal (estofa).

Os gráficos da Figura 6.18 apresentam a série temporal de vazões simuladas para a condição natural de profundidades da seção na embocadura do canal. O período analisado é destacado com uma linha de cor vermelha.

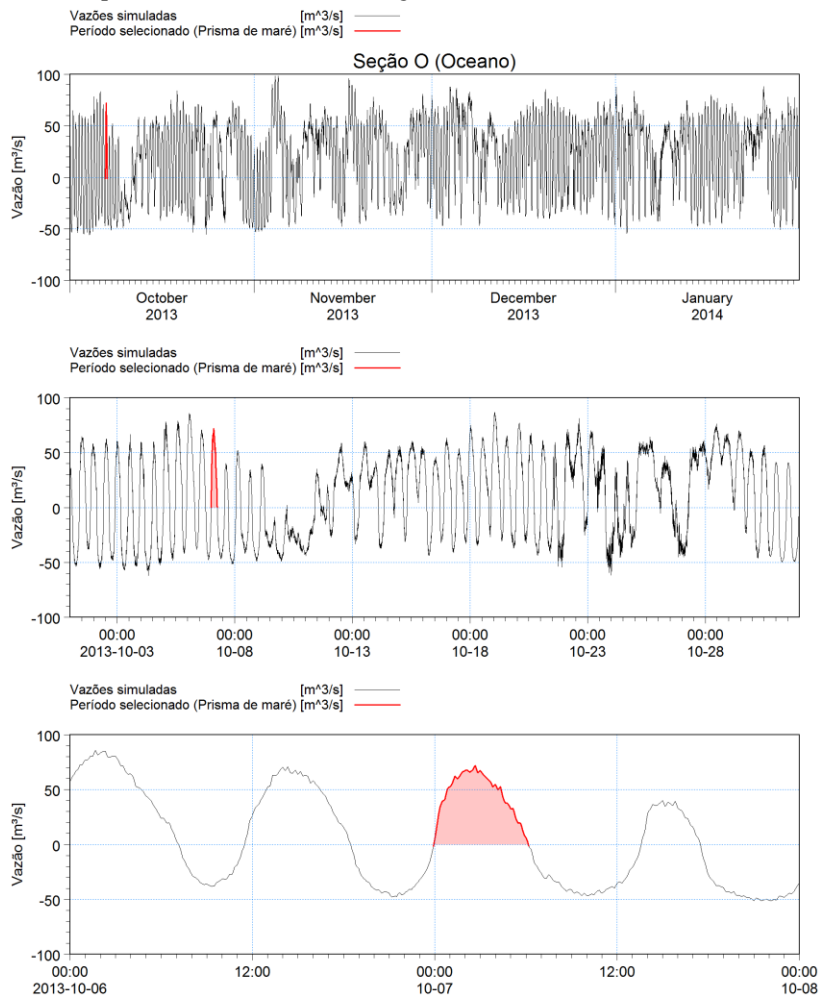
O volume de água que adentra o canal durante este período de maré de sizígia foi calculado a partir as vazões simuladas, correspondendo a área vermelha no gráfico inferior. Para a condição natural do canal o prisma de maré estimado foi de 1.042.954 m<sup>3</sup>.

A partir desta simulação, foi realizada uma série de simulações, cada uma delas reduzindo em 0,1m as profundidades do trecho entre as seções #25 e #50.

O mesmo método de cálculo utilizado para estimativa do Prisma de maré na primeira simulação foi aplicado em cada simulação com as profundidades reduzidas. A atenuação do Prisma de maré em cada simulação é apresentada na Figura 6.19.

Nota-se que a partir da simulação com as profundidades reduzidas para cota de -0,5m o Prisma de maré começa a sofrer uma redução significativa. A atenuação fica mais acentuada para simulações com profundidades acima de 0,0m. Esta constatação ocorre pelo fato do assoreamento hipotético da embocadura externa do canal começa a impedir a entrada de água pelo efeito de estrangulamento da seção.

Figura 6.18 - Série temporal de vazões simuladas na embocadura externa (Oceano) do canal. A área destacada em vermelho representa as vazões de enchente para um ciclo de maré de sizígia.



Foi realizado um estudo analítico a respeito da área da seção transversal na embocadura externa do canal, com base nas equações apresentadas na 3.4.1. A Tabela 6.14 apresenta os valores obtidos utilizando o valor do Prisma de maré de  $1.042.954 \text{ m}^3$ , simulado com as profundidades naturais e com o coeficiente de rugosidade de fundo (Manning) de referência de  $n = 0,036$ .

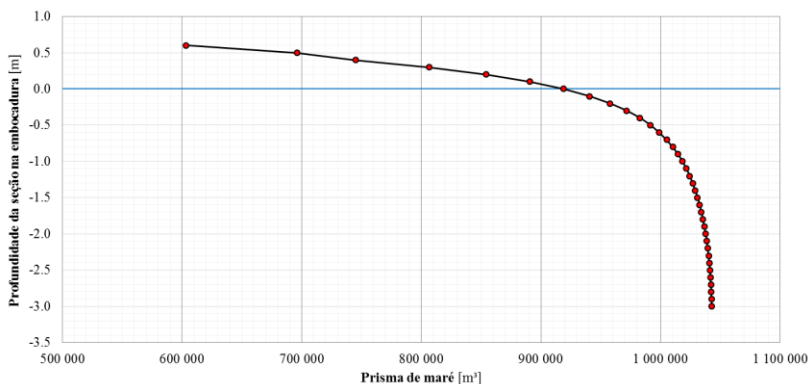
O valor calculado para a batimetria interpolada inserida no modelo utilizando a ferramenta de *Cross Sections* do MIKE HYDRO River, obteve-se a área média da seção transversal igual a 85 m<sup>2</sup>, muito próximo do valor 81.9 m<sup>2</sup> de acordo com a equação 10, proposta por Jarret (1976).

Tabela 6.14 - Valores de referência para Área da menor seção transversal na embocadura do canal com base no Prisma de maré.

Equação	Autor	Resultado
07	O'Brien (1969) (sem guia-corrente)	$A_c = 68,41 \text{ m}^2$
08	O'Brien (1969) (com guia-corrente)	$A_c = 940,75 \text{ m}^2$
09	Jarret (1976)	$35,78 \leq A_c \leq 210,21 \text{ m}^2$
10	Jarret (1976)	$A_c = 81,90 \text{ m}^2$
-	Hume e Herdendorf (1993)	$A_c = 164,57 \text{ m}^2$
Batimetria	Interpolação dos dados batimétricos	$A_c = 85 \text{ m}^2$

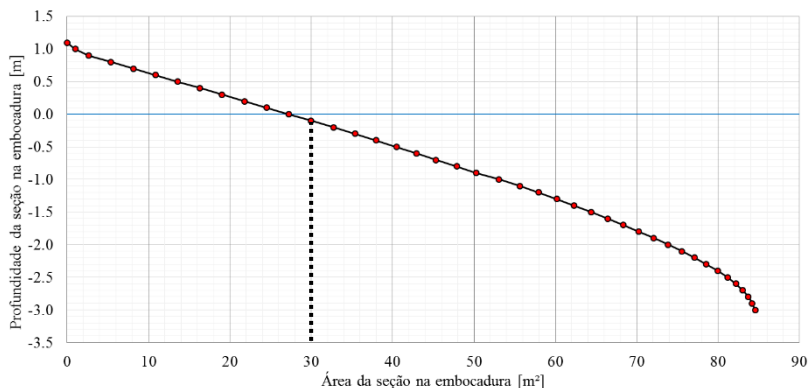
O gráfico da Figura 6.19 apresenta a atenuação do Prisma de maré em função da redução da profundidade da seção com menor área na embocadura externa do canal, e consequentemente a área da seção transversal.

Figura 6.19 - Atenuação do Prisma de maré (P) pela profundidade da seção de menor área na embocadura do canal.



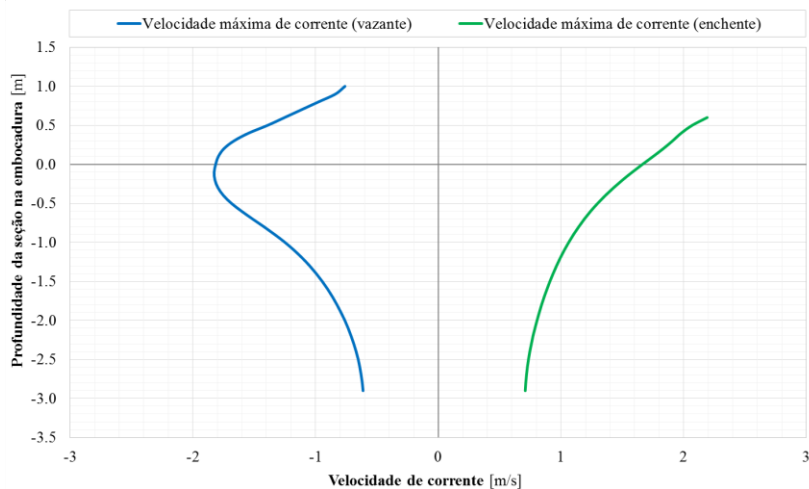
A variação da área da menor seção transversal na embocadura do canal externo ( $A_c$ ) de acordo com a redução de suas profundidades é apresentada na Figura 6.20.

Figura 6.20 - Área da menor seção transversal na embocadura do canal ( $A_c$ ) de acordo com a redução da sua profundidade (assoreamento da seção).



A Figura 6.21 apresenta o gráfico das velocidades máximas de corrente simuladas para condição de enchente e de vazante para cada simulação considerando a redução das profundidades na embocadura do canal.

Figura 6.21 - Velocidades máximas de corrente de acordo com a redução das profundidades na seção de controle na embocadura do canal



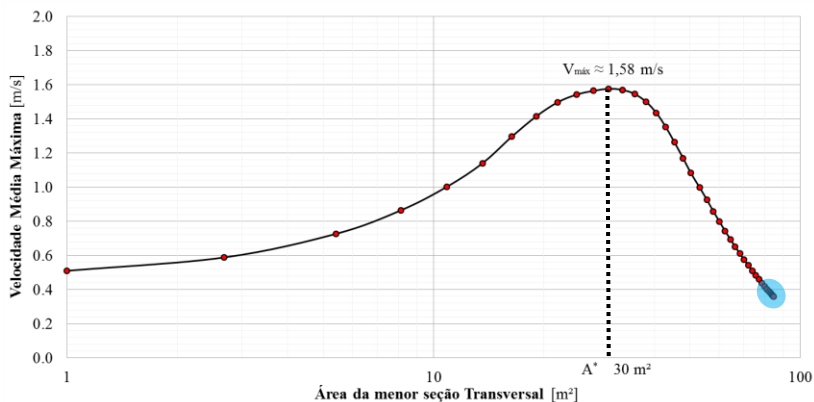
Com os resultados da simulação de 4 meses (Outubro, Novembro, Dezembro de 2013 e Janeiro de 2014) para o coeficiente de Manning de referência ( $n = 0,036$ ), foi gerado o diagrama de Velocidade média

máxima ( $V_{\text{máx}}$ ) de vazante pela Área da menor seção transversal na embocadura do canal de maré ( $A_c$ ). O gráfico é apresentado na Figura 6.22.

De acordo com os dados batimétricos utilizados no Canal da Barra da Lagoa, a profundidade natural da embocadura do canal é de aproximadamente  $85\text{m}^2$ , destacada pela cor azul.

Com base na parte do gráfico em que a embocadura do canal se encontra atualmente ( $A_c > A^*$ ), é confirmado que o canal está em uma condição estável, conforme discutido na seção 3.4.1.

Figura 6.22 - Diagrama de  $V_{\text{máx}} \times A_c$  gerado para seção na embocadura do canal.



A área limite da seção transversal ( $A^*$ ) encontrada para o caso do Canal da Barra da Lagoa foi de  $30\text{m}^2$ . De acordo com a Figura 6.20 esta área de seção corresponde à profundidade de aproximadamente  $-0,1\text{m}$ .

Dessa forma, pode-se concluir que, caso a embocadura do canal venha a apresentar profundidades próximas a  $-0,1\text{m}$ , é possível que o canal se torne instável a ponto de fechar a barra sem a capacidade de rompimento desta pela ação das marés.

## 7 CONCLUSÕES

Os modelos MIKE 21 e MIKE HYDRO River, disponibilizados gratuitamente pela empresa DHI para desenvolvimento dessa pesquisa acadêmica, se mostraram ferramentas de modelagem acessíveis e intuitivas, com interfaces gráficas desenvolvidas com foco em facilitar o trabalho do usuário. Ao fim da análise, conclui-se que os modelos selecionados foram adequados e efetivos para realizar as tarefas propostas e alcançar os objetivos traçados para este estudo.

Com o modelo 2D foi possível detalhar e identificar espacialmente os padrões hidrodinâmicos ao longo do canal, especialmente nas áreas das embocaduras interna (Laguna) e externa (Oceano).

Para os estudos de modelagem 2D realizados no Canal da Barra da Lagoa, o detalhamento da malha de cálculo foi suficientemente refinado para representar em detalhes a batimetria e os fluxos no interior do canal e nas suas embocaduras. Os elementos retangulares da malha estruturada no interior do canal foram definidos área de aproximadamente  $100\text{m}^2$  ( $10\text{m} \times 10\text{m}$ ).

Nas embocaduras, a opção de malha não-estruturada com elementos triangulares foi a mais adequada para representação dos contornos terrestres. A definição de diferentes refinamentos da malha na embocadura concedeu uma redução no tempo de processamento das simulações. Foram utilizadas áreas máximas dos elementos triangulares de  $75\text{m}^2$  (próximo à embocadura),  $300\text{m}^2$  e  $1200\text{m}^2$  (próximo à condição de contorno do modelo).

Para os estudos de modelagem 1D, o espaçamento das seções transversais de 50 metros foi suficientemente adequado para representar as variações do fundo do terreno do canal e as sinuosidades do canal.

Tendo em consideração que o tempo de processamento computacional de uma simulação aplicando um modelo 2D é significativamente maior comparado a uma simulação com um modelo 1D, a escolha do modelo MIKE HYDRO River foi eficaz para realizar a análise do assoreamento hipotético da embocadura externa do canal. Esse fato se deve, principalmente, por terem sido realizadas 38 simulações em série para representar em cada simulação a redução de 0,1m nas profundidades da seção transversal da embocadura.

As ferramentas de pré e pós-processamento de dados dos modelos MIKE possibilitaram recursos e agilidade no preparo dos dados de entrada do modelo e dos resultados das simulações.

A partir dos resultados obtidos nas simulações utilizando os modelos numéricos, foi possível concluir que o canal de maré estudado



atua como um filtro de ondas de marés, atenuando consideravelmente a energia desde a embocadura externa do canal (Oceano) até a interna (Laguna). A dissipação de energia estimada ao atravessar todo o canal foi de 89%. Esta afirmação é reforçada ao verificar que os autores Andrade (2001), Pereira (2004) e Godoy et al. (2009) obtiveram valores similares em suas pesquisas.

Com a elevada dissipação de energia da onda de maré que percorre o canal constatou-se que as variações de níveis de água no interior da laguna provocadas pela influência astronômica são significativamente menores em comparação com a influência meteorológica, e possivelmente com a influência hidrológica.

Também foi observado que no período estudado (Out-2013 a Jan-2014) as variações significativas dos níveis de água no interior da laguna foram praticamente sincronizadas com as variações da maré meteorológica nas águas da plataforma continental adjacente, mesmo com o comportamento acíclico das correntes. Com isso é reforçada a conclusão de que a variação da maré astronômica não é exclusiva na determinação do sentido e da intensidade das correntes no canal.

Com o uso do modelo 2D, foram determinadas as áreas do canal com maior tendência de ocorrer erosão com base nas máximas velocidades de correntes simuladas. Dessa forma, foi possível verificar que o canal possui uma dinâmica de sedimentos em seu interior, no entanto não foi verificada a tendência importação e/ou exportação de sedimentos de suas embocaduras. Assim, tendo em consideração os resultados dessa pesquisa, confirma-se que o canal se mantém seguro e estável desde a construção do guia-corrente.

Como atualmente a área das seções transversais na embocadura externa do canal são da ordem de  $80\text{m}^2$  pode-se afirmar que este encontra-se estável, sem riscos de fechamento da barra, o que possivelmente aconteceria se as áreas seções transversais na embocadura externa fossem reduzidas para menos de  $30\text{m}^2$ .

Na análise de sensibilidade do coeficiente de rugosidade de fundo (Manning) no canal estudado, constatou-se que, para os valores de  $n = 0,045$  e  $n = 0,055$ , houve decréscimo de 13% e 24% nas velocidades de correntes, respectivamente.

Identificou-se com base na curva Hjulström que, para os tipos de sedimentos presentes no canal (areias médias e finas), os processos erosivos no fundo acontecem a partir das velocidades de corrente maiores que 0,4 m/s. Considerando essa informação, foram localizadas as áreas do canal com velocidades acima desse limite, as quais indicam uma maior tendência a sofrer erosão.

Para futuros estudos que sejam desenvolvidos no sistema estuarino do Canal da Barra da Lagoa e na Lagoa da Conceição, recomenda-se:

- Realizar campanha de medições simultâneas de dados de níveis de água na laguna, ao longo do canal e no oceano, assim como de dados de corrente, para então poder calibrar e validar os modelos numéricos.
- Realizar campanha de medições de perfis de velocidades de correntes, temperatura e salinidade na laguna, ao longo do canal e no oceano, assim como coletas de sedimentos de fundo e em suspensão, com a finalidade de aprofundar o estudo de transporte de sedimentos no estuário e avaliar as estratificações térmica e salina na coluna d'água. Para isso, deve-se optar pela utilização de um modelo tridimensional, assim como, realizar tais levantamentos simultaneamente às demais medições.
- Desenvolver estudo hidrológico detalhado no local para avaliação da influência de água continentais na hidrodinâmica no corpo hídrico do canal e da laguna.
- Com a base hidrodinâmica desenvolvida neste trabalho e com os dados ambientais levantados pelo LAHIMAR, recomenda-se desenvolver estudos de Qualidade de Água do estuário, incluindo o corpo hídrico da Lagoa da Conceição. Este que possui um histórico de lançamentos de efluentes domésticos direto na laguna, presença excessiva de algas no corpo hídrico e classificação como imprópria para banho em alguns pontos, de acordo com o monitoramento de balneabilidade realizado pela FATMA.

## REFERÊNCIAS

- ABBOT, M.B.; BASCO, D.R. 1989. **Computational Fluid Dynamics: An Introduction for Engineers**. Longman Scientific & Technical. 424p.
- AEROCONSULT – Aerolevantamento e Consultoria. 2001. **Relatório final da batimetria – distrito administrativo da Lagoa da Conceição e Barra da Lagoa**. Florianópolis, SC.
- ANDRADE, R.C. 2001. **Estudo da circulação hidrodinâmica da Lagoa da Conceição - SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica), UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.
- ASMUS, M.L. 1996. **Análise e usos do sistema estuário Lagoa dos Patos**. In: Anais da 3ª Reunião Especial da SBPC: p.104-107.
- ASMUS, M.L. 1998. **A Planície Costeira e a Lagoa dos Patos**. In: Os Ecossistemas Costeiro e Marinho do Extremo Sul do Brasil. U. Seeliger, C. Odebrecht e J.P. Castello. Editora Ecocientia. Rio Grande – RS.
- BANDYIOADHYAY, K.K.; BASAK, S.K. 1978. **Energy dissipation in a tidal channel due to bottom friction**. Hydraulic Study Departmentm Calcutta Port Trust. Calcutta, p. 12.
- BIGGS, R.B.; CRONIN, L.E. 1981. **Special characteristics of estuaries**. In: Neilson, B. J., Cronm, L. E. (Ed.) Estuaries and nutrients. Humana Press. Clifton, New Jersey, p. 3.
- BIRD, E.C.F. 2008. **Coastal Geomorphology: An Introduction**, second ed. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, p. 411.
- BIER, F.B. 2013. **Caracterização morfométrica e hidrológica da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição, Florianópolis – SC**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Engenharia Sanitária e Ambiental), UFSC, Florianópolis, SC.
- BOGGS Jr, S. 2006. **Principles of sedimentology and stratigraphy** (4th Ed.). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, p. 662.
- BOON, J.D. 1975. **Tidal discharge asymmetry in a salt marsh drainage system**. *Limnology and Oceanography* 20.1, p. 71-80.
- BRUUN, P. 1973. **Port Engineering**. (2nd Ed.). Gulf Publishing Company, Huston, Texas, p. 586.
- BRUUN, P. 1978. **Stability of tidal inlets - Theory and engineering**. Publicação Elsevier Co, Amsterdam, Holand.

BRUUN, P.; GERRITSEN, F. 1960. **Stability of Coastal Inlets**. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Netherlands. ISBN: 978-0720416015, p. 123.

CAMEROM, W.N.; PRITCHARD, D.W. 1963. **Estuaries**. In: Goldberg, E. D.; McCave, I. N.; O'Brien, I. H. & Steele, I. H. eds. *The Sea*. New York, John Wiley & Sons, p. 306-324.

CARAZZAI, D. 2015. **Sonografia e batimetria de varredura do Canal da Barra da Lagoa**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Oceanografia), UFSC, Florianópolis, SC.

CARNIELLO, L.A.; DELFINA, S.; FAGHERAZZI. 2005. **A combined wind wave – tidal model for the Venice lagoon, Italy**. *Journal of Geophysical Research* 110: F04007.

COSTA, J.C. 2013. **Análise numérica da influência dos aportes fluviais e antrópicos sobre a hidrodinâmica residual e a qualidade da água da Lagoa da Conceição - Florianópolis-SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, SC.

D'ALPAOS, A.; LANZONI, S.; MARANI, M.; FAGHERAZZI, S.; RINALDO, A. 2005. **Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development**. *Journal of Geophysical Research* 110: doi: 10.1029/2004JF000182. issn: 0148-0227

DIAS J.A.; BOSKI T.; RODRIGUES A.; MAGALHÃES F. 2000. **Coast Line Evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until Present: a Synthesis**. *Marine Geology*, 170, p. 177-186.

DIONNE JC. 1963. **Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary**. *Zeitschr. F. Geomorph.*, 7 (1), p. 36-44.

DHI. 2017. **MIKE 21 & MIKE 3 FLOW MODEL FM. Hydrodynamic and Transport Module – Scientific Documentation**. Disponível em: <http://manuals.mikepoweredbydhi.help/2017/Coast and Sea/MIKE 321 F M Scientific Doc.pdf>. Acesso em: 20 mar. 2017

DYER, K.R. 1988. **Fine sediment particle transport in estuaries**. Springer-Verlag: *Physical Processes in Estuaries*. D. a. v. Leussen, p. 295-310.

DYER, K.R. 1995. **Sediment transport processes in estuaries**. In: PERILLO, G.M.E. (Ed.). *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. New York: Elsevier, p. 423-449.

DYER, K.R.; CHRISTIE, M.C.; FEATES, N.; FENNESSY, M.J.; PEJRUP, M.; VAN DER LEE, W. 2000. **An investigation into processes influencing the morphodynamics of an intertidal mudflat, the Dollard Estuary, The Netherlands: I. Hydrodynamics and suspended sediment.** Estuarine Coastal and Shelf Science 50, p. 607-625.

EMERY K.O.; STEVENSON, R.E. 1957. **Estuaries and lagoons. I. Physical and chemical characteristics.** In: HEDGPETH, J.W. (Ed.) Treatise on Marine Ecology and Palaeology; p.673-750.

ESCOFFIER, F.F. 1940. **The Stability of Tidal Inlets. Shore and Beach.** Vol. 8, No. 4, p. 114-115.

FAIRBRIDGE, R.W. 1980. **The Estuary: its Definition and Geodynamic Cycle.** In: Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries, E. Olausson & I. Cato (Ed.), Interscience Publication, John Wiley and Sons, New York, p. 1-35.

FAGHERAZZI, S. 2002. **Basic Flow in a Tidal Basin.** Geophysical Research Letters 29.8 (2002): 62-1 – 62-3.

FAGHERAZZI S.; WIBERG P.L.; HOWARD A.D. 2003. **Tidal flow field in a small** Geophys. Res. 108, C3, 3071, 10.1029/2002JC001340.

FRAGOSO, C.R.; FERREIRA, T.F.; MARQUES, D.M. (2009). **Modelagem Ecológica em ecossistemas aquáticos.** São Paulo: Oficina de Textos.

FRIEDRICH, C.T., PERRY, J.E. 2001. **Tidal salt marsh morphodynamics.** Journal of Coastal Research (Special Issue). 27: 7-37.

GARCIA, A.A. 1999. **Diagnóstico ambiental da Lagoa da Conceição e do Canal da Barra através de indicadores físico-químicos dos sedimentos de fundo e dos indicadores sócio-ambientais.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, SC.

GODOY, F.B., MARIO, H.F.S., FRANCO, D. 2008. **O canal da Barra da Lagoa, Florianópolis – SC – um filtro de maré natural.** Laboratório de Hidráulica Marítima - UFSC. Anais III SEMENGO – Seminário de Engenharia Oceânica, Rio Grande, RS.

GODOY, F.B. 2009. **Modelagem Hidrológico-Hidrodinâmica da Lagoa da Conceição – SC.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, SC.

GOODWIN, P.; MEHTA A.J.; ZEDLER J.B. 2001. **Tidal Wetland Restoration: An Introduction.** Journal of Coastal Research SI 27, p. 1-6.

- GOODWIN, P.; KAMMAN R.Z. 2001. **Mixing and Circulation in Tidal Wetlands**. Journal of Coastal Research SI 27, p. 109-120.
- HAYES, M.O. 1979. **Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime**. In, S. Leatherman (Ed.), Coastal slumping on barrier islands. New York, Academic Press, p. 1-27.
- HJULSTRÖM, F. (1935). **The morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris**. Bulletin of Geological Institute, 25.
- HUME, T.M.; HERDENDORF, C.E. 1993. **On the use of empirical relationships for characterizing estuaries**. Journal of Coastal Research, 9(2), p. 413-422.
- HUGHES, P. 1958. **Tidal mixing in The Narrow of the Mersey Estuary**. Geop. J. Roy. astr. Soc. 1:271:283.
- ISLA, F.I. 1995. Coastal lagoons. In: PERILLO, G.M.E. (Ed.), **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology 53**. Elsevier, Amsterdam, p. 241-272.
- JARRET, J.T. 1976. **Tidal prism-inlet area relationships**, G.I.T.I. Report 3, U.S. Army Corps of Engineers, CERC, FortBelvoir, Virginia, U.S.A.
- KJERFVE, B. 1986. **Comparative Oceanography of Coastal Lagoons**. In: WOLFE DA (Ed.). Estuarine variability. New York, Academic Press, p. 63-81.
- KJERFVE, B. 1994. **Coastal Lagoons**. In: KJERFVE, B. (Ed.), Coastal Lagoon Processes, Elsevier, Amsterdam, p. 1-8.
- KJERFVE, B.; MAGILL, K.E. 1989. **Geographic and hydrodynamic characteristic of shallow coastal lagoons**. Marine Geology, Columbia, p. 187-199.
- KJERFVE, B.; MCKELLAR Jr., H.N. 1980. **Time series measurements of estuarine material fluxes**. In: Estuarine Perspectives. KENNEDY, V.S. (Ed.), Academic Press, New York, p: 341-257.
- KJERFVE, B.; PROEHL, J.A.; SCHWING, F.B.; SEIM, H.E.; MAROZAS, M. 1982. **Temporal and spatial considerations in measuring estuarine water fluxes**. In: Estuarine comparisons. KENNEDY, V.S. (Ed.), Academic Press, New York, p. 37-51.
- KJERFVE, B.; WOLAVER, T. 1988. **Sampling optimization for studies of tidal transport in estuaries**. Am. Fish. Soc. Symp, p. 26-33.

- LEMÉTAYER, M.; ODRESKI, L.F.R. 2011. **Elaboração e análise temporal espacial dos mapas de cobertura do solo da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição – Florianópolis – SC.**
- LI, C.; VALLE-LEVINSON, A. 1999. **A two dimensional analytic model for a narrow estuary of arbitrary lateral depth variation: the intratidal motion.** Journal of Geophysical Research 104 (C10), 23525–23543.
- LUIZ, E.L. 2004. **Tipos de solos do município de Florianópolis.** In: BASTOS, M.D.A. (coord). *Atlas do município de Florianópolis.* Florianópolis. IPUF.
- LUMBORG, U.; WINDELIN, A. 2003. **Hydrography and cohesive sediment modelling: application to the Rømø Dyb tidal area.** Journal of Marine Systems 38, p. 287-303.
- MARCUZZO, F.F.N.; OLIVEIRA, N.L.; CARDOSO, M.R.D.; TSCHIEDEL, A.F. 2012. **Detalhamento hidrológico da bacia do Rio Paraíba.** XI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, p. 6.
- MARGALEF R. 1969. **Comunidades planctónicas en lagunas litorales.** In **Lagunas costeras**, un simposio. Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras. In: CASTANARES, A.A.; PHLEGER F.B. (Ed.), UNAM-UNESCO, p. 545-562.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1994. **Geological history of coastal lagoons - with particular reference to examples from the east coast of Brazil.** In: KJERFVE, B. (Ed.), Coastal Lagoon Processes. Elsevier Oceanography Series 60. Elsevier, Amsterdam, p. 41-68.
- MAZZINI, P.L.F.; SCHETTINI, C.A.F. 2009. **Evaluation of spatial interpolation methodologies applied to quasisynoptic coastal hydrographic data.** Braz. J. Aquat. Sci. Technol. 13(1):53-64. ISSN 1808-7035.
- MCLUSKY, D.S.; ELLIOTT, M. 2007. **Transitional waters: a new approach, semantics or just muddying the waters?** Estuarine, Coastal & Shelf Science 71, p. 359-363.
- MIRANDA L.B.; CASTRO B.M.; KJERFVE B. 2002. **Princípios de oceanografia física de estuários.** EDUSP, São Paulo, p. 414.
- MIRANDA, L.B.; CASTRO, B.M. 1996. **Os ambientes estuarinos: aspectos cinemáticos e hidrodinâmicos.** In: Anais da 3ª Reunião especial da SBPC: p.42-48.

MIYAO, S.Y.; HARARI, J. 1989. **Estudo preliminar da maré e das correntes de maré da região estuarina de Cananéia**. Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo, 37(2), p. 107-123.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - NOAA. 2017. **National Centers for Environmental Information (NCEI). Magnetic Field Calculators**. Disponível em: [https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/http://www.igert.org/system/content\\_item\\_assets/images/119/original/0504103\\_2008\\_Figure\\_1.jpg?1241577701](https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/http://www.igert.org/system/content_item_assets/images/119/original/0504103_2008_Figure_1.jpg?1241577701). Acesso em: 15 mai. 2017.

NICHOLS, M.M. 1986. **Effects of fine sediment resuspension in estuaries**. In: MEHTA, A.J. (Ed.), Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport, A.G.U., Washington, DC, p. 5-42.

NICHOLS, M.M.; BIGGS, R.B. 1985. **Estuaries**. In: DAVIS, R.A. (Ed.). Coastal Sedimentary Environments. Berlin: Springer-Verlag, p. 77-186.

O'BRIEN, M.P. 1931. **Estuary tidal prism related to entrance areas**. Civil Engineering, Vol. 1, No. 8, p. 738-739.

O'BRIEN, M.P. 1969. **Equilibrium areas of inlets on Sandy coasts**. Journal of the Waterways and Harbors Division, ASCE Vol. 95, No. WW1, February, p. 43-52.

O'BRIEN, M.P.; DEAN, R.G. 1972. **Hydraulics and Sedimentary Stability of Coastal Inlets**. In: Proceedings of the Thirteenth Coastal Engineering Conference, v. II, Vancouver, B.C., Canada, p. 761-780.

ODRESKI, L.F. 2012. **Influência hidrológica nos processos hidrodinâmicos da Lagoa da Conceição, Florianópolis - SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, SC.

PEREIRA, M.L.M. 2004. **Estudo da dinâmica das águas do canal da Barra da Lagoa – Florianópolis, SC**. Dissertação (Mestrado em Geografia), UFSC, Florianópolis, SC, p. 144.

PÉREZ-RUZAFÁ, A.; MARCOS, C.; PÉREZ-RUZAFÁ, I.; PÉREZ-MARCOS, M. 2010. **Coastal lagoons: “transitional ecosystems” between transitional and coastal waters**. Journal of Coastal Conservation.

PERILLO, G.M.E. 1995. **Definitions and Geomorphologic Classification of Estuaries**. In: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Chapter 2. Developments in Sedimentology, Elsevier Science, p. 53.

PERILLO, G.M.E. 1996. **Geomorphology and sedimentology of estuaries**. Elsevier, Amsterdam, p. 471.



- PRITCHARD D.W. 1952. **Estuarine Hydrography**. In: *Advances in Geophysics*, Vol 1, Academic press, New York, p. 243-280.
- PORTO FILHO, E. & BONETTI FILHO, J. 1997. **Considerações sobre a hidrodinâmica e o transporte de sedimentos no Canal da Barra, Florianópolis – SC**. In: *Anais do XI Simpósio Nacional de Oceanografia*. Universidade do Vale do Itajaí, Itajaí, p. 514-516.
- REINSON, G.E. 1992. **Transgressive barrier island and estuarine systems**. In: WALKER, R.G. (Ed.), *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 179-194.
- ROCHA, C.B.M. 2007. **Implementação e uso do modelo Mike 21 na análise de cenários hidrodinâmicos na Lagoa da Conceição – SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, Santa Catarina.
- ROSMAN, P.C.C. 1989. **Modelos de Circulação em Corpos de Água Rasos**. In: WROBEL, L.C. *Métodos numéricos em recursos hídricos*. Rio de Janeiro: ABRH, p. 156-221.
- ROSMAN, P.C.C. 1996. **EIA da Marina Porto da Barra - Florianópolis - SC: Análise dos Aspectos Hídricos e Oceanográficos**. Relatório AECO/COPPE/UFRJ.
- ROSMAN, P.C.C. 2000. **Referência Técnica do SisBAHIA - Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental**. Relatório COPPETEC - COPPE/UFRJ, 2000.
- ROSMAN, P.C.C. 2012. **Aspectos Morfológicos de Rios e Estabilidade de Canais de Maré**. Apostila de Aulas – Curso de Engenharia Fluvial e Costeira, AECO - Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- SARMENTO, R. 1971. **Propagação de onda de maré em canais comunicando-se com um reservatório**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.
- SCHUBEL, J.R.; CARTER, H.H. 1984. **The estuary as a filter for fine-grained suspended sediment**. In: KENNEDY, V.S. (Ed.) *The estuary as a filter*. New York, Academic Press, p. 81-105.
- SIERRA DE LEDO, B.; SORIANO-SIERRA, E.J. 1999. **Atributos e processos condicionantes da hidrodinâmica na Lagoa da Conceição, Ilha de Santa Catarina. O ecossistema da Lagoa da Conceição**. NEMAR/CCB/UFSC. Florianópolis, Brasil, p. 89-100.

SILVA, M.L. 2002. **Análise da Qualidade Ambiental Urbana da Bacia Hidrográfica da Lagoa da Conceição. Florianópolis, Santa Catarina.** Dissertação (Mestrado em Engenharia de Produção), UFSC, Florianópolis, SC.

SILVA, V.E.C. et al. 2017. **Space time evolution of the trophic state of a subtropical lagoon: Lagoa da Conceição, Florianópolis Island of Santa Catarina, Brazil.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 22.

SORIANO-SIERRA, E.J. 1999. **Ecosistemas de marismas da Lagoa da Conceição.** III. A Produção Primária. Cap. 11: 185-198. In: SIERRA DE LEDO, B.; SORIANO-SIERRA, E.J. (Ed.). O Ecossistema da Lagoa da Conceição. NEMAR/CCB/UFSC. SDM/FEPEMA. Florianópolis, Brasil.

STUTZ, M.L.; PILKEY, O.H. 2002. **Global distribution and morphology of deltaic barrier island systems.** Journal of Coastal Research, Special Issue 36, p. 694-707.

TAGLIAPIETRA, D.; SIGOVINI, M.; GHIRARDINI, A.V. 2009. **A review of terms and definitions to categorize estuaries, lagoons and associated environments.** Mar. Freshwat. Res., v.60, p. 497-509.

TEETER, M.M.; YAMANO A.; STEC B.; MOGANTY U. 2001. **On the nature of a glassy state of matter in a hydrated protein: Relation to protein function.** Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 98:11242–11247.

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

THOMPSON, M. 1968. **Theoretical Hydrodynamics.** Mac Hi llun. (Ed. 5a.). Inglaterra, p. 385.

URI COASTAL INSTITUTE. 2008: Disponível em: [http://www.igert.org/system/content\\_item\\_assets/images/119/original/0504\\_103\\_2008\\_Figure\\_1.jpg?1241577701](http://www.igert.org/system/content_item_assets/images/119/original/0504_103_2008_Figure_1.jpg?1241577701). Acesso em: 15 nov. 2017.

VON SPERLING, M. 2014. **Princípios do tratamento biológico de águas residuárias. Volume 7. Estudos e modelagem da qualidade da água de rios.** 2. ed. Belo Horizonte: Editora UFMG, p. 113-155.

WANLESS, H.K. 1976. **Intracoastal sedimentation.** In: STANLEY, D.J., SWIFT, D.J.P. (Ed.), Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley & Sons, New York, p. 221-239.