



MODELO MORFODINÂMICO COM TRANSPORTE LITORÂNEO  
LONGITUDINAL E TRANSVERSAL PARA APLICAÇÕES DE ENGENHARIA

Rodrigo Amado Garcia Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadores: Paulo Cesar Colonna Rosman  
Marcos Nicolás Gallo

Rio de Janeiro  
Março de 2019

MODELO MORFODINÂMICO COM TRANSPORTE LITORÂNEO  
LONGITUDINAL E TRANSVERSAL PARA APLICAÇÕES DE ENGENHARIA

Rodrigo Amado Garcia Silva

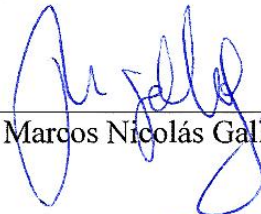
TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ  
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS  
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM  
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:



---

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.



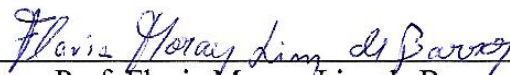
---

Prof. Marcos Nicolás Gallo, D.Sc.



---

Prof. Claudio Freitas Neves, Ph.D.



---

Prof. Flavia Moracs Lins de Barros, D.Sc.



---

Prof. Josefa Varela Guerra, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2019

Silva, Rodrigo Amado Garcia

Modelo Morfodinâmico com Transporte Litorâneo Longitudinal e Transversal para Aplicações de Engenharia/  
Rodrigo Amado Garcia Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

XXVIII, 142 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Paulo Cesar Colonna Rosman

Marcos Nicolás Gallo

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 136-142.

1. Processos Litorâneos. 2. Zona de Arrebentação. 3. Transporte Transversal. 4. Modelo Morfodinâmico. I. Rosman, Paulo Cesar Colonna *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

*“Do or do not. There is no try.”*

*Yoda*

*Dedico este trabalho aos meus pais, Andréa e Garcia, com todo amor e gratidão.*

## AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Rio de Janeiro, onde tive a oportunidade de me formar Engenheiro, Mestre e agora Doutor.

À Capes, pela bolsa de estudos que recebi durante os últimos meses do doutorado. Em atendimento à Portaria nº 206, de 4 de setembro de 2018, cita-se que "o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001."

Aos meus orientadores: Prof Paulo Rosman e Prof Marcos Gallo. Ao Prof Rosman agradeço por todos os ensinamentos e por todas as oportunidades que me foram oferecidas enquanto pós-graduando e pesquisador da COPPE. Ao Prof Marcos agradeço pela atitude sempre solícita, por todo o apoio e pelos convites para parceria em projetos de pesquisa, publicação e orientação de alunos.

À Patricia Rosman, por todo o suporte empenhado na implementação do modelo de transporte transversal do SisBaHiA, um dos objetos principais desta Tese. Que o SisBaHiA continue a evoluir sempre!

À Prof Flavia de Barros, à Prof Josefa Guerra e ao Prof Claudio Neves, pela disponibilidade em participar da banca avaliadora deste trabalho. À Prof Flavia e ao Prof Claudio, agradeço pelas ótimas contribuições prestadas durante os exames de qualificação. Ao Prof Cláudio, segue ainda o agradecimento por todas as leituras sugeridas ao longo do doutorado.

À Prof Susana Vinzon, que trouxe de Delft, na Holanda, uma das referências bibliográficas que mais contribuiu com o meu doutorado. Obrigado pela consideração!

À querida Marise, por fazer parte de nossas vidas, por tornar nossos dias na COPPE mais fáceis e alegres, por tornar nossos cafés mais doces e saborosos. Muito obrigado por todo o apoio, por todos os abraços e por todas as palavras de conforto.

A todos os amigos e colegas da AECO, em especial ao Rodrigo Peixoto, à Monica Young e ao Teodósio Nzualo. É um grande prazer trabalhar e conviver com vocês. Obrigado pelos ensinamentos, pelas experiências trocadas e, obviamente, pelas confraternizações no Grêmio.

À minha avó, Prof. Marilda. Além de todo o apoio, todo amor e todo carinho, agradeço pela revisão gramatical e ortográfica deste texto.

À minha esposa, Monica, que encarou o desafio de se casar com um aluno de doutorado em início de curso. Obrigado por enfrentar estes anos ao meu lado, sempre presente nas horas fáceis, nas difíceis e, sobretudo, nas muito difíceis. Obrigado por dividir comigo todas as angústias e alegrias do doutorado. Obrigado por tornar esse caminho mais fácil. Obrigado pela companhia, obrigado pelo carinho, obrigado pela paciência. Você é e sempre será muito importante. Você torna os meus dias sempre mais alegres.

Aos meus pais e ao meu irmão, aquelas pessoas com as quais eu sei que sempre posso e poderei contar. Obrigado por estarem sempre ao meu lado. Obrigado por me ajudarem a chegar até aqui. Sem vocês tudo seria muito mais difícil. Aos meus pais, agradeço ainda por sempre me lembrarem que sucesso só vem antes de suor e de trabalho no dicionário.

A Deus, fundamentalmente, por sempre iluminar o meu caminho. Obrigado por me permitir ter saúde, força e fé para chegar até aqui, sempre fazendo as coisas que gosto e nas quais acredito.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

MODELO MORFODINÂMICO COM TRANSPORTE LITORÂNEO  
LONGITUDINAL E TRANSVERSAL PARA APLICAÇÕES DE ENGENHARIA

Rodrigo Amado Garcia Silva

Março/2019

Orientadores: Paulo Cesar Colonna Rosman

Marcos Nicolás Gallo

Programa: Engenharia Oceânica

Modelos numéricos são ferramentas utilizadas com frequência no estudo de processos litorâneos. Diferentes estratégias são empregadas pelos variados sistemas de modelagem para representação do transporte de sedimentos nas direções longitudinal e transversal à zona de arrebentação. A calibração destes modelos é um desafio, especialmente para o caso de modelos de evolução de perfis de praia. Este trabalho apresenta um modelo morfodinâmico costeiro 2DH para uso em problemas de Engenharia. Tal modelo consiste no acoplamento entre um modelo de transporte longitudinal, já bem estabelecido e baseado na fórmula de Van Rijn (2007), e um modelo de transporte transversal, que se baseia na fórmula de Kriebel Dean (1984) e é o principal objeto aqui estudado. Esta última fórmula fornece a descarga sólida, para um dado sedimento, a partir da coluna de água em cada ponto da zona de arrebentação, cujos valores são previamente calculados com um modelo hidrodinâmico acoplado a um modelo de propagação de ondas. Introduziu-se ainda um novo coeficiente na fórmula de Kriebel & Dean (1984), que permitiu uma melhor calibração da direção do transporte transversal. O modelo foi validado frente a resultados de modelo físico e testado para simulação de morfodinâmica praias para problemas típicos de Engenharia Costeira. Apresenta-se ainda uma metodologia para prescrição de condições de contorno adequadas em fronteiras abertas de modelos hidrodinâmicos costeiros.



Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (M.Sc.)

MORPHODYNAMIC MODEL WITH LONGSHORE AND CROSS-SHORE  
TRANSPORT FOR ENGINEERING APPLICATIONS

Rodrigo Amado Garcia Silva

March/2019

Advisors: Paulo Cesar Colonna Rosman

Marcos Nicolás Gallo

Department: Ocean Engineering

Numerical Models are tools frequently used to study nearshore processes. Several strategies are employed by the various modelling systems to represent the longshore and cross-shore sediment transport in the surf zone. The calibration of these models is a challenge, especially for the case of beach profile evolution models. This work presents a 2DH coastal morphodynamic model for use in Engineering problems. This model consists of the coupling between a model of longshore transport model, already well established and based on the formula of Van Rijn (2007), and cross-shore transport model, which is based on the Kriebel & Dean (1984) formula and is the main subject here studied. The Kriebel & Dean (1984) formula provides the solid discharge, for a given sediment, from the knowledge of the water column at each point of the surf zone, of which values are previously calculated with a hydrodynamic model coupled with a wave model. The model was validated with results of physical model and tested for beach morphodynamics simulation of typical Coastal Engineering problems. One also presents a methodology for prescribing adequate boundary conditions in the open boundaries of coastal hydrodynamic models.

# SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>XII</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>XXII</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS .....</b>	<b>XXIII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 OBJETIVOS.....	4
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>5</b>
2.1 SOBRELEVAÇÃO E REBAIXAMENTO DE NÍVEL MÉDIO POR EFEITO DE ONDAS .....	5
2.2 PROCESSOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS LONGITUDINAIS À LINHA DE COSTA .....	7
2.2.1 Fórmula de Van Rijn (2007) .....	10
2.3 PROCESSOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS TRANSVERSAIS À LINHA DE COSTA .....	12
2.3.1 Fórmulas de transporte transversal.....	15
2.3.2 Perfil de equilíbrio.....	17
2.3.3 Fórmula de Kriebel & Dean (1984) .....	20
2.4 ESTRATÉGIAS DE MODELAGEM MORFODINÂMICA DE PRAIAS ....	23
2.4.1 Modelos 1D de evolução de linha de costa.....	23
2.4.2 Modelos de n-linhas de evolução praias.....	25
2.4.3 Modelos 1D de evolução de perfil de praia.....	27
2.4.4 Modelos 2DH de morfodinâmica praias.....	28
2.4.5 Modelos 3D de morfodinâmica praias.....	35
2.5 MODELAGEM DE TRANSPORTE LONGITUDINAL COM O SISBAHIA.....	36

2.6	DESAFIOS RELACIONADOS À MODELAGEM MORFODINÂMICA DE PRAIAS .....	38
2.6.1	Calibração de modelos de evolução de perfil de praia.....	38
2.6.2	Recomposição de perfil de praia .....	41
<b>3</b>	<b>CONDIÇÕES DE CONTORNO HIDRODINÂMICAS NA ZONA DE ARREBENTAÇÃO .....</b>	<b>43</b>
3.1	CONDIÇÕES DE CONTORNO AJUSTADAS COM CONDIÇÕES INTERNAS .....	45
3.1.1	Metodologia – Condições internas de nível e correntes.....	48
3.1.2	Resultados - Cenário 1 .....	50
3.1.3	Resultados - Cenário 2 .....	53
<b>4</b>	<b>MODELO MORFODINÂMICO COM TRANSPORTE LITORÂNEO LONGITUDINAL E TRANSVERSAL.....</b>	<b>55</b>
4.1	IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE TRANSVERSAL .....	57
4.2	VALIDAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE TRANSVERSAL.....	60
4.2.1	Resultados – Validação do modelo de transporte transversal .....	63
4.2.2	Sensibilidade dos parâmetros de calibração.....	85
4.3	AVALIAÇÃO DO MODELO DE PROCESSOS LITORÂNEOS .....	93
4.3.1	Resultados – praia plana regular .....	99
4.3.2	Resultados – praia plana com espigão.....	111
4.3.3	Resultados – praia plana com quebra-mar .....	120
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>131</b>
<b>6</b>	<b>RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>134</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>136</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Esquema idealizado do nível médio do mar próximo a uma praia. O gradiente espacial da componente $S_{xx}$ do tensor de tensões de radiação faz com que haja um rebaixamento do nível médio na zona de arrebenção e sobrelevação na zona de espraiamento. Adaptado de USACE (2012). .....	7
Figura 2.2: Esquema da distribuição transversal de correntes longitudinais ao longo da zona de arrebenção de uma praia plana. Adaptado de USACE (2012). .....	7
Figura 2.3: Perfil transversal analítico de correntes longitudinais adimensionais, obtido para diferentes valores do coeficiente de mistura turbulenta ( $P$ ) por LONGUET-HIGGINS (1970 a, b).....	8
Figura 2.4: O sentido do transporte longitudinal está ligado à direção de propagação da onda e à orientação da costa. Adaptado de (WALTON & DEAN, 2010).....	9
Figura 2.5: Perfil de praia anterior e posterior a passagem de frentes frias. Adaptado de USACE (2012). .....	15
Figura 2.6: Perfis de praia medidos na praia de Dewey (Delaware – EUA) ao longo de 16 campanhas de campo (linhas azuis tracejadas); configuração do perfil de equilíbrio médio (linha laranja); perfil de equilíbrio obtido de modelo numérico (linha preta). Fonte: (ÖZKAN-HALLER & BRUNDIDGE, 2007) .....	18
Figura 2.7: Perfil de equilíbrio de uma praia idealizada. Adaptado de KRIEBEL & DEAN (1984). .....	18
Figura 2.8: Representação esquemática de evolução de perfil de praia com base na dissipação de energia de ondas na zona de arrebenção. Adaptado de KRIEBEL & DEAN (1984). .....	21
Figura 2.9: Comparação entre o resultado de evolução do perfil de praia observado no canal de ondas de SAVILLE (1957) e o resultado obtido	

pelo modelo numérico de KRIEBEL (1986), que utilizou a fórmula de Kriebel & Dean (1984) para cálculo do transporte transversal. ....	22
Figura 2.10: Esquema da mudança de posição da linha de costa em função do balanço de massa de sedimentos em modelos de uma linha. Adaptado de HANSON & KRAUS (2011). ....	24
Figura 2.11: Modelos de uma linha presumem um perfil de equilíbrio que avança sobre o mar quando há assoreamento e recua quando ocorre erosão. Adaptado de BOSBOOM & STIVE (2012). ....	24
Figura 2.12: Esquema do sistema de discretização espacial utilizado no modelo MECA, conforme Cassar (1993). Adaptado de ROSMAN (2000). ....	26
Figura 2.13: Direções das taxas de transporte de sedimentos em relação ao sistema de referência utilizado no modelo de evolução morfológica de costa (MECA). Adaptado de ROSMAN (2000). ....	26
Figura 2.14: Discretização espacial do modelo de evolução morfológica de perfil de praia de KRIEBEL & DEAN (1985). ....	28
Figura 2.15: A vazão sólida 2DH integrada ao longo do perfil de praia é utilizada pelo modelo 1D do Litpack para calcular os gradientes de transporte longitudinal ao longo da costa. Adaptado de KRISTENSEN <i>et al.</i> (2010). ....	33
Figura 2.16: Na modelagem híbrida realizada pelo modelo Litpack o perfil de equilíbrio se move na direção transversal à costa, de modo a representar volumes de assoreamento ou de erosão. Adaptado de KRISTENSEN <i>et al.</i> (2010). ....	33
Figura 2.17: O perfil de praia no modelo morfodinâmico 1.5D do Litpack é definido por pontos unidos por segmentos de reta. Os pontos podem se deslocar verticalmente em função da ocorrência de erosão ou assoreamento. Fonte: KRISTENSEN <i>et al.</i> (2013). ....	34
Figura 2.18: Resultado de evolução morfológica em região em torno de um quebra-mar obtida por KRISTENSEN <i>et al.</i> (2013) para diferentes valores do coeficiente de difusão $K_{dif}$ . ....	35

Figura 2.19: Fluxo de informação entre os modelos hidrodinâmico, de ondas e de transporte de sedimentos na modelagem hidro-sedimentológica com ação ondas e correntes. ....	36
Figura 2.20: Comparação entre as taxas de transporte longitudinal calculadas com o SisBaHiA e com a fórmulas de CERC e Kamphuis para 27 diferentes combinações entre granulometria ( $D_{50} = 0,2$ mm; 0,5 mm e 0,8 mm), período de onda ( $T = 7$ s, 10 s e 13 s) e local analisado (CS1, CS2 e CS3). Adaptado de SILVA (2016). ....	37
Figura 2.21: Resultados dos modelos XBeach e Litprof com parâmetros padrão ( <i>parâmetros por defeito</i> ) e após calibração. ....	39
Figura 2.22: Comparação entre os resultados de evolução morfológica de perfil de praia apresentados por ROELVINK, J. A. & BRØKER (1993) e simulados pelo PETRA. Adaptado de I.H.CANTÁBRIA <i>et al.</i> (2017b).....	40
Figura 2.23: Comparação entre os resultados de evolução morfológica de perfil de praia apresentados por RANASINGHE <i>et al.</i> (1999) e simulados pelo PETRA. Fonte: I.H.CANTÁBRIA <i>et al.</i> (2017b).....	40
Figura 2.24: Resultados do modelo de evolução morfológica de perfil de praia de RANASINGHE <i>et al.</i> (1999), em comparação com dado medido. Adaptado de RANASINGHE <i>et al.</i> (1999). ....	41
Figura 2.25: Comparação entre resultados de perfis de praia medidos e simulados por PENDER & KARUNARATHNA (2013) para diferentes alturas de maré em dois diferentes períodos (a e b) pós-tempestade. Adaptado de PENDER & KARUNARATHNA (2013). ....	42
Figura 3.1: Níveis de água (esquerda) e velocidades (direita) no domínio de modelagem desconsiderando efeitos de <i>wave setup</i> e <i>wave setdown</i> nas fronteiras laterais. Adaptado de REED & MILITELLO (2005). ....	44
Figura 3.2: Níveis de água (esquerda) e velocidades (direita) no domínio de modelagem considerando efeitos de <i>wave setup</i> e <i>wave setdown</i> nas fronteiras laterais. Adaptado de REED & MILITELLO (2005). ....	44

Figura 3.3: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de níveis de água e correntes litorâneas em uma praia plana regular. Eixos: distância em metros. ....	45
Figura 3.4: Altura e direção de ondas ao longo de uma praia plana e regular. Dados ao largo: $H_0 = 1,0$ m, $T = 10$ s, $\varphi_0 = 170^\circ$ . Eixos: distância em metros. ....	46
Figura 3.5: Níveis de água calculados em uma praia plana regular sem prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras abertas situadas na zona de arrebentação. Eixos: distância em metros. ....	47
Figura 3.6: Correntes hidrodinâmicas calculadas em uma praia plana regular sem prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras abertas situadas na zona de arrebentação. Eixos: distância em metros. ....	47
Figura 3.7: Níveis de água calculados em uma praia plana regular com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível médio nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, sem a incorporação de condições internas ( $a = 1,0$ ). Eixos: distância em metros.....	51
Figura 3.8: Correntes hidrodinâmicas calculadas em uma praia plana com prescrição de sobrelevação e rebaixamento nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, sem a incorporação de condições internas ( $a = 1,0$ ). Eixos: distância em metros.....	51
Figura 3.9: Nível médio de onda calculado com as equações (2.2) e (2.3). Eixos: distância em metros. ....	52
Figura 3.10: Perfil transversal do campo de elevações do nível de água calculados com o MH e com as equações (2.2) e (2.3). A curva azul contínua representa o resultado obtido no interior do domínio de modelagem, enquanto a linha laranja tracejada representa a condição de contorno.....	52
Figura 3.11: Níveis de água em uma praia plana regular com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, com incorporação de condições internas de nível e velocidades ( $a = 0,1$ ). Eixos: distância em metros. ....	54

Figura 3.12: Correntes hidrodinâmicas em uma praia plana com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, com incorporação de condições internas de nível e velocidades ( $a = 0,1$ ). Eixos: distância em metros. ....	54
Figura 4.1: Modelagem de processos sedimentológicos na zona de arrebentação sem incorporação de transporte transversal, à esquerda, e com incorporação de transporte transversal, à direita. ....	55
Figura 4.2: Fluxograma de cálculo de transporte litorâneo ( $q_{Lit}$ ), considerando o acoplamento entre transporte longitudinal e transporte transversal dentro do modelo de transporte de sedimentos.....	56
Figura 4.3: Batimetria, altura e direção de onda para o caso 300 ao longo do canal de ondas simulado. Os rótulos dos eixos indicam distância em metros.....	62
Figura 4.4: Resultados de evolução de perfil de praia modelados por KRIEBEL (1990) para o caso 300. Adaptado de KRIEBEL (1990).....	64
Figura 4.5: Evolução morfológica para o caso 300 após 5, 10 e 20 horas do início da modelagem.....	66
Figura 4.6: Evolução morfológica para o caso 300 após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.....	67
Figura 4.7: Evolução morfológica para o caso 301 após 10, 30 e 50 horas do início da modelagem.....	70
Figura 4.8: (a) Perfil de praia medido no canal de ondas e modelado pelo SisBaHiA para o caso 301 após 30 horas. (b) Perfil de praia medido no mesmo canal de ondas para uma praia similar e com as mesmas condições de onda do caso 301, em comparação com resultados do modelo de RANASINGHE <i>et al.</i> (1999) após 30 horas.....	72
Figura 4.9: Evolução morfológica para o caso 400 após 10, 20 e 40 horas do início da modelagem.....	74
Figura 4.10: Evolução morfológica para o caso 401 após 10, 30 e 60 horas do início da modelagem.....	75



Figura 4.11: Evolução morfológica para o caso 600 após 5, 20 e 40 horas do início da modelagem.....	76
Figura 4.12: Evolução morfológica para o caso 701 após 10, 30 e 40 horas do início da modelagem.....	77
Figura 4.13: Variação do nível de água imposta na simulação dos casos 300 e 301 com efeito de maré. ....	80
Figura 4.14: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1,0 m de altura após 5, 10 e 20 horas do início da modelagem.....	81
Figura 4.15: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1,0 m de altura após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.....	82
Figura 4.16: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1 m de altura após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.....	83
Figura 4.17: Evolução morfológica de perfil de bom tempo (perfil final – caso 301) sujeito à condição de onda de tempestade (caso 401).....	84
Figura 4.18: Evolução morfológica de perfil pós tempestade (perfil final – caso 401) sujeito à condição de onda de bom tempo (caso 301).....	84
Figura 4.19: Valores de altura de onda inicial, $D_*$ e $D$ ao longo do canal de ondas no início da simulação do caso 300.....	85
Figura 4.20: Valores de altura de onda inicial, $D_*$ e do produto $\alpha D$ ao longo do canal de ondas no início da simulação do caso 300. ....	86
Figura 4.21: Vazão sólida no canal de ondas para diferentes valores do coeficiente $\alpha$ .....	87
Figura 4.22: Evolução do perfil de praia para diferentes valores do coeficiente $\alpha$ . ....	88
Figura 4.23: Perfil de praia após 10 horas simulados com diferentes valores do coeficiente $K$ .....	89
Figura 4.24: Sobreposição de perfis de praia calculados com $K = 1,1$ após 30 horas e com $K = 3,3$ após 10 horas. ....	90

Figura 4.25: Evolução do perfil de praia para diferentes valores do coeficiente $\kappa_{MPO} = 0,8$ e $\kappa_{MPO} = 1,1$ .....	91
Figura 4.26: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana regular idealizada. ....	94
Figura 4.27: Exemplo de solução verdadeira ( <i>a</i> ) e solução numérica com oscilações espúrias ( <i>ã</i> ). Adaptado de ROSMAN (2018). ....	95
Figura 4.28: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana com um espigão. ....	96
Figura 4.29: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana com um quebra-mar emerso.....	96
Figura 4.30: Altura e direção de ondas ao longo da praia para os cenários de erosão de mau tempo. ....	99
Figura 4.31: Correntes longitudinais para o cenário com interface dissipativa padrão. A linha tracejada indica a posição do perfil transversal de correntes longitudinais.....	99
Figura 4.32: Perfis transversais de correntes longitudinais calculados para diferentes configurações da interface dissipativa de velocidade do SisBaHiA.....	100
Figura 4.33: Perfis adimensionais de correntes longitudinais obtidos pela SisBaHiA e perfis adimensionais analíticos de LONGUET-HIGGINS (1970b). ....	102
Figura 4.34: Transporte litorâneo calculado pelo SisBaHiA apenas com a fórmula de Van Rijn (2007), acima, e com o acoplamento entre as fórmulas de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984). ....	104
Figura 4.35: Batimetria inicial ( <i>a</i> ) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ ( <i>b</i> ) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ ( <i>c</i> ) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade. ....	105
Figura 4.36: Evolução de perfil de uma praia plana regular com cálculo apenas de transporte longitudinal ( $Q_L$ ) e cálculo conjunto de transporte	

longitudinal e transversal ( $Q_L + Q_T$ ) para uma condição de onda geradora de tendência de erosão da face da praia.....	106
Figura 4.37: Altura e direção de ondas ao longo da praia para o cenário de acreção de face de praia.....	107
Figura 4.38: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ (b) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.....	108
Figura 4.39: Evolução do perfil de uma praia plana regular com cálculo apenas de transporte longitudinal ( $Q_L$ ) e cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal ( $Q_L + Q_T$ ) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós tempestade. ....	109
Figura 4.40: Evolução do perfil de praia para um cenário com condição de erosão nas primeiras 48 horas e acreção entre 48 e 96 horas.....	110
Figura 4.41: Evolução do perfil de praia para um cenário com condição de acreção nas primeiras 48 horas e erosão entre 48 e 96 horas. ....	110
Figura 4.42: Altura e direção de ondas para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com espigão.....	112
Figura 4.43: Correntes litorâneas geradas para a condição de erosão. Nota-se a interrupção do fluxo longitudinal a barlar do espigão, o que direciona as correntes litorâneas para largo. ....	112
Figura 4.44: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ (b) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ (c) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade.....	113
Figura 4.45: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo de transporte longitudinal apenas.....	114
Figura 4.46: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal.....	115
Figura 4.47: Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com espigão.....	116

Figura 4.48: Correntes litorâneas geradas para a condição de acreção. Embora haja interrupção do fluxo longitudinal a barlar do espigão, parte do fluxo consegue contornar a estrutura.....	116
Figura 4.49: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ (b) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.....	117
Figura 4.50: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PE-SA).....	119
Figura 4.51: : Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PE-A). ....	119
Figura 4.52: Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com quebra-mar.....	121
Figura 4.53: Correntes litorâneas geradas para a condição de erosão. ....	121
Figura 4.54: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ (b) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ (c) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade. ....	122
Figura 4.55: : Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PQ-SE).....	124
Figura 4.56: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PQ-E). ....	124
Figura 4.57: Perfil de praia P3 após 48 horas para os cenários e sem a incorporação de transporte transversal no MTS.....	125
Figura 4.58: Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de acreção da face de uma praia plana com quebra-mar. ....	126
Figura 4.59: Correntes litorâneas geradas para a condição de acreção. ....	126
Figura 4.60: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de $Q_L$ (b) e cálculo conjunto de $Q_L + Q_T$ (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.....	127

Figura 4.61: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PQ-SA).....	129
Figura 4.62: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PQ-A).....	129
Figura 4.63: Perfil de praia P3 após 48 horas para os cenários com e sem a incorporação de transporte transversal no MTS.....	130

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4-1: Casos de evolução de perfil de praia simulados por SAVILLE (1957) em tanque de ondas. Os seis casos marcados em negrito foram utilizados para validação do modelo de transporte transversal. ....	61
Tabela 4-2: Escala de desempenho do modelo em relação à precisão do cálculo de volume. ....	63
Tabela 4-3: Indicadores de desempenho para o SisBaHiA com o modelo de transversal implementado e para o modelo de KRIEBEL (1990) na simulação do caso 300. O desempenho considera a escala apresentada na Tabela 4-2. ....	68
Tabela 4-4: Indicadores de desempenho do modelo implementado SisBaHiA na simulação do caso 301. O desempenho considera a escala apresentada na Tabela 4-2. ....	71
Tabela 4-5: Volumes de erosão e sedimentação medidos e modelados, diferença absoluta e precisão do modelo implementado no cálculo dos volumes de erosão e sedimentação. ....	78
Tabela 4-6: Média das precisões nos cálculos de volumes de erosão, volumes de banco de areia, volumes de berma e precisão média por tendência morfológica observada. ....	79
Tabela 4-7: Parâmetros de calibração adotados para cada caso. ....	92
Tabela 4-8: Cenários de evolução morfológica simulados. ....	97

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$ : peso de ponderação que multiplica o nível de maré corrigido com nível médio de ondas;

$A$ : fator de forma de perfil de praia de equilíbrio;

$c_g$ : velocidade de propagação do grupo de ondas;

$c$ : velocidade de propagação de onda;

$C_f$ : coeficiente de atrito;

$C_h$ : coeficiente de Chézy;

$d$ : profundidade instantânea;

$d_b$ : profundidade na qual ocorre a quebra de onda;

$D$ : taxa de dissipação de energia de ondas por unidade de volume;

$DAb$ : diferença absoluta;

$D^*$ : taxa de dissipação de energia de ondas por unidade de volume para a situação de perfil de equilíbrio;

$D_{50}$ : diâmetro mediano do sedimento;

$D_{90}$ : diâmetro de sedimento para o qual 90% do material do leito é mais fino;

$E$ : densidade de energia de ondas por unidade de superfície do mar;

$F$ : fluxo de energia de ondas.

$g$ : aceleração da gravidade;

$h$ : cota batimétrica em relação a uma dada referência de nível;

$H$ : altura de onda;

$H_b$ : altura de quebra de onda na zona de arrebentação;

$H_s$ : altura significativa de onda;

$H_0$ : altura de onda ao largo;

$k$ : número de ondas;

$K$ : constante de calibração da fórmula de KRIEBEL & DEAN (1984);

$K_{dif}$ : coeficiente de difusão proposto por KRISTENSEN *et al.* (2013) para modelagem de transporte transversal;

$L$ : comprimento de onda;

$n$ : instante referente a um dado passo de tempo numérico;

$N$ : razão entre a velocidade de grupo e celeridade de uma onda;

$\vec{N}_c$ : vetor normal à linha de costa;

$P$ : coeficiente adimensional de mistura turbulenta de LONGUET-HIGGINS (1970a, b);

$P_b$ : proporção de ondas em quebra, cf. BATTJES & JANSSEN (1978);

$Pr$ : Precisão do modelo no cálculo de volumes de erosão, berma e banco de areia;

$Q_L$ : transporte longitudinal integrado transversalmente à zona de arrebentação;

$q_L$ : transporte longitudinal por unidade de comprimento transversal à zona de arrebentação;

$q_{Lit}$ : transporte litorâneo por unidade de comprimento;

$Q_T$ : transporte transversal;

$q_T$ : transporte transversal por unidade de comprimento longitudinal à zona de arrebentação;

$q_{T_x}$ : componente do transporte transversal na direção  $x$ ;

$q_{T_y}$ : componente do transporte transversal na direção  $y$ ;

$q_s$ : taxa de transporte de sedimentos total na coluna de água por metro linear;

$q_{sb}$ : taxa de transporte de sedimentos por arraste junto ao fundo por metro linear;

$q_{ss}$ : taxa de transporte de sedimentos em suspensão por metro linear;

$q_{s_x}$ : componente na direção  $x$  do transporte de sedimentos total na coluna de água;

$q_{s_y}$ : componente na direção  $y$  do transporte de sedimentos total na coluna de água;

$s$ : declividade do perfil de praia;



$s_{eq}$ : declividade do perfil de praia de equilíbrio;  
 $S_{xx}$ ,  $S_{xy}$ ,  $S_{yx}$  e  $S_{yy}$ : componentes do tensor de tensões de radiação;  
 $t$ : tempo;  
 $T$ : período de uma onda;  
 $T_p$ : período de pico de um espectro de ondas;  
 $u$ : velocidade média na coluna de água na direção  $x$ ;  
 $u^L$ : velocidade  $u$  lagrangeana;  
 $u^S$ : deriva de Stokes na direção  $x$ ;  
 $u_{cr}$ : velocidade crítica;  
 $u_{cr,c}$ : velocidade crítica para correntes;  
 $u_{cr,w}$ : velocidade crítica para ondas;  
 $u_e$ : velocidade efetiva;  
 $u_{orb}$ : máxima velocidade orbital no fundo;  
 $u_{under}$ : velocidade média do fluxo de retorno junto ao fundo que ocorre na zona de arrebentação (*undertow*);  
 $u_{CI}$ : condição interna de velocidade média na coluna de água na direção  $x$ ;  
 $u_{FA}$ : velocidade média na coluna de água na direção  $x$  nas fronteiras abertas;  
 $u_3^*$ : terceiro momento central de velocidade, cf. BAILARD (1981);  
 $u_5^*$ : terceiro momento central de velocidade, cf. BAILARD (1981);  
 $U$ : velocidade da corrente média na coluna de água;  
 $v$ : velocidade média na coluna de água na direção  $y$ ;  
 $v^L$ : velocidade  $v$  lagrangeana;  
 $v^S$ : deriva de Stokes na direção  $y$ ;  
 $v_0$ : magnitude de corrente longitudinal no ponto de arrebentação para  $P = 0$ , para o perfil de correntes longitudinais de LONGUET-HIGGINS (1970a, b).

$v_{FA}$  : velocidade média na coluna de água na direção  $y$  nas fronteiras abertas;

$v_{CI}$  : condição interna de velocidade média na coluna de água na direção  $y$ ;

$V$ : magnitude de corrente longitudinal adimensional para o perfil de correntes longitudinais de LONGUET-HIGGINS (1970a, b);

$V_{Ba}$ : volume de banco de areia;

$V_{Be}$ : volume de berma;

$V_{Er}$ : volume de sedimentos erodido do perfil de praia;

$V_{medido}$ : volume de sedimentos medido;

$V_{modelo}$ : volume de sedimentos calculado pelo modelo;

$w_s$ : velocidade de queda de um determinado tipo de sedimento;

$x$  e  $y$ : dimensões horizontais;

$X$ : distância transversal à costa adimensional para o perfil de correntes longitudinais de LONGUET-HIGGINS (1970a, b);

$z$ : dimensão vertical;

$\alpha$ : coeficiente de calibração da fórmula de KRIEBEL & DEAN (1984) adaptada;

$\beta$ : direção normal da linha de costa em relação ao norte;

$\gamma$ : coeficiente de calibração da expressão de  $u_e$ ;

$\varepsilon$ : amplitude da rugosidade equivalente do fundo;

$\varepsilon_B$  : fator de eficiência do transporte de sedimentos por arraste junto ao fundo da fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999);

$\varepsilon_S$  : fator de eficiência do transporte de sedimentos em suspensão da fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999);

$\zeta$  : nível de água instantâneo em relação a uma dada referência de nível;

$\bar{\zeta}$  : nível de água médio no tempo em relação a uma dada referência de nível;

$\zeta_{CI}$  : nível de água prescrito como condição interna;

$\zeta_{FA}$  : nível de água prescrito como condição de contorno em fronteiras abertas;

$\zeta_{Ini}$  : nível de água prescrito como condição de condição inicial;

$\zeta_{maré}$  : nível de água por efeito de maré;

$\zeta_{onda}$  : nível de água médio por efeito de ondas;

$\theta$ : direção de propagação de uma onda em relação ao eixo  $x$ ;

$\theta_b$ : inclinação de uma onda na zona de arrebentação em relação à costa;

$\theta_T$ : direção do transporte transversal;

$\varphi$  : direção de propagação de uma onda em graus azimute;

$\varphi_0$  : direção de propagação de uma onda ao largo em graus azimute;

$\kappa$ : índice de arrebentação;

$\kappa_{MPO}$ : índice de arrebentação fornecido ao modelo de propagação de ondas;

$\kappa_{MST}$ : índice de arrebentação fornecido ao modelo de transporte de sedimentos;

$\lambda$ : constante ajustável da equação que fornece a velocidade  $v_0$ ;

$\rho$  : massa específica da água;

$\rho_0$  : massa específica de referência da água, igual a 1025 kg/m<sup>3</sup>;

$\rho_s$  : massa específica do sedimento;

$\nu$ : viscosidade cinemática da água;

$\tau^B$ ; tensão de atrito no fundo;

$\tau_x^B$  e  $\tau_y^B$ ; tensões de atrito no fundo nas direções  $x$  e  $y$ ;

$\tau_x^S$  e  $\tau_y^S$ ; tensões de atrito na superfície livre nas direções  $x$  e  $y$ ;

$\hat{\tau}_{xx}$ ,  $\hat{\tau}_{xy}$ ,  $\hat{\tau}_{yx}$ ,  $\hat{\tau}_{yy}$  : tensões turbulentas do escoamento promediadas na vertical;

$\phi_s$ : ângulo interno de atrito do sedimento;

$\phi$ : ângulo, no sentido horário, que a tangente à isóbata faz com o eixo  $y$  do referencial adotado na descrição de modelos de  $n$ -linhas.

$\omega$ : peso de ponderação utilizado na interface dissipativa do SisBaHiA.

# 1 INTRODUÇÃO

A zona de arrebentação de ondas é uma região na qual a hidrodinâmica e o transporte de sedimentos apresentam grande complexidade. As principais forçantes dos processos litorâneos são geradas pela propagação e quebra das ondas. O conhecimento e a capacidade de representar adequadamente esses processos é importante para diversos fins relacionados à gestão do ambiente costeiro, tais como: proteção costeira, gestão portuária, estabilidade hidro-sedimentológica de canais de maré, dimensionamento e estabilidade de obras costeiras, dentre outros.

O transporte de sedimentos na zona de arrebentação é geralmente analisado em suas componentes longitudinal e transversal à linha de costa. A evolução morfológica de uma praia depende normalmente da interação entre essas duas componentes, que podem modificar tanto o perfil da praia, quanto a posição da linha de costa.

Modelos numéricos são ferramentas frequentemente empregadas no estudo de processos litorâneos. Embora tais modelos venham avançando significativamente nos últimos dez anos, persiste como desafio o cálculo adequado do transporte transversal à zona de arrebentação. Os variados modelos disponíveis atualmente empregam diferentes estratégias para representação do transporte transversal. O modelo XBeach (ROELVINK, D. *et al.*, 2009), por exemplo, utiliza velocidades lagrangeanas, em vez de eulerianas, como forma de representar a hidrodinâmica transversal à zona de arrebentação. Já o PETRA, modelo 1D de transporte transversal do SMC – Sistema de Modelagem Costeira (GONZÁLEZ, M. *et al.*, 2007; I.H.CANTÁBRIA *et al.*, 2017b), fornece a descarga sólida a partir da fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999), que depende da parametrização dos efeitos ocasionados pelo fluxo de retorno junto ao fundo (*undertow*), pela gravidade e pela assimetria das ondas. Há ainda o MOHID (LEITÃO, P. C. *et al.*, 2008), que resolve o perfil 3D de correntes transversais à costa para simular o transporte transversal (FRANZ *et al.*, 2017).

Apesar dos continuados avanços, a modelagem da evolução de perfis de praia ainda depende da fina calibração de variados parâmetros relacionados à hidrodinâmica da zona de arrebentação, conforme discute OLIVEIRA (2012). Tais ajustes podem variar em função da região modelada e do sistema de modelagem utilizado. Quanto mais fenômenos

são incorporados a um modelo, mais sensível a ajustes de coeficientes de calibração este se torna e mais caras computacionalmente passam a ser as simulações.

Outro desafio relacionado à modelagem de ambientes costeiros sujeitos à ação de ondas é a prescrição de condições de contorno nas fronteiras abertas transversais à costa. Próximo à zona de arrebentação observa-se a ocorrência de sobrelevação (*wave setup*) e rebaixamento (*wave setback*) do nível médio da água, o que influencia o cálculo das correntes litorâneas. REED & MILITELLO (2005) mostram que a não incorporação dos efeitos de sobrelevação e rebaixamento de nível de água nas fronteiras abertas situadas próximo à zona de arrebentação pode gerar inconsistências em toda a região modelada.

Este trabalho apresenta um modelo numérico de processos litorâneos para uso em problemas com escalas espaciais e temporais típicas de Engenharia. O modelo apresentado consiste no acoplamento entre um modelo de transporte longitudinal, já bem estabelecido e baseado na fórmula de VAN RIJN (2007 a, b), e um modelo de transporte transversal, que fornece a descarga sólida a partir da fórmula de KRIEBEL & DEAN (1984) e é o principal objeto de estudo deste trabalho. Tais fórmulas serão referidas simplesmente como Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984) daqui em diante. Apresenta-se ainda uma estratégia metodológica para incorporar nas condições de contorno hidrodinâmicas a influência das correntes litorâneas, do *wave setup* e do *wave setback* calculados nos nós internos da malha de discretização espacial.

O modelo de transporte transversal foi implementado no módulo de transporte de sedimentos do SisBaHiA ([www.sisbahia.coppe.ufrj.br](http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br)), que é um sistema de modelagem numérica de corpos de água com superfície livre em geral. Portanto, o modelo desenvolvido foi implementado em um sistema de modelagem de corpos de água em geral, podendo ser utilizado quando este sistema for empregado para a modelagem morfodinâmica de ambientes costeiros sujeitos à ação conjunta de ondas e correntes.

O modelo de processos sedimentológicos do SisBaHiA dispõe de variadas fórmulas para calcular a taxa de transporte de sedimentos. Para regiões sujeitas à ação de ondas e correntes, a fórmula de Van Rijn (2007) é geralmente a mais adequada dentre as fórmulas disponíveis. Esta fórmula se aplica para situação em que a ação das correntes é persistente e predomina sobre a ação das ondas na produção do transporte sólido. Assim sendo, na

zona de arrebenção a fórmula de Van Rijn (2007) é adequada para cálculo do transporte longitudinal, mas inadequada para simulação de transporte transversal, que ocorre na escala de tempo do período das ondas.

A metodologia aqui apresentada considerou o cálculo do transporte na zona de arrebenção como a soma vetorial entre o transporte longitudinal, calculado com a fórmula de Van Rijn (2007), e o transporte transversal, que passou a ser calculado com a fórmula de Kriebel & Dean (1984). Embora seja amplamente citada na literatura, esta última fórmula ainda não havia sido implementada para cálculo de transporte transversal em modelos bidimensionais, como por exemplo o SisBaHiA.

A fórmula de Kriebel & Dean (1984) se baseia na teoria de perfil de equilíbrio e fornece a descarga sólida a partir da granulometria, do nível de água variável gerado pela arrebenção das ondas e da cota batimétrica em cada ponto de cálculo. Estas duas últimas variáveis são calculadas a partir do acoplamento entre um modelo hidrodinâmico e um modelo de propagação de ondas. Obtêm-se assim uma metodologia envolvendo parâmetros bem determinados com calibração mais fácil do que outros métodos discutidos no corpo deste trabalho. Busca-se, portanto, um modelo de transporte transversal que seja efetivo, simples de calibrar e que atenda bem às necessidades de problemas típicos de Engenharia Costeira.

O modelo de transporte transversal foi validado através da simulação de evolução de perfis de praia, sob as diferentes condições de onda incidente e granulometria do sedimento de fundo, medidos em tanque de ondas por SAVILLE (1957). Apesar de serem datados de 1957, estes experimentos de laboratório continuam dentre os mais detalhados e documentados disponíveis, tendo sido usados em múltiplas pesquisas (KRIEBEL, 1986, 1990; KRIEBEL *et al.*, 1986). Testou-se ainda o modelo morfodinâmico com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal para simulação de evolução morfológica no entorno de obras costeiras em uma praia idealizada.

A seguir apresentam-se os objetivos gerais e específicos deste trabalho. Os capítulos seguintes apresentam uma revisão bibliográfica e, de forma agregada, a metodologia e os resultados referentes a cada etapa da pesquisa.

## **1.1 Objetivos**

Este trabalho tem como objetivo geral apresentar um modelo morfodinâmico com transporte litorâneo longitudinal e transversal para aplicações em problemas com escalas espaciais e temporais típicas de Engenharia Costeira.

### **Objetivos específicos**

De forma específica, objetivou-se:

- 1) Implementar um modelo numérico de transporte de sedimentos transversal à linha de costa dentro da zona de arrebentação;
- 2) Validar o modelo de transporte transversal para a evolução morfológica de perfis de praia simulada em um canal de ondas em laboratório, situação na qual a morfologia praial se modifica exclusivamente por efeitos de transporte transversal;
- 3) Avaliar o desempenho do modelo de processos litorâneos, com transporte longitudinal e transversal acoplados, para a evolução morfológica de três diferentes situações idealizadas: praia plana e regular em costa aberta; praia plana com presença de espigão; praia plana com presença de quebra-mar;
- 4) Apresentar uma metodologia para prescrição de condições de contorno hidrodinâmicas nas fronteiras abertas de modelos costeiros situadas próximo à zona de arrebentação, onde o nível de água médio sofre sobrelevação e rebaixamento por conta das ondas.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta uma revisão da literatura sobre aspectos e conceitos físicos relacionados a processos litorâneos relevantes a este trabalho. Apresentam-se ainda as diferentes estratégias utilizadas atualmente para modelagem desses processos.

### 2.1 Sobrelevação e Rebaixamento de Nível Médio por Efeito de Ondas

A propagação de uma onda desde águas profundas até a costa faz com que haja um transporte de massa, que se dá no mesmo sentido da propagação da onda e ao qual existe uma quantidade de movimento associada. Assim sendo, sempre que a magnitude dessa quantidade de movimento variar, haverá produção de forças. LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964) definem tensão de radiação como o excesso de fluxo de quantidade de movimento devido à presença de ondas, isto é, a diferença entre o fluxo de quantidade de movimento na presença e na ausência das ondas. As tensões de radiação são expressas em termos de um tensor, composto pelos termos  $S_{xx}$ ,  $S_{xy}$ ,  $S_{yx}$  e  $S_{yy}$ :

$$S_{xx} = E \left[ N (\cos^2 \theta + 1) - \frac{1}{2} \right] \quad (1.1)$$

$$S_{yy} = E \left[ N (\sin^2 \theta + 1) - \frac{1}{2} \right] \quad (1.2)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{E \cdot N \sin 2\theta}{2} \quad (1.3)$$

onde  $N$  é a razão entre a velocidade de grupo e a celeridade de uma onda:

$$N = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad (1.4)$$

Nas equações (1.1), (1.2), (1.3) e (1.4)  $\theta$  é o ângulo entre o eixo  $x$ , genérico, e a direção de propagação de onda,  $d$  é a profundidade instantânea,  $E$  é a densidade de energia das ondas por unidade de superfície do mar e  $k$  é o número de onda:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (1.5)$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (1.6)$$

onde  $\rho$  é a massa específica da água,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $H$  é a altura e  $L$  é o comprimento de onda.

O nível médio do mar ( $\bar{\zeta}$ ) próximo à costa sofre alterações por conta da presença das ondas, devido à variação espacial das componentes do tensor de tensões de radiação. Considerando uma onda que se aproxima de uma praia plana, com direção perpendicular à linha de costa e coincidente com o eixo  $x$ , o gradiente espacial de nível médio transversal à praia é proporcional ao gradiente de  $S_{xx}$ , conforme equação (1.7), onde  $d$  é a profundidade instantânea (USACE, 2012).

$$\frac{d\bar{\zeta}}{dx} = -\frac{1}{\rho g d} \frac{dS_{xx}}{dx} \quad (1.7)$$

A Figura 2.1 apresenta esquematicamente como varia o nível médio da água próximo da praia devido à presença das ondas. Analisando fisicamente a equação (1.7), percebe-se que o rebaixamento do nível médio na zona de arrebentação, *wave setdown*, ocorre de modo a contrabalançar o crescimento do fluxo médio de quantidade de movimento que ocorre antes das ondas arrebentarem. A medida que uma onda vai arrebentando, esse fluxo de quantidade de movimento vai diminuindo. Essa variação negativa da quantidade de movimento devido à quebra da onda gera uma força que tende a empurrar a água em direção à costa, gerando uma sobrelevação do nível médio, *wave setup*, na zona de espraiamento.

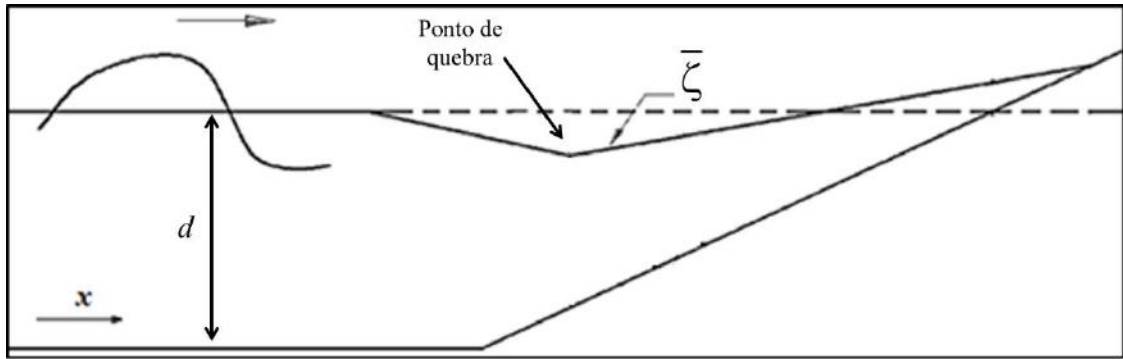


Figura 2.1: Esquema idealizado do nível médio do mar próximo a uma praia. O gradiente espacial da componente  $S_{xx}$  do tensor de tensões de radiação faz com que haja um rebaixamento do nível médio na zona de arrebatção e sobrelevação na zona de espraimento. Adaptado de USACE (2012).

Conforme se discute mais adiante, a equação (1.7) representa um caso particular da equação da conservação da quantidade de movimento na direção  $x$  para escoamentos de grande escala em águas rasas e promediados na coluna de água (2DH), quando se desconsideram o atrito e as variações temporal e espacial das correntes hidrodinâmicas.

## 2.2 Processos Hidro-Sedimentológicos Longitudinais à Linha de Costa

A quebra de ondas que incidem obliquamente a uma praia gera correntes paralelas à linha de costa, denominadas correntes longitudinais. Essas correntes ocorrem por conta dos gradientes de tensões de radiações. A Figura 2.2 esquematiza a situação de ondas que se aproximam de uma praia plana com inclinação  $\theta_b$  e, ao arrebatarem, geram correntes longitudinais.

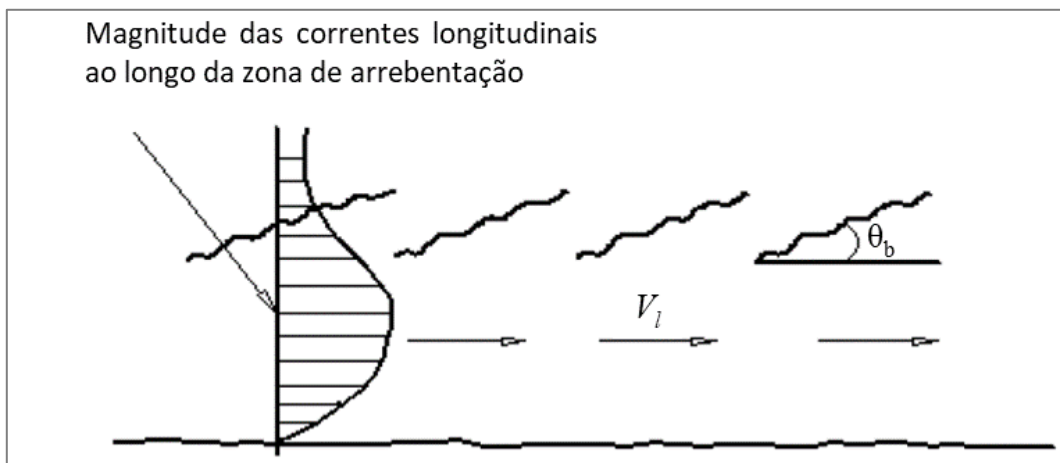
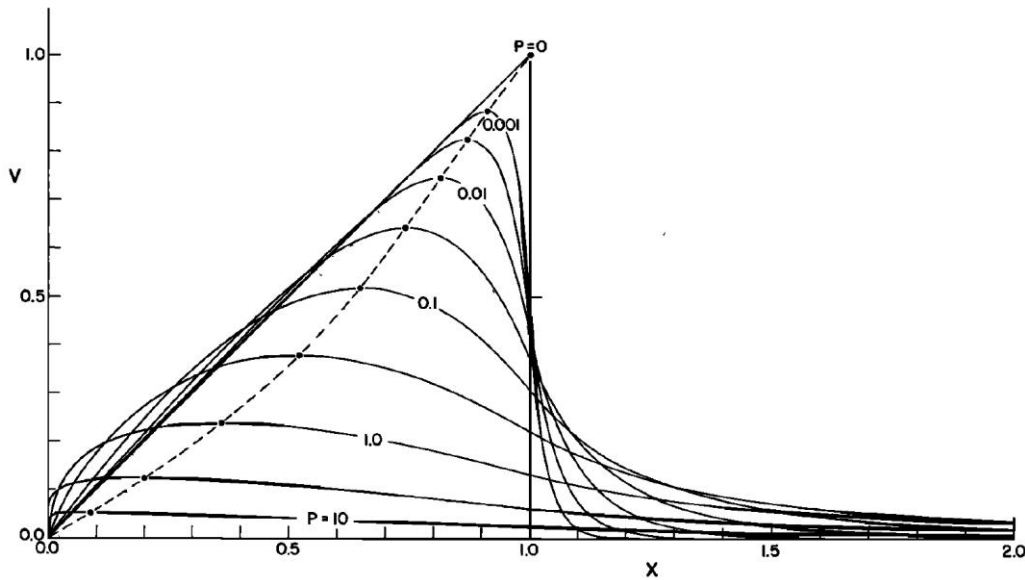


Figura 2.2: Esquema da distribuição transversal de correntes longitudinais ao longo da zona de arrebatção de uma praia plana. Adaptado de USACE (2012).

A distribuição transversal do perfil de correntes longitudinais é um parâmetro frequentemente avaliado em estudos sobre processos sedimentológicos na zona de arrebentação (e.g. SILVA *et al.*, 2005; BERGILLOS *et al.*, 2017; SENTHILKUMAR *et al.*, 2017), uma vez que exerce influência direta na deriva litorânea de sedimentos. LONGUET-HIGGINS (1970a, b) obteve uma expressão analítica para o perfil transversal de correntes longitudinais, considerando diferentes condições de dispersão turbulenta. A Figura 2.3 apresenta os perfis de correntes longitudinais adimensionais para diferentes valores de mistura turbulenta ( $P$ ), sendo  $V = v/v_0$  e  $X = x/x_b$ , onde:

- $x$  é a distância transversal à linha de costa;
- $x_b$  é a posição do ponto de arrebentação de ondas;
- $X$  é a distância adimensional transversal à linha de costa;
- $v$  é a magnitude local de corrente longitudinal;
- $v_0$  é a magnitude de corrente longitudinal no ponto de arrebentação para  $P = 0$ ;
- $V$  é a corrente longitudinal adimensional.



**Figura 2.3:** Perfil transversal analítico de correntes longitudinais adimensionais, obtido para diferentes valores do coeficiente de mistura turbulenta ( $P$ ) por LONGUET-HIGGINS (1970 a, b).

A velocidade  $v_0$  é obtida através da equação (1.8):

$$v_0 = \frac{5\pi}{8} \frac{\lambda}{C_f} (gH_b)^{1/2} s \sin \theta_b \quad (1.8)$$

onde:

- $\lambda$  é uma constante que pode variar entre 0,3 e 0,6;
- $C_f$  é o coeficiente de atrito no fundo;
- $s$  é a declividade do perfil de praia;
- $\theta_b$  é o ângulo de inclinação da onda em relação à costa no ponto de arrebentação.

A distância adimensional  $X = 1,0$  se refere ao ponto de arrebentação. O máximo valor de  $V$  ocorre em algum ponto na zona de arrebentação ( $0 < X < 1$ ). Quanto maior é a turbulência, maior é o valor de  $P$  e mais largo é o perfil transversal de correntes, com menores valores máximos de  $V$ .

As correntes longitudinais transportam o sedimento em suspensão na zona de arrebentação, ou arrastam o sedimento junto ao fundo (DE ARAÚJO & ALFREDINI, 2001). A Figura 2.4 mostra o sentido do transporte de sedimentos longitudinal ( $Q_L$ ), que se dá em função da direção de propagação da onda na zona de arrebentação ( $\theta_b$ ) e da orientação da costa ( $\beta$ ). O transporte longitudinal ocorre sempre no sentido da componente paralela à costa do vetor direção de propagação da onda.

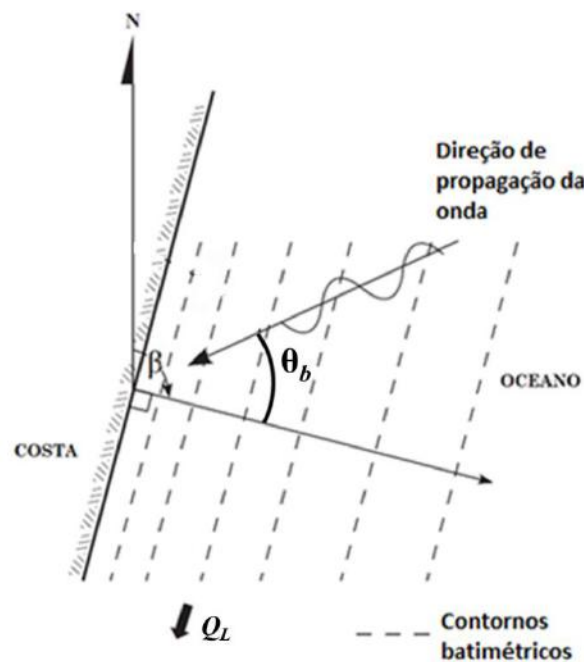


Figura 2.4: O sentido do transporte longitudinal está ligado à direção de propagação da onda e à orientação da costa. Adaptado de (WALTON & DEAN, 2010).

A magnitude do transporte longitudinal pode ser calculada por meio de variadas fórmulas. A seção 2.2.1 apresenta a fórmula de VAN RIJN (2007a ,b), que é de especial interesse para este trabalho.

### 2.2.1 Fórmula de Van Rijn (2007)

A fórmula de Van Rijn (2007) é utilizada por variados modelos de processos litorâneos (ROELVINK, D. *et al.*, 2010; I.H.CANTÁBRIA *et al.*, 2017a; ROSMAN, 2018) para cálculo da taxa de transporte de sedimentos por ação conjunta de ondas e correntes:

$$q_s = \underbrace{0,015\rho_s U d (D_{50} / d)^{1,2} M_e^{1,5}}_{q_{sb}} + \underbrace{0,012\rho_s U D_{50} M_e^{2,4} \left\{ D_{50} [(\rho_s / \rho - 1) g / \nu^2]^{1/3} \right\}^{-0,6}}_{q_{ss}} \quad (1.9)$$

Onde na equação (1.9):

- $q_s$  é a vazão sólida total por metro linear (kg/s/m);
- $q_{sb}$  é a vazão sólida de transporte por arraste junto ao fundo (kg/s/m);
- $q_{ss}$  é a vazão sólida de transporte em suspensão (kg/s/m)
- $U$  é a velocidade da corrente média na coluna de água (m/s);
- $\rho$  é a massa do específica da água (kg/m<sup>3</sup>);
- $\rho_s$  é a massa do específica do sedimento (kg/m<sup>3</sup>);
- $g$  é a aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>);
- $d$  é a coluna de água, ou profundidade instantânea (m);
- $D_{50}$  é o diâmetro mediano dos sedimentos (m);
- $\nu$  é a viscosidade cinemática da água (m<sup>2</sup>/s);
- $M_e$  é denominado parâmetro de mobilidade, que é obtido conforme equação (1.10):

$$M_e = \frac{(u_e - u_{cr})}{\left[ (\rho_s / \rho - 1) g D_{50} \right]^{1/2}} \quad (1.10)$$

Na equação (1.10)  $u_e$  é a velocidade efetiva, proposta por SOULSBY (1997) para estender o transporte por arraste devido apenas às correntes para áreas costeiras sujeitas à ação de ondas e correntes, e  $u_{cr}$  é a velocidade crítica:

$$u_e = U + \gamma u_{orb} \quad (1.11)$$

$$u_{cr} = \frac{U}{U + u_{orb}} u_{cr,c} + \left( 1 - \frac{U}{U + u_{orb}} \right) u_{cr,w} \quad (1.12)$$

Nas equações (1.11) e (1.12)  $\gamma$  é um coeficiente de calibração, cujo valor pode variar entre 0,4 e 0,8;  $u_{orb}$  é a amplitude de variação da velocidade orbital de onda no fundo, obtida da teoria linear de ondas, conforme equação (1.13), onde  $H_s$  é a altura significativa,  $T_p$  é o período de pico,  $k$  é o número de onda;  $u_{cr,c}$  é a velocidade crítica para correntes, a partir da qual ocorre movimento incipiente de um determinado tipo de sedimento, obtidas a partir do parâmetro de mobilidade de Shields (SHIELDS, 1936);  $u_{cr,w}$  é a velocidade crítica para as ondas, determinada por KOMAR & MILLER (1975).

$$u_{orb} = \frac{\pi H_s}{T_p \sinh(kd)} \quad (1.13)$$

As equações (1.14) e (1.15) apresentam as expressões para  $u_{cr,c}$  e  $u_{cr,w}$ , respectivamente:

$$\begin{aligned} u_{cr,c} &= 0,19 D_{50}^{0.1} \log(12d/3D_{90}) && \text{para } 0,05 < D_{50} < 0,50 \text{ mm} \\ u_{cr,c} &= 8,50 D_{50}^{0.6} \log(12d/3D_{90}) && \text{para } 0,50 \text{ mm} < D_{50} < 2,00 \text{ mm} \end{aligned} \quad (1.14)$$

$$\begin{aligned} u_{cr,w} &= 0,24 \left[ \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g \right]^{0.66} D_{50}^{0.33} T_p^{0.33} && \text{para } 0,05 < D_{50} < 0,50 \text{ mm} \\ u_{cr,w} &= 0,95 \left[ \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g \right]^{0.57} D_{50}^{0.43} T_p^{0.14} && \text{para } 0,50 \text{ mm} < D_{50} < 2,00 \text{ mm} \end{aligned} \quad (1.15)$$

Na equação (1.14)  $D_{90}$  é o diâmetro de sedimento para o qual 90% do material do leito é mais fino.

A fórmula de Van Rijn (2007) é adequada para cálculo de transporte de sedimentos sob ação conjunta de ondas e correntes, para situações nas quais as correntes são persistentes e a ação destas é preponderante sobre a ação das ondas. Neste caso, a variação temporal das correntes ocorre em uma escala de tempo consideravelmente maior que o período das ondas. Este é o caso do transporte longitudinal, no qual os sedimentos são carregados pelas correntes longitudinais. Embora a propagação e a quebra das ondas facilitem a ressuspensão dos sedimentos depositados no fundo, o carregamento dos sedimentos ocorre efetivamente por ação das correntes longitudinais. O transporte transversal, entretanto, ocorre na escala de tempo do período da onda, situação para a qual a fórmula de Van Rijn (2007) não é adequada.

### **2.3 Processos Hidro-Sedimentológicos Transversais à Linha de Costa**

O transporte de sedimentos transversal à linha de costa se dá de diferentes modos, cuja soma influencia diretamente a geometria do perfil de praia. USACE (2012) refere-se a esses diferentes modos de transporte como processos construtivos e processos destrutivos. Definem-se processos construtivos como aqueles que transportam sedimento em direção à praia, empilhando areia junto à linha de costa, formando uma berma e aumentando a declividade do perfil de praia. Processos destrutivos são aqueles que desempenham a função contrária, transportando sedimento da praia para o mar, tendendo assim a erodir a face da praia e a diminuir sua declividade. A seguir detalham-se os diferentes processos destrutivos e construtivos que ocorrem em uma praia.

#### *Processos Destrutivos*

***Undertow***: uma vez que ocorrem da costa para o mar, de modo a contrabalançar o transporte de massa em direção à costa causado pelas ondas (BOSBOOM & STIVE, 2015), as correntes *undertow* representam um processo destrutivo. Embora ocorram durante todo o tempo, a magnitude da *undertow* é mais significativa quando ocorrem ondas de maior altura, geralmente durante tempestades (LEATHERMAN, 2012). Nesta situação a *undertow* se torna o principal mecanismo de erosão de berma.



**Gravidade:** a gravidade limita a declividade do perfil de praia, tendendo a fazer os grãos de areia rolaem da face da praia em direção ao mar. A ação da gravidade ocorre durante todo o tempo, independentemente da condição de ondas ou da variação dessa condição. De modo geral, a magnitude do transporte de sedimentos ocasionado pela ação da gravidade é pelo menos uma ordem de grandeza menor do que a magnitude dos demais modos de transporte (BOSBOOM & STIVE, 2015).

**Ondas de infragravidade:** são ondas longas, de período maior que 20 s, formadas pela interação não linear entre os diferentes harmônicos que compõem um trem de ondas de gravidade. Uma onda de infragravidade viaja junto com o grupo de ondas de gravidade. ROELVINK & STIVE (1989) explicam que o transporte sólido médio no tempo ocasionado por ondas de infragravidade tem direção predominante para ao largo, fazendo assim com que estas ondas representem um processo predominantemente destrutivo. Esse comportamento ocorre antes da zona de arrebentação, enquanto a onda longa está aprisionada no trem de ondas curtas. Após a quebra das ondas de gravidade, na zona de espraiamento, o transporte de sedimentos ocasionado pelas ondas de infragravidade se dá em direção à costa.

**Correntes de Retorno (*Rip Currents*):** são correntes ocasionadas por gradientes longitudinais de sobrelevação de nível médio na zona de arrebentação. Uma vez que as ondas que se aproximam de uma costa irregular arrebentam com diferentes alturas em diferentes pontos, existe um padrão de *wave setup* e *wave setdown* também irregular ao longo da linha de costa, gerando gradientes hidráulicos. As correntes de retorno, ou *rip currents*, são correntes fortes e estreitas, semelhantes a jatos de água, que ocorrem da praia para o mar, podendo ocorrer de forma perpendicular ou oblíqua à praia, dependendo da onda incidente e do traçado da linha de costa. As correntes de retorno fazem parte de células de recirculação, que frequentemente se encontram espaçadas de forma quase regular ao longo de uma praia.

#### *Processos Construtivos*

**Velocidades orbitais sob ondas de gravidade assimétricas:** na zona de arrebentação as cristas das ondas tendem a ser mais esbeltas que os cavados, apresentando maior amplitude e menor comprimento. Desta forma, as velocidades orbitais sob as cristas são

mais intensas e duram menos tempo que as velocidades sob os cavados. Entretanto, o fluxo hidrodinâmico médio no tempo é nulo. Apesar disso, o transporte sólido se dá na direção de propagação da onda, pois o valor da tensão no fundo, que determina a vazão sólida, depende da magnitude da velocidade elevada ao quadrado. Desta forma, a assimetria das ondas em relação ao eixo horizontal gera velocidades orbitais que se caracterizam como um processo construtivo.

De modo geral, os processos construtivos e destrutivos ocorrem simultaneamente e durante a maior parte do tempo. A magnitude de cada um deles, entretanto, é o que varia. A evolução do perfil de praia não se dá em função de um ou de outro desses processos, mas sim do desequilíbrio entre eles. A corrente *undertow* constitui a forçante dominante durante a ocorrência de ondas de tempestade (USACE, 2012). Entretanto, em períodos de bom tempo o transporte em direção à costa ocasionado pela assimetria das ondas é o processo dominante, responsável pela recomposição do perfil de praia.

Conforme ilustra a Figura 2.5, a variação de um perfil de praia é comumente observada antes e após a passagem de frentes frias, que geram ressacas. Durante o período de mau tempo, em que as ondas apresentam maior energia, o nível médio do mar é normalmente mais elevado e o transporte em direção ao mar é ocasionado principalmente pela corrente *undertow*, fazendo com que a face da praia seja erodida durante a tempestade. A linha de costa recua, uma vez que a areia que formava a berma foi transportada para ao largo, vindo a se depositar e formar um banco na zona de arrebentação. Uma vez que a profundidade da zona de arrebentação diminui, as ondas passam a arrebentar mais distante da linha de costa, deixando assim de erodir a berma. A declividade da face de praia após a passagem de frentes frias tende a ser mais suave que na situação de bom tempo.

Após a passagem de uma tempestade o clima de ondas volta a apresentar condições menos energéticas. Nessa situação, o transporte ocasionado pela corrente *undertow* é pouco significativo e o transporte em direção à praia por conta da assimetria das ondas passa a ser o processo dominante. O banco de areia formado durante a tempestade se dissipa, uma vez que o sedimento que o compunha é transportado em direção à linha de costa, realimentando a berma. Esse processo é mais lento que o processo de erosão. O perfil de

praia vai se tornando novamente mais íngreme e a linha de costa avança sobre o mar. A declividade limite do perfil de praia depende essencialmente da granulometria do sedimento. Quanto mais grosso o material, maior é a declividade da face da praia.

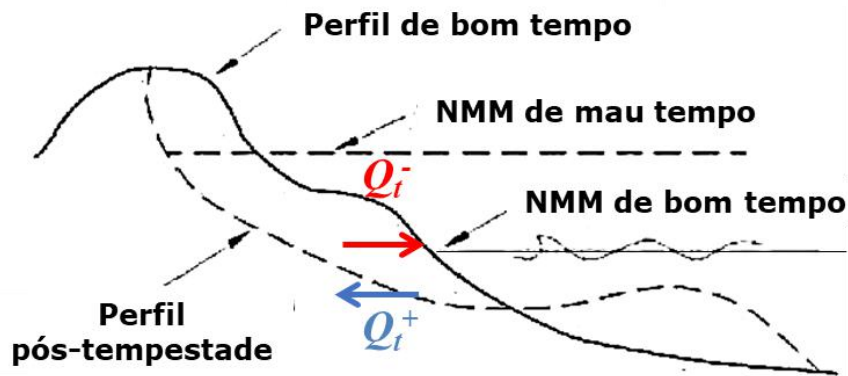


Figura 2.5: Perfil de praia anterior e posterior a passagem de frentes frias. Adaptado de USACE (2012).

### 2.3.1 Fórmulas de transporte transversal

A magnitude do transporte transversal à zona de arrebentação pode ser calculada a partir de diferentes formulações. Empregam-se com frequência fórmulas similares à de Van Rijn (2007), que calculam o transporte transversal em função das correntes, das velocidades orbitais, da coluna de água e das tensões no fundo. Entretanto, o uso de tais fórmulas requer uma representação adequada da hidrodinâmica transversal à zona de arrebentação.

Há ainda as fórmulas obtidas a partir da teoria de energia de ondas, que é caso da fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999):

$$q_T = \frac{q_{assim} + q_{undertow} + q_{grav}}{(\rho_s - \rho)g} \quad (1.16)$$

A taxa de transporte transversal por metro linear ( $q_T$ ) é calculada como a soma entre a parcela do transporte devido à assimetria das ondas ( $q_{assim}$ ), a parcela ocasionada pela *undertow* ( $q_{under}$ ) e a parcela ocasionada pela declividade da praia, devido à gravidade ( $q_{grav}$ ), que podem ser calculadas conforme:

$$q_{assim} = \underbrace{\frac{9}{16} B_b \frac{u_{orb}^4 \cos \theta (1 - P_b)}{c \sinh^2(kd)}}_{\text{Trasporte por arraste}} + \underbrace{\frac{9}{5\pi} B_s \frac{u_{orb}^5 \cos \theta (1 - P_b)}{c \sinh^2(kd)}}_{\text{Trasporte em suspensão}} \quad (1.17)$$

$$q_{under} = \underbrace{B_b u_{orb}^2 u_{under} \left( \frac{1}{2} + \cos^2 \theta \right)}_{\text{Trasporte por arraste}} + \underbrace{4 B_s u_{orb}^3 u_{under} u_3^*}_{\text{Trasporte em suspensão}} \quad (1.18)$$

$$q_{grav} = \underbrace{B_b u_{orb}^3 u_3^* \frac{s}{\tan \phi_s}}_{\text{Trasporte por arraste}} + \underbrace{B_s \varepsilon_s u_{orb}^5 u_5^* \frac{s}{w_s}}_{\text{Trasporte em suspensão}} \quad (1.19)$$

onde:

$c$  é a celeridade de onda (m/s);

$d$  é a profundidade instantânea (m);

$\rho$  é a massa do específica da água (kg/m<sup>3</sup>);

$\rho_s$  é a massa do específica do sedimento (kg/m<sup>3</sup>);

$k$  é o número de onda;

$\varepsilon_B$  é o fator de eficiência do transporte de sedimentos por arraste junto ao fundo;

$\varepsilon_s$  é o fator de eficiência do transporte de sedimentos em suspensão;

$\theta$  é o ângulo da direção de propagação de onda;

$\phi_s$  é ângulo interno de atrito do sedimento, que depende do tipo de sedimento;

$s$  é a declividade da praia;

$u_{orb}$  é a magnitude da máxima velocidade orbital (m/s);

$u_{under}$  é a magnitude da corrente *undertow* média no tempo (m/s);

$w_s$  é a velocidade de queda do sedimento (m/s);

$u_3^*$  e  $u_5^*$  são o terceiro e quinto momentos centrais de velocidade, cf. (BAILARD (1981);

$P_b$  é a proporção de ondas em quebra, cf. BATTJES & JANSSEN (1978);

$B_b$  e  $B_s$  são calculados conforme:

$$B_b = \frac{\rho C_f \varepsilon_b}{\tan \phi_s} \quad (1.20)$$

$$B_s = \frac{\rho C_f \varepsilon_s}{w_s} \quad (1.21)$$

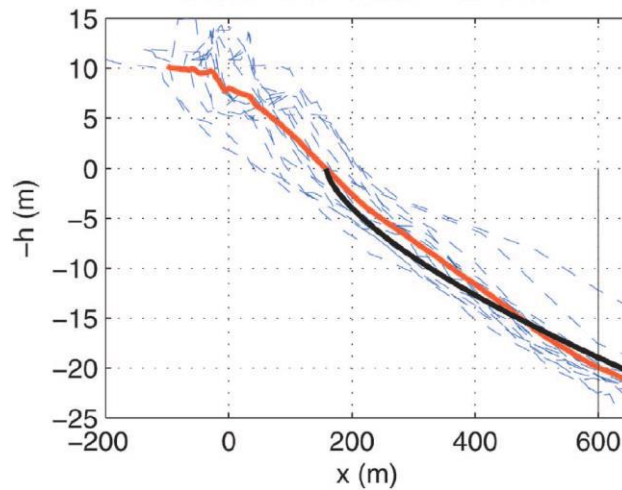
onde  $C_f$  é o coeficiente de atrito no fundo.

Se por um lado a fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999) busca ser mais realista no cálculo do transporte transversal por meio da incorporação de um grande número de forçantes, por outro lado, o grande número de variáveis dificulta o processo de calibração.

Existe ainda uma terceira categoria de fórmulas, que se baseia na teoria de perfil de equilíbrio, que é o caso da fórmula de Kriebel & Dean (1984). Esta fórmula é apresentada na seção 2.3.3. A seguir discute-se a teoria de perfil de equilíbrio.

### 2.3.2 Perfil de equilíbrio

O perfil de equilíbrio é conceitualmente o resultado do balanço entre forças construtivas e destrutivas. Este balanço depende da condição de ondas de momento e do tipo de sedimento presente na praia. Para uma condição permanente de ondas e elevação do nível de água, o perfil de equilíbrio é obtido após um determinado intervalo de tempo, a partir do qual a morfologia do perfil de praia não mais se modifica (ÖZKAN-HALLER & BRUNDIDGE, 2007). Na natureza, entretanto, o campo de ondas e o nível do mar variam constantemente, fazendo com que o perfil de praia se modifique de maneira contínua. Neste caso, o conceito de perfil de equilíbrio está associado aos processos dinâmicos da natureza, sendo definido como a configuração média dentre perfis de praia medidos por um longo período de tempo (DEAN & DALRYMPLE, 2001). A Figura 2.6 ilustra essa situação, apresentando o perfil de equilíbrio de uma praia na costa de Delaware, EUA, obtido como a média de perfis de praia medidos ao longo de 16 campanhas de campo.

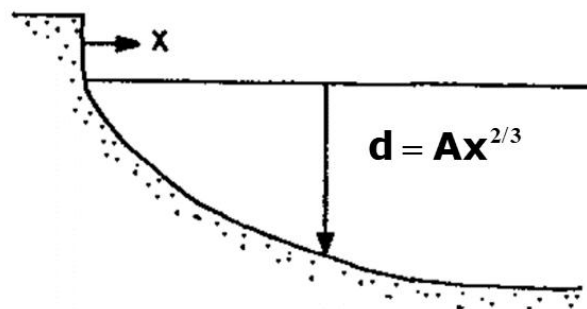


**Figura 2.6:** Perfis de praia medidos na praia de Dewey (Delaware – EUA) ao longo de 16 campanhas de campo (linhas azuis tracejadas); configuração do perfil de equilíbrio médio (linha laranja); perfil de equilíbrio obtido de modelo numérico (linha preta). Fonte: (ÖZKAN-HALLER & BRUNDIDGE, 2007)

A partir de análise de variados perfis de praia no Mar do Norte, BRUUN (1954) foi o primeiro a constatar a existência de um perfil dinâmico de equilíbrio para cada praia, que se ajustava bem à expressão:

$$d(x) = Ax^{2/3} \quad (1.22)$$

onde  $d$  é a profundidade a uma distância  $x$  da linha de costa, cf. Figura 2.7, e  $A$  é uma constante denominada fator de forma.



**Figura 2.7:** Perfil de equilíbrio de uma praia idealizada. Adaptado de KRIEBEL & DEAN (1984).

A teoria de perfil de equilíbrio, proposta mais tarde por DEAN (1977), se baseia na hipótese de que a turbulência na zona de arrebentação, criada pela dissipação da energia das ondas, seja o mecanismo destrutivo dominante. Considerando que o fluxo de energia

de ondas  $F$  se modifica ao longo da zona de arrebentação, a taxa de dissipação de energia das ondas por unidade de volume ( $D$ ) pode ser calculada como:

$$D = \frac{1}{d} \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{1}{d} \frac{\partial E c_g}{\partial x} \quad (1.23)$$

onde  $d$  é a coluna de água,  $E$  é a densidade de energia de onda por unidade de superfície do mar e  $c_g$  é a velocidade do grupo de ondas. De acordo com a teoria linear, o fluxo de energia de ondas é obtido conforme:

$$F = E c_g = \frac{1}{8} \rho g^{3/2} \kappa^2 d^{5/2} \quad (1.24)$$

Na equação (1.24)  $\kappa$  é o índice de arrebentação, definido como a razão entre a altura de quebra e a profundidade na qual a onda arrebenta ( $H_b/d_b$ ). Derivando  $F$  em relação a  $x$ , a equação (1.23) torna-se:

$$D = \frac{5}{16} \rho g^{3/2} \kappa^2 d^{1/2} \frac{\partial d}{\partial x} \quad (1.25)$$

onde, para  $\kappa$  fixo, o valor de  $D$  varia localmente ao longo da zona de arrebentação e é função apenas da coluna de água e do gradiente de coluna de água em cada ponto.

DEAN (1977) supôs ainda que, quando o perfil de praia está em equilíbrio, a energia das ondas é dissipada a uma taxa  $D_*$  constante ao longo da zona de arrebentação. Como a geometria do perfil de equilíbrio depende necessariamente do tipo de sedimento, a taxa de dissipação de energia de onda por unidade de volume para o perfil de equilíbrio ( $D_*$ ) é uma função do diâmetro mediano do sedimento ( $D_{50}$ ):

$$D_*(D_{50}) = \frac{5}{16} \rho g^{3/2} \kappa^2 d^{1/2} \frac{\partial d}{\partial x} \quad (1.26)$$

Integrando a equação (1.26) em relação a  $x$  e reescrevendo em termos da profundidade  $d$ :

$$d(x) = \underbrace{\left[ \left( \frac{24 D_* (D_{50})}{5 \rho g^{3/2} \kappa^2} \right)^{2/3} \right]}_A x^{2/3} \quad (1.27)$$

A equação (1.27) apresenta estrutura similar à equação (1.22) de BRUUN (1954). O termo entre colchetes no lado direito da equação (1.27), que multiplica  $x^{2/3}$ , é o fator de forma  $A$ , que é indiretamente função do diâmetro do sedimento. O fator de forma  $A$ , portanto, varia em função da granulometria do sedimento da praia, conforme demonstrado empiricamente por MOORE (1982). Baseado no trabalho de Moore, DEAN (1987) obteve a expressão (1.28), que relaciona o parâmetro  $A$  à velocidade de queda do sedimento ( $w_s$ ):

$$A = 0,5w_s^{0,44} \quad (1.28)$$

Na equação (1.28)  $w_s$  tem unidades m/s.

### 2.3.3 Fórmula de Kriebel & Dean (1984)

Dentre as muitas fórmulas aplicáveis ao cálculo de transporte transversal disponíveis na literatura, a fórmula de Kriebel & Dean (1984) é provavelmente uma das que apresentam maior simplicidade em sua formulação, além de ser um método bem avaliado em termos de evolução morfológica (SCHOONEES & THERON, 1995). Esta fórmula se baseia na premissa de que perfis de praia se modificam buscando sempre uma configuração de equilíbrio.

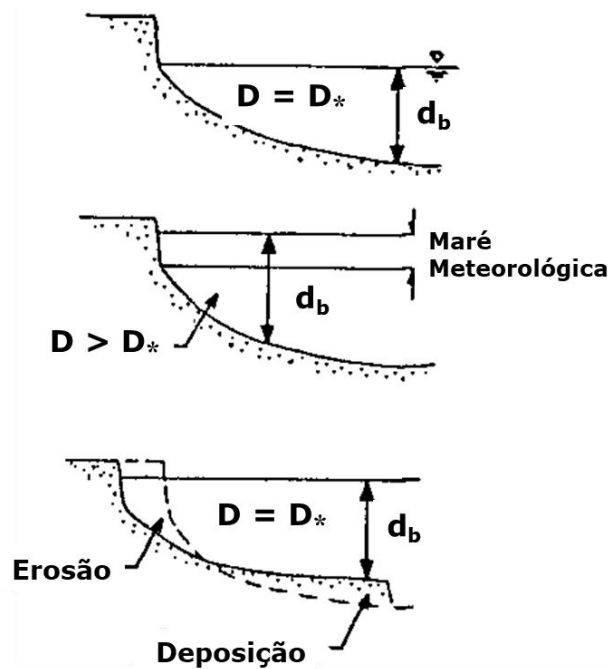
KRIEBEL & DEAN (1984) propuseram que a magnitude do transporte transversal por metro linear longitudinal à praia ( $q_T$ ) em cada ponto da zona de arrebatção é proporcional à diferença entre  $D$  e  $D_*$ :

$$q_T = K(D - D_*) \quad (1.29)$$

Na equação (1.29)  $K$  é uma constante ajustável, cujo valor é da ordem de  $10^{-6} \text{ m}^4/\text{N}$ . Valores positivos de  $q_T$  pressupõem transporte da costa para o mar. Conforme ilustra a Figura 2.8, na situação em que o perfil de praia está em equilíbrio,  $D$  é igual a  $D_*$  e o transporte transversal é nulo. KRIEBEL & DEAN (1984) explicam que, no caso de ocorrência de sobrelevação do nível de água por conta de tempestade, as ondas passam a arrebatrar inicialmente mais próximo à linha de costa. Neste caso, como a zona de arrebatção tornou-se mais estreita, a energia das ondas é dissipada ao longo de uma



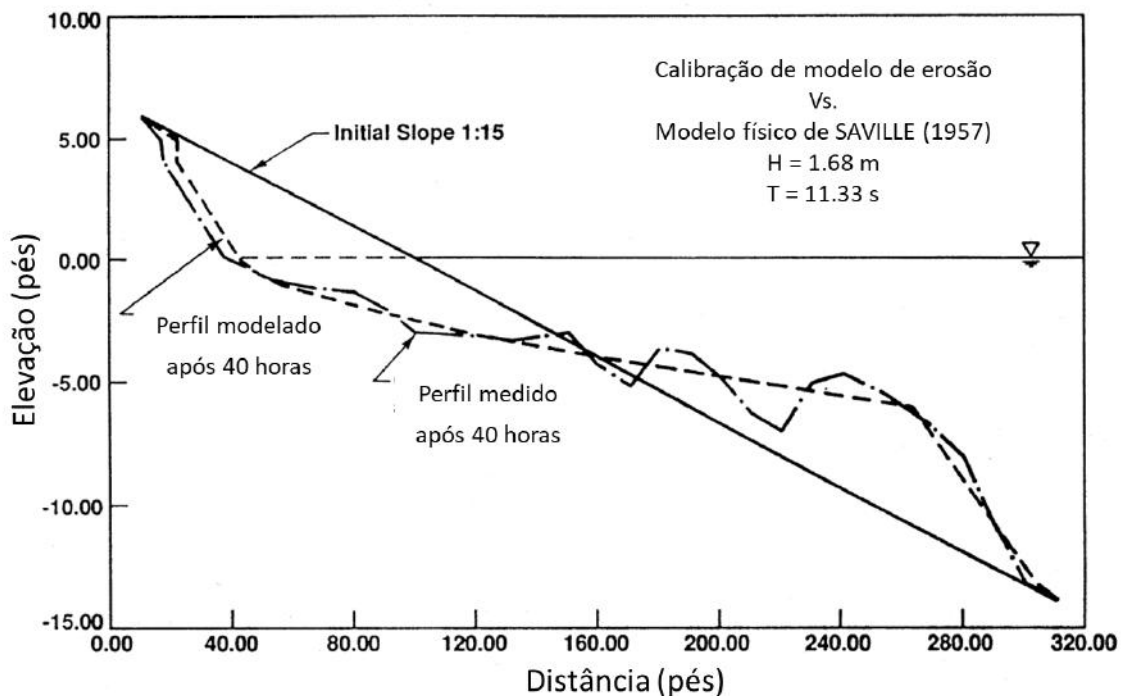
distância menor, fazendo com que  $D$  aumente e seja maior que  $D_*$ . Passa então a ocorrer transporte transversal da praia para o mar, cuja magnitude em cada ponto dependerá da diferença  $D - D_*$ . A berma que compõe a face da praia vai sendo erodida, fazendo com que a linha de costa recue. O sedimento consumido da berma se deposita ao largo da zona de arrebenção, formando um banco de areia, que reduz a profundidade original e força com que as ondas arrebenem mais ao largo. Como a linha de costa recua durante a tempestade, a largura da zona de arrebenção aumenta e  $D$ , conseqüentemente, diminui. A medida que esse processo ocorre, a diferença entre  $D$  e  $D_*$  vai diminuindo até se tornar nula, situação em que o perfil está novamente em equilíbrio e não há transporte transversal. Após a passagem do mau tempo a energia das ondas diminui e o nível de água tende a retornar à condição original. Neste caso,  $D$  se tornará menor que  $D_*$  e haverá transporte do mar para a costa, desconstruindo o banco de areia e, aos poucos, recompondo a berma erodida durante a tempestade.



**Figura 2.8: Representação esquemática de evolução de perfil de praia com base na dissipação de energia de ondas na zona de arrebenção. Adaptado de KRIEBEL & DEAN (1984).**

A fórmula de Kriebel & Dean (1984) só é válida para a zona arrebenção. Fora dela, ao largo, a variação do fluxo de energia de onda é pouco significativa  $\left( \frac{\partial E c_g}{\partial x} \approx 0 \right)$ , o que torna a taxa de dissipação de energia de ondas irrelevante.

KRIEBEL (1986) apresenta resultados de modelagem numérica de evolução de perfis de praia de laboratório com a fórmula de Kriebel & Dean (1984). Seu modelo reproduziu os ensaios em canal de ondas realizados por SAVILLE (1957), sob uma condição de onda constante. Conforme mostra a Figura 2.9, a configuração do perfil de praia calculada com o modelo de KRIEBEL (1986) após 40 horas é coerente<sup>1</sup> com o perfil medido no tanque de ondas. Tanto o recuo da berma quanto os volumes de erosão e assoreamento foram bem representados.



**Figura 2.9: Comparação entre o resultado de evolução do perfil de praia observado no canal de ondas de SAVILLE (1957) e o resultado obtido pelo modelo numérico de KRIEBEL (1986), que utilizou a fórmula de Kriebel & Dean (1984) para cálculo do transporte transversal.**

---

<sup>1</sup> Possivelmente, as ondulações de fundo nos experimentos se deram devido à variação granulométrica dos sedimentos e a efeitos de reflexão inerentes a experimentos em canais de ondas. No modelo teórico, a granulometria é homogênea e não há efeitos de reflexão.

## 2.4 Estratégias de Modelagem Morfodinâmica de Praias

Modelos numéricos de evolução morfológica de grande escala podem ser divididos nas seguintes categorias (NAM *et al.*, 2011): (i) modelos unidimensionais (1D) de evolução de linha de costa; (ii) modelos de n-linhas de evolução de linha de costa; (iii) modelos 1D de evolução de perfil de praia; (iv) modelos morfodinâmico bidimensionais horizontais (2DH); (v) modelos morfodinâmico tridimensionais (3D). A seguir descreve-se o funcionamento de alguns modelos pertencentes a estas categorias.

### 2.4.1 Modelos 1D de evolução de linha de costa

Modelos 1D, ou de 1-linha, de evolução de linha de costa descrevem mudanças na linha de costa em função da ocorrência de gradientes de transporte longitudinal. Nesta categoria destacam-se o pioneiro modelo de PELNARD-CONSIDÈRE (1956) e o modelo GENESIS (HANSON & KRAUS, 1989, 2011). Ambos usam como base a equação da conservação de massa de areia, que estabelece que a taxa de variação no tempo da posição da linha de costa é proporcional ao gradiente de transporte longitudinal ( $Q_L$ ):

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{d} \frac{\partial Q_L}{\partial x} = 0 \quad (1.30)$$

Conforme esquematiza a Figura 2.10, o eixo  $x$  corresponde à linha de costa, enquanto o eixo  $y$  é transversal a esta. O perfil de praia, normalmente suposto como o perfil de equilíbrio, não varia no tempo e desloca-se na direção  $y$  em função da equação (1.30), de modo a representar o avanço ou recuo da linha de costa em função de eventos de erosão ou assoreamento, cf. Figura 2.11.

PELNARD-CONSIDÈRE (1956) desenvolveu uma solução analítica para a mudança da posição da linha de costa em função da construção de um obstáculo, tal como um espigão, supondo que o transporte longitudinal  $Q_L$  seja uma função linear da direção de propagação de onda e restringindo a pequenos valores a variação do ângulo de ataque das ondas em relação à praia. Já o modelo GENESIS pressupõe o emprego de alguma expressão para o cálculo de  $Q_L$ , tal como as fórmulas de CERC ou de Kamphuis (KAMPHUIS, 1991), que fornecem a descarga sólida em função das características das ondas, do perfil de praia e dos sedimentos.

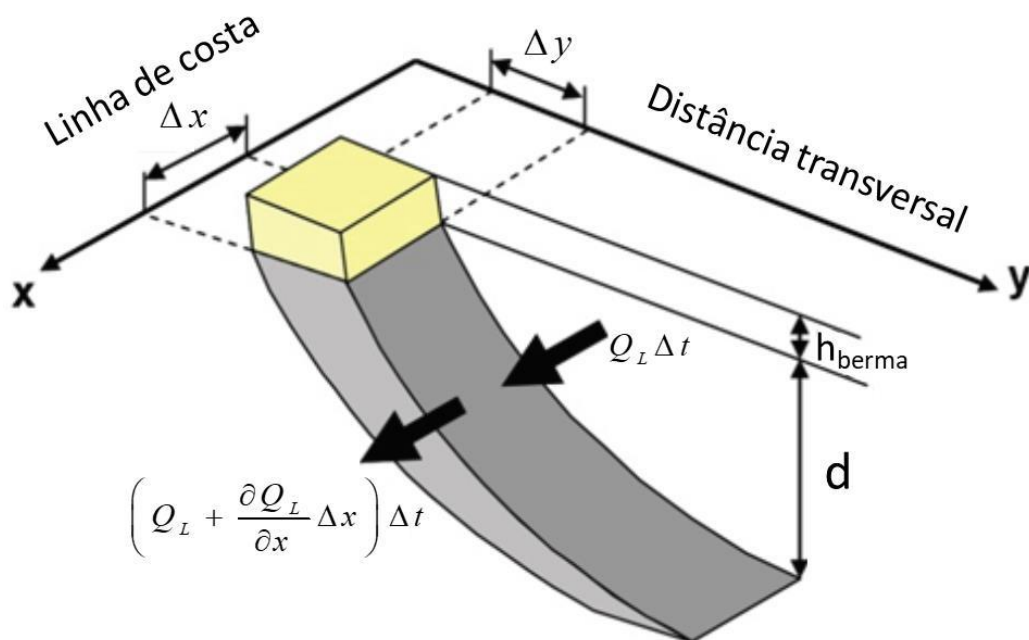


Figura 2.10: Esquema da mudança de posição da linha de costa em função do balanço de massa de sedimentos em modelos de uma linha. Adaptado de HANSON & KRAUS (2011).

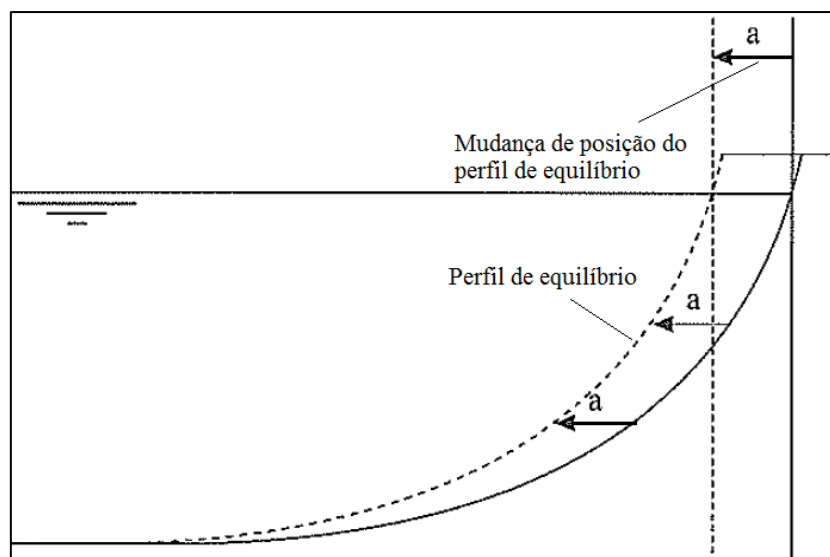


Figura 2.11: Modelos de uma linha presumem um perfil de equilíbrio que avança sobre o mar quando há assoreamento e recua quando ocorre erosão. Adaptado de BOSBOOM & STIVE (2012).

Por sua simplicidade, tais modelos demandam pouco esforço computacional e são capazes de simular a evolução da linha de costa ao longo de décadas. Entretanto, a variabilidade do perfil de praia ao longo do tempo não é levada em consideração (HANSON & KRAUS, 2011).

## 2.4.2 Modelos de n-linhas de evolução praial

Os modelos de n-linhas, ou de n-isóbatas, representam outras isóbatas além da linha de costa, fornecendo assim a evolução do leito ao largo da praia. Para isto é necessário considerar a distribuição transversal do transporte longitudinal, assim como o transporte transversal de sedimentos. PERLIN & DEAN (1978) apresentam aplicações de um modelo de 2-linhas no estudo das modificações na linha de costa ocasionadas pela implementação de guia-correntes e espigões. ROSMAN (2000) apresenta a aplicação do modelo MECA (CASSAR, 1993), de n-isóbatas, em estudo de recuperação da Praia da Macumba, na cidade do Rio de Janeiro. A Figura 2.12 apresenta o sistema de discretização espacial tipicamente usado em modelos de n-linhas. A equação de balanço de massa de areia, (1.31), é escrita em termos dos eixos  $\xi$  e  $\eta$ , conforme esquematizado na Figura 2.13.

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q_{\xi}}{\partial \xi} + \frac{\partial q_{\eta}}{\partial \eta} = 0 \quad (1.31)$$

A taxas de transporte de sólido por unidade de comprimento nos eixos  $\xi$  e  $\eta$  ( $q_{\xi}$  e  $q_{\eta}$ ) se relacionam com as taxas de transporte longitudinal ( $q_L$ ) e transversal ( $q_T$ ) por unidade comprimento através das equações (1.32) e (1.33), sendo  $\phi$  o ângulo, no sentido horário, que a tangente à isóbata faz com o eixo  $y$ , cf. Figura 2.13.

$$q_{\xi} = (q_L \sin \phi - q_T \cos \phi) \frac{\partial y}{\partial \eta} \quad (1.32)$$

$$q_{\eta} = \frac{q_T}{\sin \phi} \quad (1.33)$$

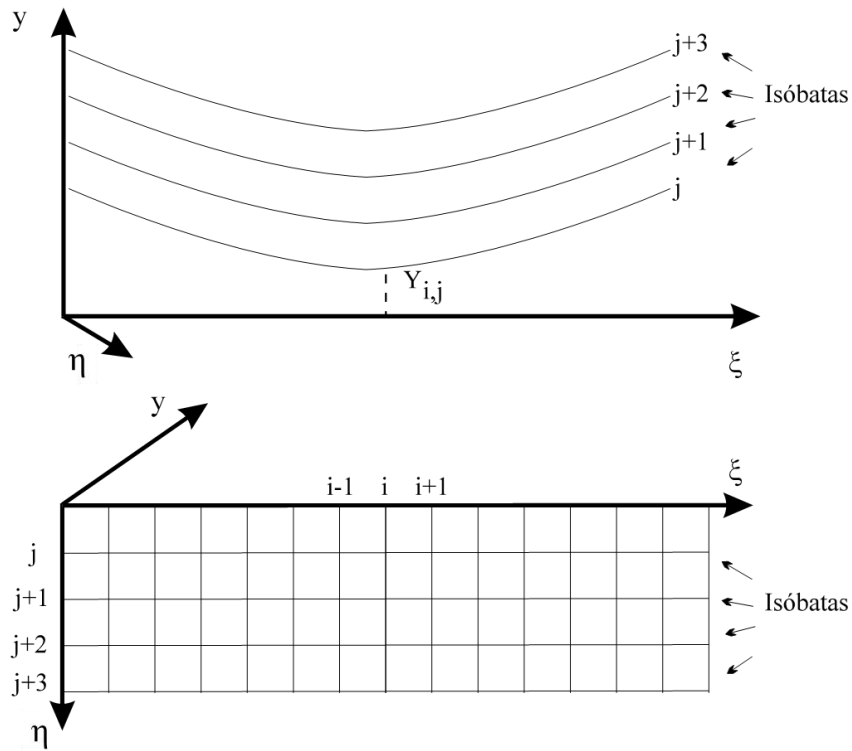


Figura 2.12: Esquema do sistema de discretização espacial utilizado no modelo MECA, conforme Cassar (1993). Adaptado de ROSMAN (2000).

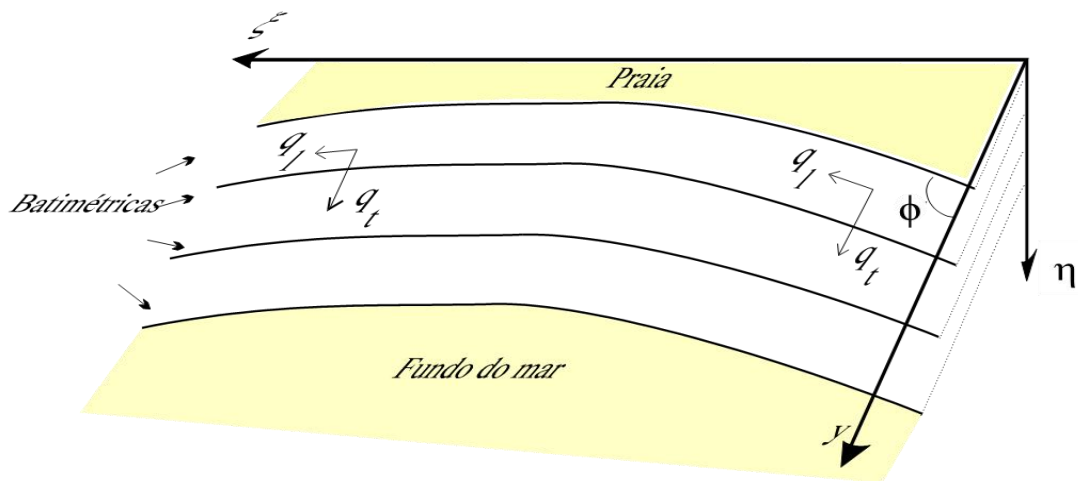


Figura 2.13: Direções das taxas de transporte de sedimentos em relação ao sistema de referência utilizado no modelo de evolução morfológica de costa (MECA). Adaptado de ROSMAN (2000).

### 2.4.3 Modelos 1D de evolução de perfil de praia

Modelos de evolução de perfil de praia fornecem a variação temporal do perfil de praia em função das mudanças no clima de ondas, partindo da premissa de que o transporte longitudinal seja pouco relevante, ou que não haja gradientes de transporte longitudinal ao longo da linha de costa. Tais modelos (*e.g.* BAILARD, 1981; GUSMÃO, 1994; KRIEBEL & DEAN, 1984, 1985; RANASINGHE *et al.*, 1999) são predominantemente utilizados na literatura para estudos de processos erosivos resultantes de tempestades (*e.g.* KRIEBEL, 1991; LARSON & WISE, 1998; DISSANAYAKE *et al.*, 2015). A magnitude do transporte de sedimentos transversal à costa é calculada por meio de fórmulas como as apresentadas na seção 2.3.1.

A Figura 2.14 apresenta o esquema típico de discretização espacial de modelos 1D de evolução de perfil de praia. Após o cálculo da descarga sólida em cada ponto, a evolução morfológica é calculada através da equação de conservação e massa de areia, que, no sistema de eixos apresentado na Figura 2.14, escreve-se conforme:

$$\frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial q_T}{\partial h} = 0 \quad (1.34)$$

Onde  $h$  é a cota batimétrica em relação ao nível médio do mar.

Atualmente destacam-se nessa categoria os modelos PETRA (I.H.CANTÁBRIA *et al.*, 2017b), Litprof (DHI, 2008) e o módulo 1D do XBeach (ROELVINK *et al.*, 2009, 2010). O PETRA representa o módulo de evolução de perfis de praia do SMC - Sistema de Modelagem Costeira (GONZÁLEZ, M. *et al.*, 2007), enquanto o Litprof corresponde ao pacote de transporte transversal do sistema MIKE (DHI). Enquanto PETRA calcula a descarga sólida por meio da fórmula de RANASINGHE *et al.* (1999), o Litprof fornece o transporte transversal a partir da fórmula de WINYU & SHIBAYAMA (1996). Ambas dependem de parametrização da hidrodinâmica transversal à zona de arrebentação.

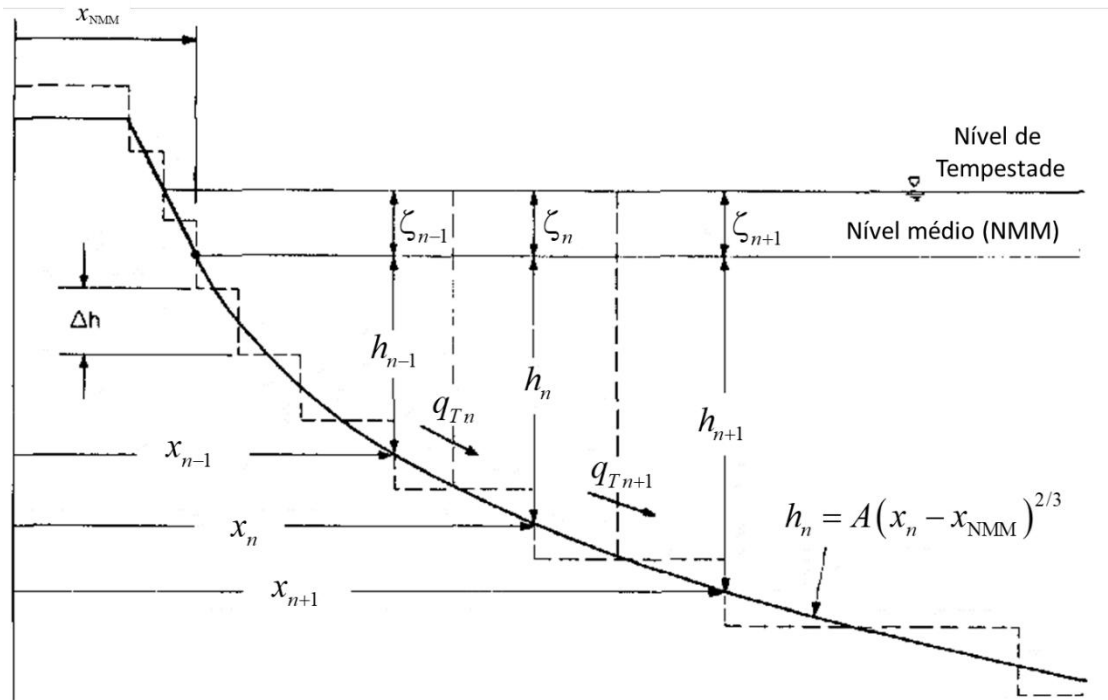


Figura 2.14: Discretização espacial do modelo de evolução morfológica de perfil de praia de KRIEBEL & DEAN (1985).

#### 2.4.4 Modelos 2DH de morfodinâmica praias

Modelos morfodinâmicos 2DH calculam a evolução morfológica de uma dada região costeira a partir do campo de ondas e correntes bidimensionais médias na vertical. Para tal, simulam-se as transformações sofridas pelas ondas em águas rasas, como refração, difração, *shoaling*, arrebentação e espraiamento. O campo de correntes na zona de arrebentação se dá principalmente devido à quebra das ondas, mas pode também ser influenciado pela maré e por ação dos ventos. Uma vez que as alterações do fundo eventualmente influenciam as correntes e as ondas, esse tipo de modelagem requer normalmente a execução simultânea de um modelo hidrodinâmico, um modelo de propagação de ondas e um modelo de processos sedimentológicos, que interagem entre si. A hidrodinâmica é simulada resolvendo-se as equações da conservação da quantidade de movimento nos eixos  $x$  e  $y$ , (1.35) e (1.36), respectivamente, e a equação de conservação de massa (1.37), todas escritas para o escoamento em águas rasas com densidade constante e para um sistema de coordenadas com eixos  $x$  e  $y$  genéricos.



$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xx}]}{\partial x} + \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xy}]}{\partial y} \right) \\ + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} (\tau_x^S - \tau_x^B) - \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (1.35)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xy}]}{\partial x} + \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{yy}]}{\partial y} \right) \\ + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} (\tau_y^S - \tau_y^B) - \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (1.36)$$

$$\frac{\partial(\zeta+h)}{\partial t} + \frac{\partial u(\zeta+h)}{\partial x} + \frac{\partial v(\zeta+h)}{\partial y} = 0 \quad (1.37)$$

Nas equações (1.35), (1.36) e (1.37)  $u(x, y, t)$  e  $v(x, y, t)$  são as componentes de velocidade médias na vertical em  $x$  e  $y$ ;  $g$  é a aceleração da gravidade;  $z = \zeta(x, y, t)$  é elevação da superfície livre em relação a uma dada referência de nível;  $h$  é a batimetria<sup>2</sup>, que pode variar no tempo e também é referida a um dado nível de referência;  $\rho$  é a densidade da água;  $\hat{\tau}_{xx}$ ,  $\hat{\tau}_{xy}$ ,  $\hat{\tau}_{yx}$  e  $\hat{\tau}_{yy}$  são as tensões turbulentas;  $\tau^S$  e  $\tau^B$  são as tensões de atrito na superfície livre e no fundo, respectivamente; e  $S_{xx}$ ,  $S_{xy}$ ,  $S_{yx}$  e  $S_{yy}$  são os termos do tensor de tensões da radiação, que são calculados pelo modelo de propagação de ondas e incorporadas ao modelo hidrodinâmico.

A posição do fundo é atualizada partir da equação 2DH de balanço de massa de sedimentos no fundo (1.38), na qual  $q_{sx}$  e  $q_{sy}$  são as vazões sólidas por metro linear em  $x$  e  $y$ , respectivamente, e  $p$  é a porosidade do sedimento.

---

<sup>2</sup> Neste trabalho o termo batimetria se refere à posição do fundo  $h$  em relação a uma dada referência de nível, que pode ser, por exemplo, o nível médio do mar, a mínima baixa-mar de sizígia, etc. Já a profundidade instantânea  $d$ , ou coluna de água instantânea, é a soma entre a cota batimétrica  $h$  e a posição da superfície livre  $\zeta$ .

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-p} \left( \frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \right) \quad (1.38)$$

Dentre os sistemas de modelagem 2DH de processos litorâneos, destacam-se: X-Beach (ROELVINK *et al.*, 2009, 2010); EROS (I.H.CANTÁBRIA *et al.*, 2017a) que compõem a plataforma de modelagem de morfodinâmica praial de SMC-Brasil (GONZÁLEZ, M. *et al.*, 2007); Litpack, que faz parte do sistema MIKE (DHI); e o SisBaHiA (ROSMAN, 2018). Todos esses sistemas de modelagem utilizam fórmulas análogas à de Van Rijn (2007) para o cálculo do transporte de sedimentos, como por exemplo as fórmulas de ENGELUND & FREDSSØE (1976), VAN RIJN (1984), SOULSBY (1997) e DE VRIES (2009).

A estratégia de modelagem de transporte de sedimentos na zona de arrebentação por meio da resolução das equações (1.35), (1.36), (1.37) e (1.38), com emprego de uma fórmula auxiliar baseada no parâmetro de Shields para cálculo das descargas sólidas  $q_{sx}$  e  $q_{sy}$ , funciona de forma satisfatória para cálculo do transporte longitudinal, que é gerado pelas correntes longitudinais. Entretanto, o transporte transversal não é simulado adequadamente por meio desta estratégia. Conforme já discutido, fórmulas baseadas no parâmetro de Shields, como a de Van Rijn (2007), não fornecem bom resultado para o transporte transversal sem o conhecimento prévio da circulação transversal à linha de costa, que não é resolvida por equações médias na vertical.

Existem diferentes formas de representar de forma paramétrica efeitos de transporte transversal em modelos 2DH. A seguir discutem-se as estratégias adotadas pelos modelos mais utilizados atualmente.

### *XBeach*

O módulo 2DH do XBeach utiliza velocidades lagrangeanas  $u^L$  e  $v^L$  nas equações (1.35), (1.36) e (1.37), em vez das velocidades eulerianas  $u$  e  $v$ , onde:

$$u^L = u + u^S \quad (1.39)$$

$$v^L = v + v^S \quad (1.40)$$

$$u^s = \frac{E \cos \theta}{\rho dc} \quad (1.41)$$

$$v^s = \frac{E \sin \theta}{\rho dc} \quad (1.42)$$

Nas equações (1.39), (1.40), (1.41) e (1.42)  $u^s$  e  $v^s$  representam a deriva de Stokes nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente (PHILLIPS, 1977);  $E$  é a densidade de energia de onda por unidade de superfície do mar, cf. equação (1.5),  $c$  é a velocidade de propagação de onda. As equações da conservação da quantidade de movimento e da conservação de massa escrevem-se então:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial u^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial u^L}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xx}]}{\partial x} + \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xy}]}{\partial y} \right) \\ + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} (\tau_x^S - \tau_x^B) - \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (1.43)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial v^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial v^L}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{xy}]}{\partial x} + \frac{\partial [(\zeta+h)\hat{\tau}_{yy}]}{\partial y} \right) \\ + \frac{1}{\rho(\zeta+h)} (\tau_y^S - \tau_y^B) - \frac{1}{\rho(\zeta+h)} \left( \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (1.44)$$

$$\frac{\partial(\zeta+h)}{\partial t} + \frac{\partial u^L(\zeta+h)}{\partial x} + \frac{\partial v^L(\zeta+h)}{\partial y} = 0 \quad (1.45)$$

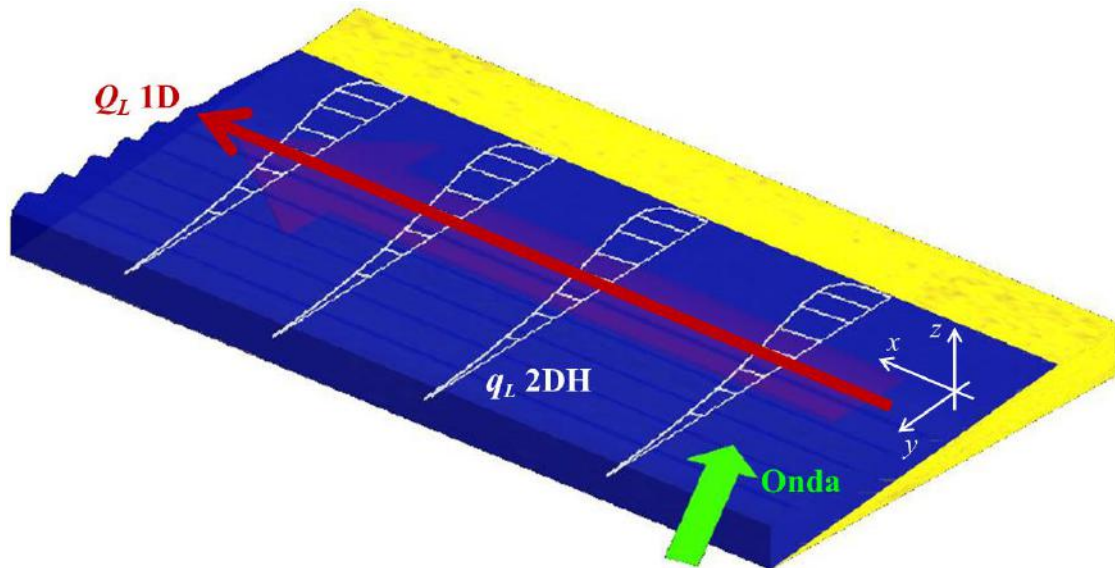
Outros parâmetros podem ser incluídos na modelagem de morfodinâmica praial com o XBeach, como por exemplo efeitos de desbarrancamento do perfil de praia e de exfiltração ocasionada por lençóis freáticos. O XBeach está dentre os sistemas de modelagem mais utilizados atualmente para modelagem de processos litorâneos (BOLLE *et al.*, 2011; PENDER & KARUNARATHNA, 2013; BUGAJNY *et al.*, 2015).

## *EROS*

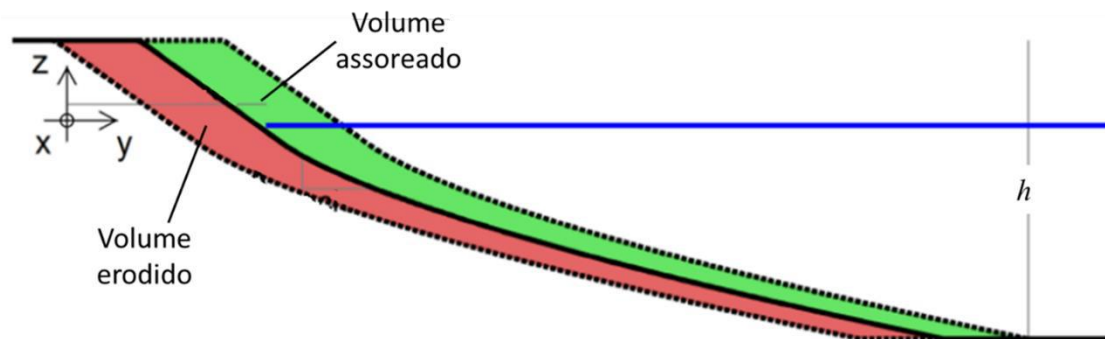
O SMC dispõe do modelo 2DH EROS para cálculo de evolução de linha de costa por efeitos de transporte longitudinal, que adota a metodologia tradicional descrita nesta seção. Conforme mencionado, o SMC dispõe ainda do modelo PETRA para simulação 1D de evolução de perfis de praia, conforme discutido na seção 2.4.3. Embora o SMC seja um sistema de modelagem de processos litorâneos utilizado também com frequência (*e.g.* GONZÁLEZ *et al.*, 2010; GOMES & DA SILVA, 2014; RODRIGUES & DOMINGUEZ, 2017), não há até o momento possibilidade de simulação de morfodinâmica praial por efeitos conjuntos de transportes longitudinal e transversal.

## *Litpack*

O modelo Litpack, que compõe o sistema de modelagem MIKE, possui modelos 1D tanto de evolução de linha de costa, quanto de perfil de praia, que é o caso do Litprof. Recentemente o Litpack passou a oferecer ao modelador a opção de se trabalhar com um sistema de modelos híbridos, apresentando duas possibilidades para simulação de evolução de linha de costa. A primeira possibilidade é o uso de um modelo hidro-sedimentológico 2DH, acoplado a um modelo de 1-linha para evolução de linha de costa, que atua apenas na zona de arrebentação e assume o perfil de praia como o perfil de equilíbrio (KRISTENSEN *et al.*, 2010). Neste caso, conforme esquematizado na Figura 2.15, o transporte de sedimentos por metro linear ( $q_L$ ) calculado pelo modelo 2DH é integrado ao longo do perfil de praia e convertido em transporte longitudinal 1D ( $Q_L$ ). O modelo 1D calcula então os gradientes de transporte longitudinal ao longo da costa e faz o balanço de sedimentos no fundo, deslocando o perfil de praia em direção ao mar ou em direção à costa, cf. Figura 2.16, em função dos volumes de erosão ou assoreamento. O perfil de equilíbrio se desloca em direção ao largo, quando há assoreamento, e em direção à costa, quando há erosão

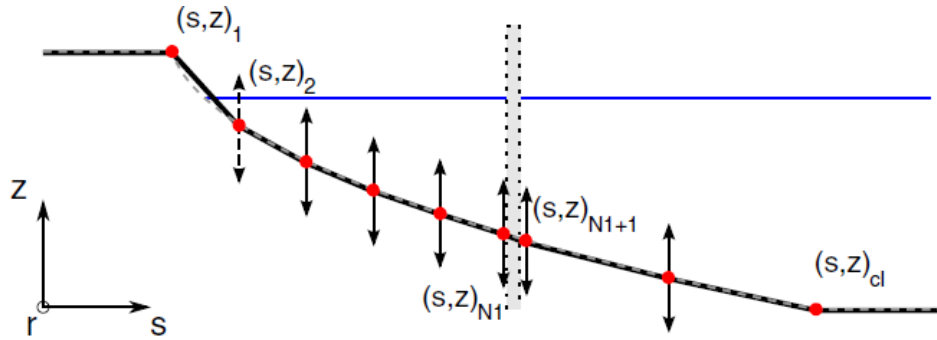


**Figura 2.15:** A vazão sólida 2DH integrada ao longo do perfil de praia é utilizada pelo modelo 1D do Litpack para calcular os gradientes de transporte longitudinal ao longo da costa. Adaptado de KRISTENSEN *et al.* (2010).



**Figura 2.16:** Na modelagem híbrida realizada pelo modelo Litpack o perfil de equilíbrio se move na direção transversal à costa, de modo a representar volumes de assoreamento ou de erosão. Adaptado de KRISTENSEN *et al.* (2010).

A segunda possibilidade de modelagem de evolução de linha costa com o Litpack é o uso do modelo hidro-sedimentológico 2DH acoplado ao que KRISTENSEN *et al.* (2013) denominam modelo “1.5D” de evolução de perfil de praia. Neste caso, o perfil de praia é definido por um determinado número de pontos, que são unidos por segmentos de reta e podem se deslocar verticalmente em função da ocorrência de erosão ou assoreamento, conforme Figura 2.17. O traçado do perfil é ainda ajustado por meio de um algoritmo de otimização numérico não-linear.



**Figura 2.17:** O perfil de praia no modelo morfodinâmico 1.5D do Litpack é definido por pontos unidos por segmentos de reta. Os pontos podem se deslocar verticalmente em função da ocorrência de erosão ou assoreamento. Fonte: KRISTENSEN *et al.* (2013).

Após ajuste do perfil, o modelo realiza um processo difusivo de redistribuição dos sedimentos, a fim de obter um novo perfil de equilíbrio. O transporte transversal por metro linear ( $q_T$ ) é calculado conforme a equação (1.46), na qual  $K_{dif}$  é um coeficiente de difusão,  $q_L$  é o transporte longitudinal,  $\theta_b$  é o ângulo de inclinação da onda em relação à costa,  $s$  é a declividade do perfil de praia e  $s_{eq}$  é a declividade do perfil de equilíbrio. Desta forma, o transporte transversal é direcionado para o mar quando o perfil calculado é mais íngreme que o perfil de equilíbrio. Embora mais sofisticada, a estratégia do modelo 1.5D é em essência similar à do modelo 1D tradicional, pois busca, em última análise, deslocar o perfil de praia mantendo-o sempre em uma situação de equilíbrio. KRISTENSEN *et al.* (2013) argumentam que o Litpack adota essa estratégia porque modelos 2DH de transporte longitudinal não mantêm um perfil de praia adequado quando variações morfológicas extremas ocorrem, uma vez que as forçantes do transporte transversal não são resolvidas por modelos médios na vertical. A Figura 2.18 mostra resultados de evolução morfológica em torno de um quebra-mar para diferentes valores do coeficiente  $K_{dif}$ . Observa-se no cenário com  $K_{dif} = 0$  o aparecimento de feições de fundo inconsistentes, como por exemplo a região erodida no canto inferior direito da imagem. Quanto menor é o valor de  $K_{dif}$ , menores são os efeitos de transporte transversal no modelo e, segundo KRISTENSEN *et al.* (2013), maiores degenerações são observadas nos perfis de praia.

$$q_T = K_{dif} q_L / \text{sen}(\theta_b) (s - s_{eq}) / s_{eq} \quad (1.46)$$

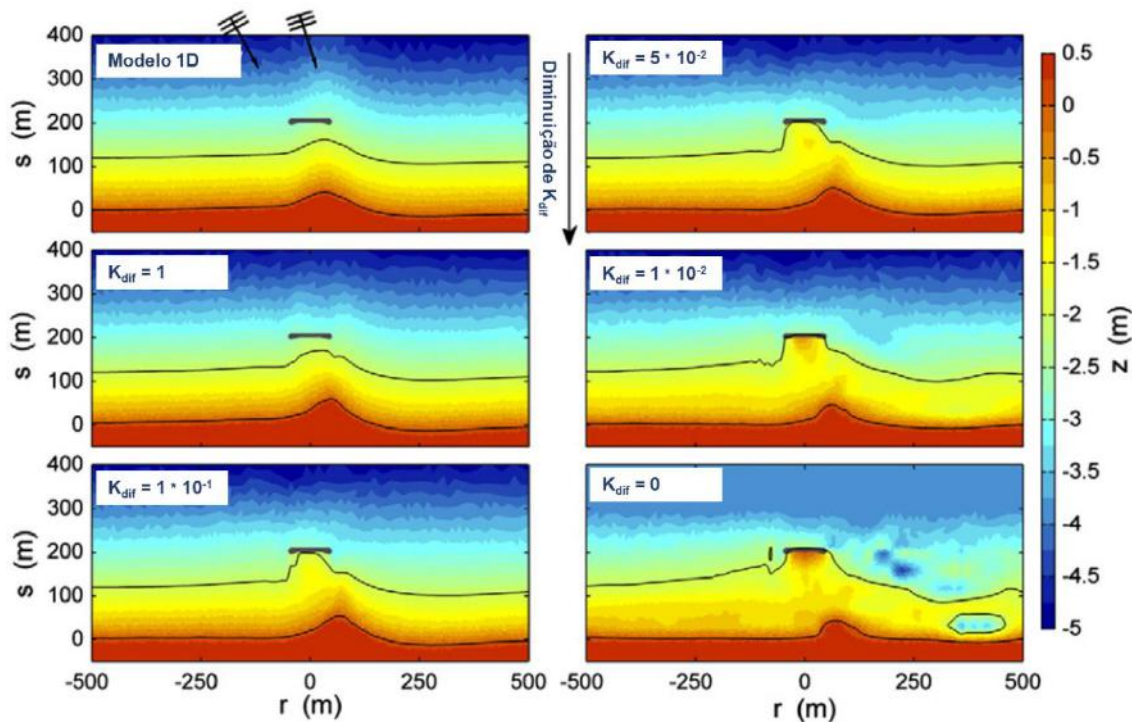


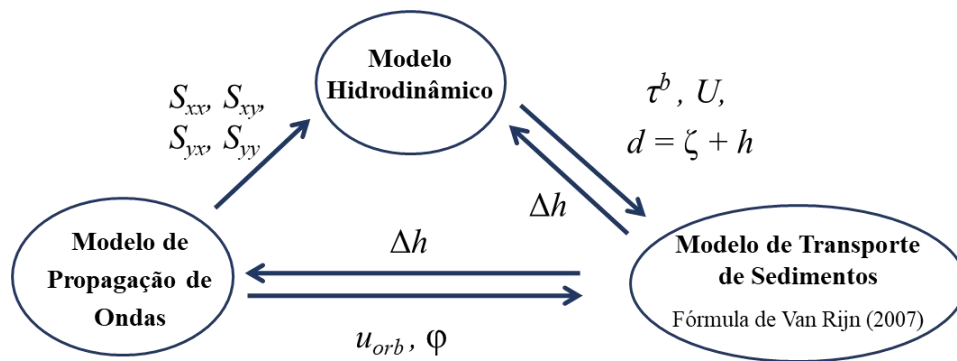
Figura 2.18: Resultado de evolução morfológica em região em torno de um quebra-mar obtida por KRISTENSEN *et al.* (2013) para diferentes valores do coeficiente de difusão  $K_{dif}$ .

#### 2.4.5 Modelos 3D de morfodinâmica praial

Simulações numéricas relacionados à evolução morfológica de praias em escalas típicas de Engenharia utilizam predominantemente modelos 1D e 2DH. Análises com modelos 3D são pouco encontradas na literatura atualmente. Entretanto, o sistema de modelagem MOHID (LEITÃO, 2003; LEITÃO, *et al.*, 2008) oferece essa possibilidade ao modelador. Neste caso, as equações da conservação da quantidade de movimento são resolvidas em  $x$ ,  $y$  e  $z$ , permitindo assim resolver, por exemplo, a circulação de retorno pelo fundo (*undertow*). Isso é possível no MOHID por meio da imposição de um perfil vertical de tensões de radiação, que decai exponencialmente ao longo da coluna de água, da superfície para o fundo, de forma análoga ao perfil de velocidades orbitais (FRANZ *et al.*, 2017). O perfil vertical de tensões de radiação se dá de modo que a integração do fluxo de quantidade de movimento ao longo da coluna de água apresente valor idêntico ao calculado analiticamente para os termos do tensor de tensões de radiação, que são originalmente obtidos para o escoamento médio na vertical (LONGUET-HIGGINS & STEWART, 1964).

## 2.5 Modelagem de Transporte Longitudinal com o SisBaHiA

Assim como os demais sistemas de modelagem descritos na seção 2.4, o modelo morfodinâmico com ação de ondas e correntes do SisBaHiA consiste no acoplamento entre um modelo hidrodinâmico (MH), um modelo de transporte de sedimentos (MTS) e um modelo de propagação de ondas (MPO). Uma vez que os três modelos são executados de forma acoplada, interagindo entre si, a circulação calculada pelo MH é alterada por conta da propagação das ondas simulada pelo MPO, que fornece ao MH as componentes do tensor de tensões de radiação ( $S_{xx}$ ,  $S_{xy}$ ,  $S_{yx}$  e  $S_{yy}$ ). As ondas influenciam não apenas as correntes, mas também a mobilização de sedimentos. A partir da informação da corrente média na vertical  $U$ , da coluna de água instantânea  $d$  e das tensões no fundo  $\tau^b$  calculadas pelo MH, bem como das velocidades orbitais  $u_{orb}$  e direções de onda  $\varphi$  calculadas pelo MPO, o MTS calcula a descarga sólida com a equação de Van Rijn (2007) e faz o balanço de massa de sedimentos no leito a cada passo de tempo, o que torna a batimetria variável. As alterações batimétricas ( $\Delta h$ ) ao longo do tempo interferem tanto na hidrodinâmica calculada pelo MH, quanto na propagação das ondas calculada pelo MPO. A Figura 2.19 apresenta esquematicamente o fluxo de informações trocadas entre o MH, MPO e MTS.



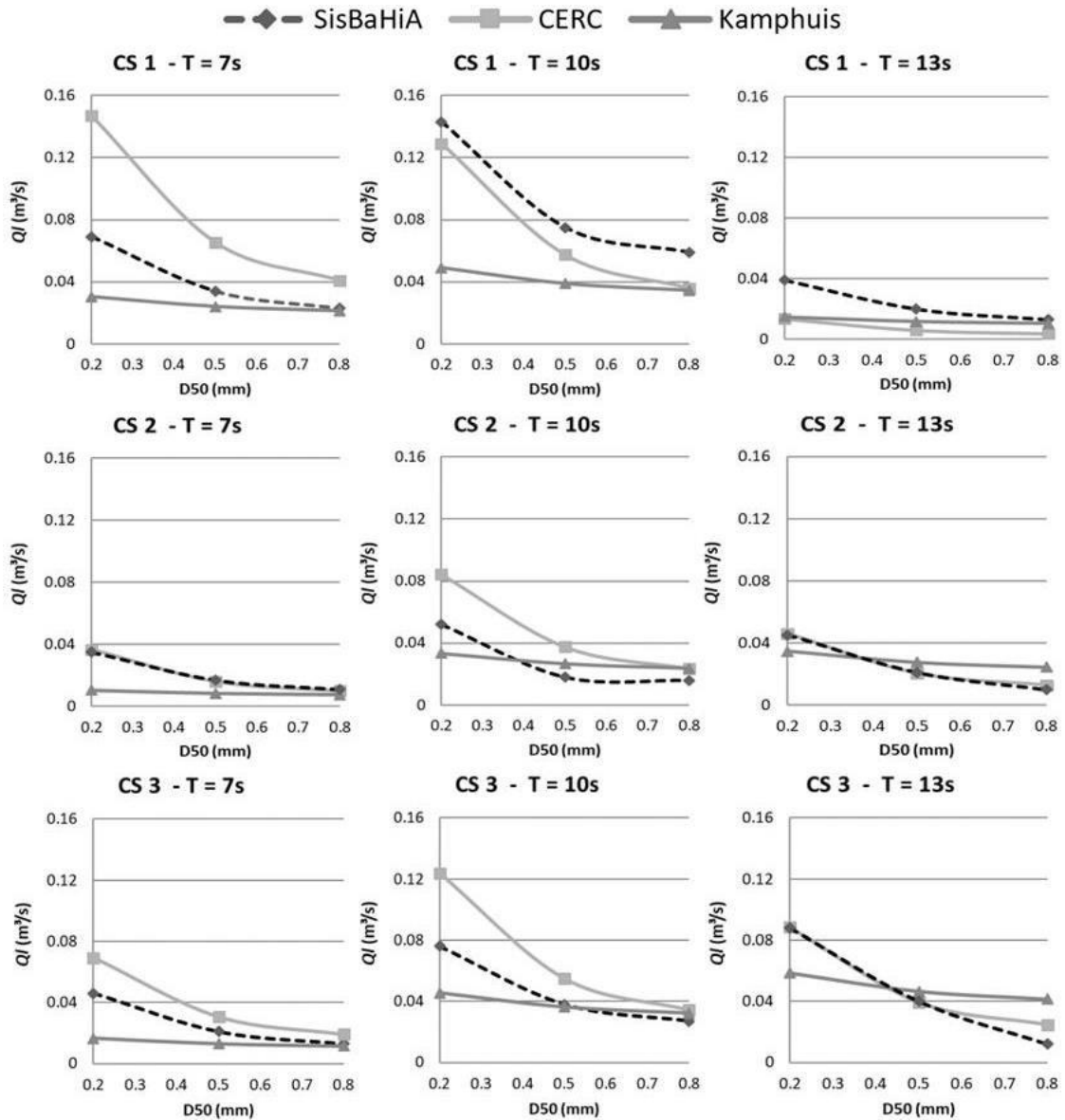
**Figura 2.19:** Fluxo de informação entre os modelos hidrodinâmico, de ondas e de transporte de sedimentos na modelagem hidro-sedimentológica com ação ondas e correntes.

O modelo de propagação de ondas do SisBaHiA é baseado no Ref/Dif versão 3.0 (KIRBY *et al.*, 2002). O Ref/Dif é um modelo numérico de diferenças finitas, que calcula a propagação das ondas considerando refração, difração e dissipação de energia.

SILVA (2016) apresenta uma comparação entre taxas de transporte longitudinal calculadas com o SisBaHiA e com fórmulas consagradas da literatura para diferentes



combinações de granulometria do sedimento e período de onda em três diferentes pontos (CS1, CS2 e CS3) da Praia Seca, que se situada no município de Araruama-RJ. A Figura 2.20 revela que a descarga sólida calculada pelo SisBaHiA é coerente com os valores fornecidos pelas fórmulas de CERC e Kamphuis (KAMPHUIS, 1991), que são duas fórmulas amplamente utilizadas em estudos relacionados a processos litorâneos (e.g. LEONT'YEV, 2014; VAN RIJN, 2014; SHOPE *et al.*, 2017; KUMAR *et al.*, 2017).



**Figura 2.20:** Comparação entre as taxas de transporte longitudinal calculadas com o SisBaHiA e com a fórmulas de CERC e Kamphuis para 27 diferentes combinações entre granulometria ( $D_{50} = 0,2$  mm; 0,5 mm e 0,8 mm), período de onda ( $T = 7$  s, 10 s e 13 s) e local analisado (CS1, CS2 e CS3). Adaptado de SILVA (2016).

Maiores informações sobre o funcionamento dos modelos do SisBaHiA podem ser obtidas em ROSMAN (2018).

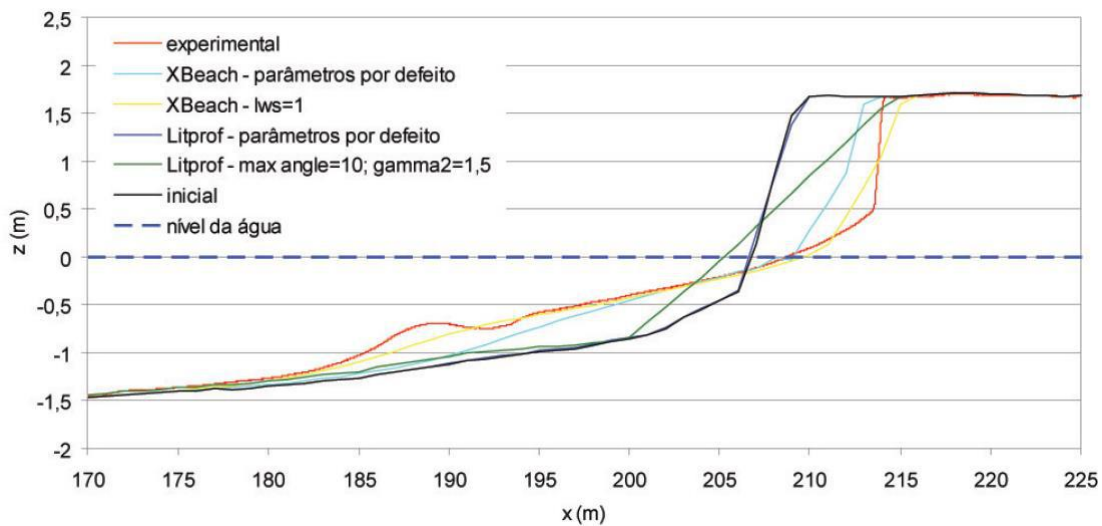
## **2.6 Desafios Relacionados à Modelagem Morfodinâmica de Praias**

Conforme discutido nas seções de 2.4 e 2.5, a evolução de linha de costa por efeitos de transporte longitudinal é adequadamente resolvida pela maioria dos modelos existentes, sendo possível realizar previsões para escalas temporais de dias ou de décadas. Os principais desafios existentes atualmente dizem respeito à modelagem de evolução morfológica de perfis de praia. O uso de modelos de transporte transversal restringe-se geralmente a curtos períodos, tipicamente à escala de tempo de um evento de tempestade (RAMAKRISHNAN *et al.*, 2018). Apesar de os modelos mais utilizados atualmente para modelagem de processos litorâneos virem tornando-se cada vez mais robustos, o cálculo da evolução de perfis de praia continua a depender de fina calibração de um grande número de parâmetros, ajustes estes que podem variar em função da região modelada e do sistema de modelagem utilizado. A simulação de eventos de recomposição de perfil de praia pós-tempestade também é ainda um campo de pesquisa em aberto (PENDER & KARUNARATHNA, 2013). A seguir apresentam-se casos práticos que evidenciam esses desafios.

### **2.6.1 Calibração de modelos de evolução de perfil de praia**

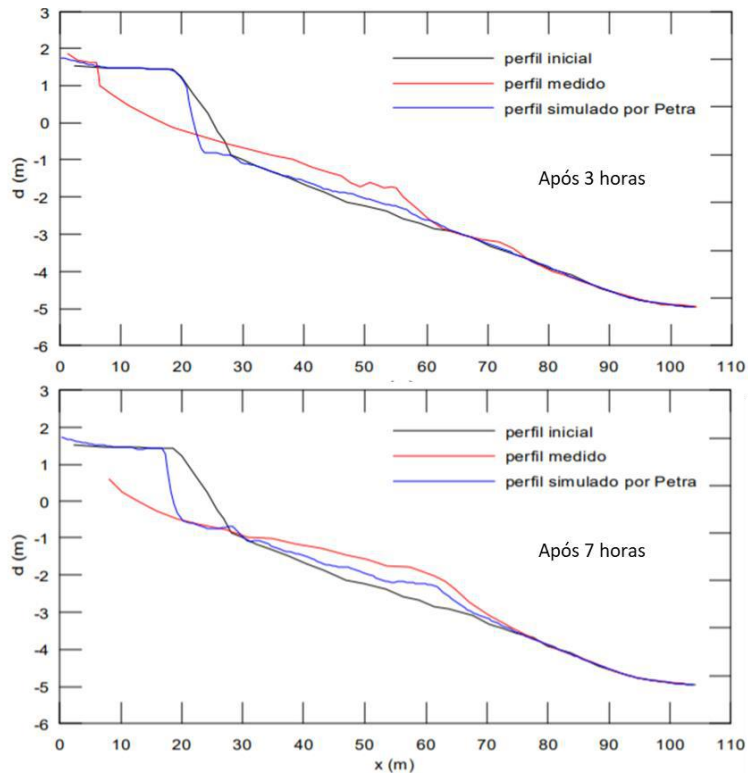
OLIVEIRA (2012) testou os modelos XBeach e Litprof para reproduzir a erosão de dunas em um canal de ondas sob diferentes condições de variados parâmetros de calibração. Testes feitos com os valores padrão, recomendados pelos desenvolvedores destes modelos, produziram resultados inconsistentes de evolução de perfil de praia. A Figura 2.21 compara os melhores resultados obtidos com cada modelo após calibração e os resultados obtidos com os valores padrão (*parâmetros por defeito*) de todos os coeficientes de calibração. Embora não tenha reproduzido corretamente a declividade da berma de tempestade, apenas o XBeach calibrado (linha amarela) representou bem os volumes de erosão de berma e de banco de tempestade. Tanto o XBeach não calibrado quanto o Litprof com qualquer configuração subestimaram os volumes de erosão e assoreamento. OLIVEIRA (2012) destaca, entretanto, que a coerência dos resultados

obtidos com o XBeach foi condicionada a ajustes finos dos coeficientes de calibração analisados.

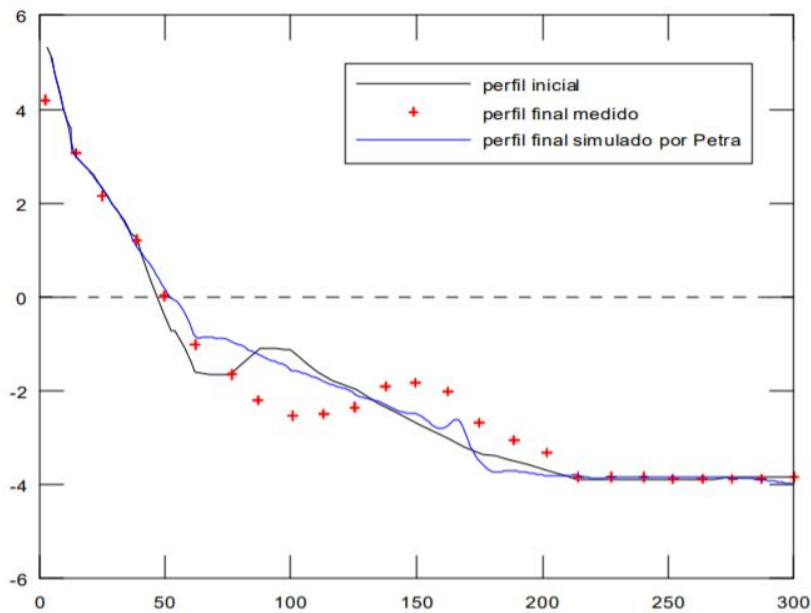


**Figura 2.21: Resultados dos modelos XBeach e Litprof com parâmetros padrão (*parâmetros por defeito*) e após calibração.**

A Figura 2.22 e a Figura 2.23 apresentam o resultados de validação do modelo PETRA, disponíveis em seu manual de referência técnica (I.H.CANTÁBRIA *et al.*, 2017b), frente aos resultados de campo apresentados por ROELVINK, J. A. & BRØKER (1993) e RANASINGHE *et al.* (1999), respectivamente. Os resultados apresentados na Figura 2.22 revelam que o modelo PETRA subestimou os volumes de erosão de berma e de sedimentação na zona de arrebenção. I.H.CANTÁBRIA *et al.* (2017b) destacam ainda que tal deficiência se deve à modelagem incorreta dos processos sedimentológicos na zona de espriamento. Apesar disso, considerou-se que o modelo esteja validado pelo fato de este ter representado qualitativamente erosão de berma e formação de banco de areia na zona de arrebenção. No caso apresentado na Figura 2.23, o modelo não reproduziu o deslocamento do banco de areia para ao largo. Entretanto, considerou-se este resultado como validado pelo fato de a posição do perfil de praia estar correta na cota 0 m. Embora esta informação não esteja explicitada na referência técnica do PETRA, supõe-se que os resultados apresentados na Figura 2.22 e na Figura 2.23 tenham sido obtidos sem prévia calibração.



**Figura 2.22:** Comparação entre os resultados de evolução morfológica de perfil de praia apresentados por ROELVINK, J. A. & BRØKER (1993) e simulados pelo PETRA. Adaptado de I.H.CANTÁBRIA *et al.* (2017b).



**Figura 2.23:** Comparação entre os resultados de evolução morfológica de perfil de praia apresentados por RANASINGHE *et al.* (1999) e simulados pelo PETRA. Fonte: I.H.CANTÁBRIA *et al.* (2017b).

## 2.6.2 Recomposição de perfil de praia

RANASINGHE *et al.* (1999) comparam a performance de seu modelo de transporte transversal com os resultados de evolução morfológica de quatro ensaios físicos em diferentes canais de ondas, sendo dois casos de erosão de perfil de praia e dois casos de acreção. O modelo reproduziu adequadamente ambos os casos de erosão, enquanto apenas um caso de acreção foi bem representado. Conforme se observa na Figura 2.24, o modelo não reproduziu o volume da berma que se formou na zona de espriamento. RANASINGHE *et al.* (1999) associam este resultado ao fato de seu modelo não considerar os processos sedimentológicos característicos da zona de espriamento, responsáveis pela reconstrução do perfil de praia pós-tempestade.

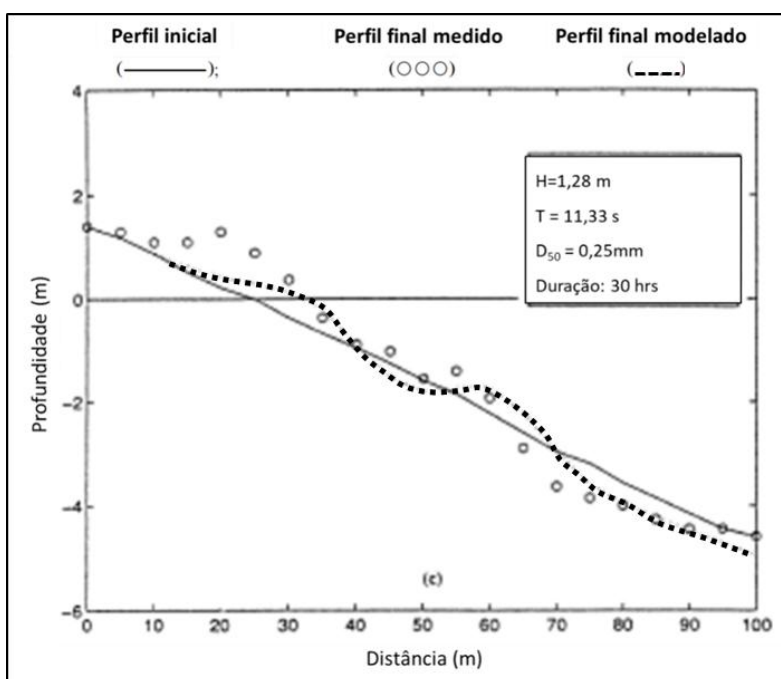
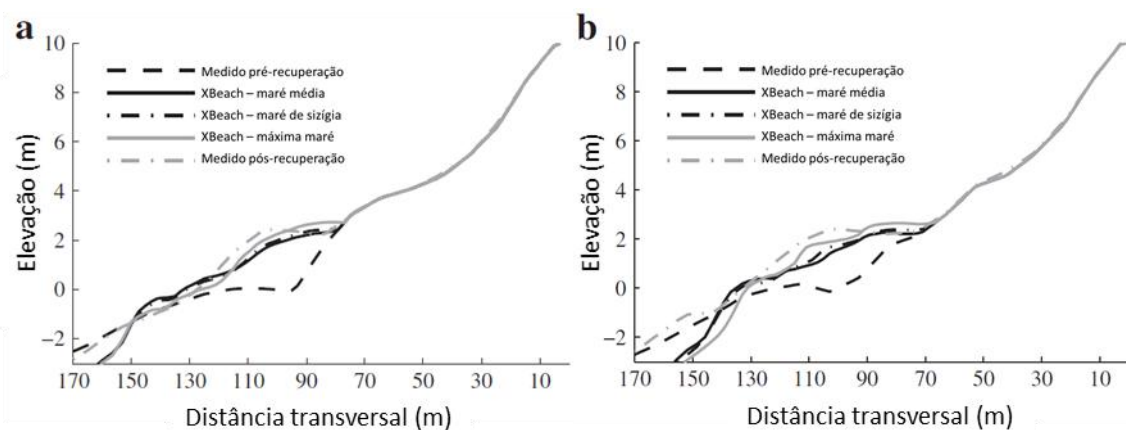


Figura 2.24: Resultados do modelo de evolução morfológica de perfil de praia de RANASINGHE *et al.* (1999), em comparação com dado medido. Adaptado de RANASINGHE *et al.* (1999).

Modelos numéricos de evolução de perfil de praia são normalmente empregados para o estudo de erosão durante a ocorrência de tempestades (*e.g.* DISSANAYAKE *et al.*, 2015). Estudos sobre recomposição de perfil de praia, assim como estudos de mais longo prazo, são raros. Isto se dá, em parte, pelo fato de serem os eventos erosivos aqueles que representam maior risco à região costeira. As dificuldades em monitorar eventos de mais longo prazo e o custo computacional são também fatores limitantes (RAMAKRISHNAN

*et al.*, 2018), o que pode justificar a baixa eficácia dos modelos numéricos em reproduzir a recomposição de perfis de praia.

PENDER & KARUNARATHNA (2013) apresentam uma metodologia para modelagem numérica de evolução de perfil de praia no longo prazo (anos ou décadas) baseada na incorporação de dados estatísticos do clima de ondas aos modelos. Neste caso a modelagem foi realizada com o XBeach. Os autores afirmam que, na época, o modelo XBeach jamais havia sido utilizado ou validado para modelagem de recuperação de perfil de praia. A modelagem estatística se baseia na correlação entre a altura significativa das ondas, o período de pico e o padrão de erosão ou acreção observado. A Figura 2.25 apresenta resultados de perfis de praia anteriores e posteriores a períodos de recuperação, ou acreção, medidos e simulados para diferentes alturas de maré. Embora o modelo tenha representado sempre bem a reconstrução da berma, a erosão na região do perfil de praia situada abaixo da cota 0 m só foi bem representada em um dos cenários.



**Figura 2.25: Comparação entre resultados de perfis de praia medidos e simulados por PENDER & KARUNARATHNA (2013) para diferentes alturas de maré em dois diferentes períodos (a e b) pós-tempestade. Adaptado de PENDER & KARUNARATHNA (2013).**

### 3 CONDIÇÕES DE CONTORNO HIDRODINÂMICAS NA ZONA DE ARREBENTAÇÃO

A condição de contorno imposta nas fronteiras marítimas, ou fronteiras abertas, de modelos hidrodinâmicos costeiros 2DH considera normalmente o nível da maré, tanto astronômico, quanto meteorológico. Tratando-se de modelos com incorporação de processos litorâneos, há que se dar especial atenção às fronteiras abertas situadas próximo à zona de arrebentação, onde ocorrem, além das correntes longitudinais, sobrelevação (*wave setup*) e rebaixamento (*wave setdown*) do nível médio da água por conta da presença das ondas.

A Figura 3.1 mostra os níveis de água e as correntes costeiras em uma praia plana idealizada, modelada por REED & MILITELLO (2005), sem a incorporação de *wave setup* e *wave setdown* nas fronteiras laterais do modelo. Nota-se que a condição de contorno inadequada contamina a hidrodinâmica de toda a região modelada, gerando um padrão de circulação inconsistente tanto ao largo, quanto próximo às fronteiras laterais.

Uma boa solução para o problema observado na Figura 3.1 é prescrever ao longo da fronteira transversal à praia uma condição de acréscimo ou decréscimo ao nível de maré original, de forma a reproduzir os padrões de *wave setup* e *wave setdown* observados no interior do modelo. A fim de adotar esta estratégia, REED & MILITELLO (2005) executaram seu modelo hidrodinâmico 2DH acoplado a um segundo modelo hidrodinâmico 1D transversal à costa, que calculou o nível de água alterado pelas ondas e as correntes longitudinais a serem incorporadas nas fronteiras abertas. A Figura 3.2 mostra os níveis de água e as correntes modeladas com acoplamento ao modelo hidrodinâmico 1D. Os campos de correntes e elevações tornaram-se mais regulares, como esperado. Entretanto, foi necessária a execução de mais um modelo.

A seção 3.1, a seguir, apresenta uma metodologia alternativa para prescrição de condições de contorno em fronteiras abertas de modelos costeiros sujeitos à ação de ondas, considerando parâmetros que já são previamente calculados pelo modelo hidrodinâmico utilizado.

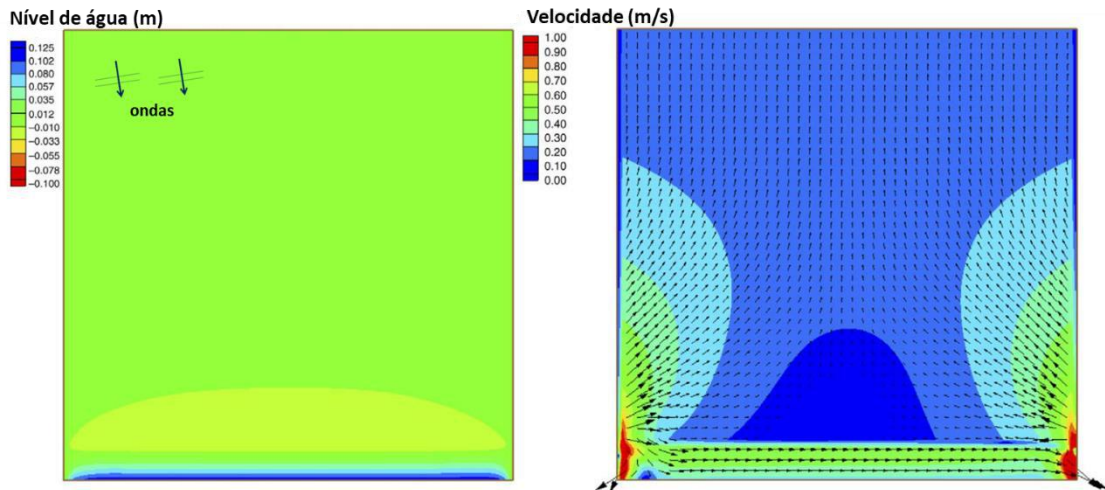


Figura 3.1: Níveis de água (esquerda) e velocidades (direita) no domínio de modelagem desconsiderando efeitos de *wave setup* e *wave setdown* nas fronteiras laterais. Adaptado de REED & MILITELLO (2005).

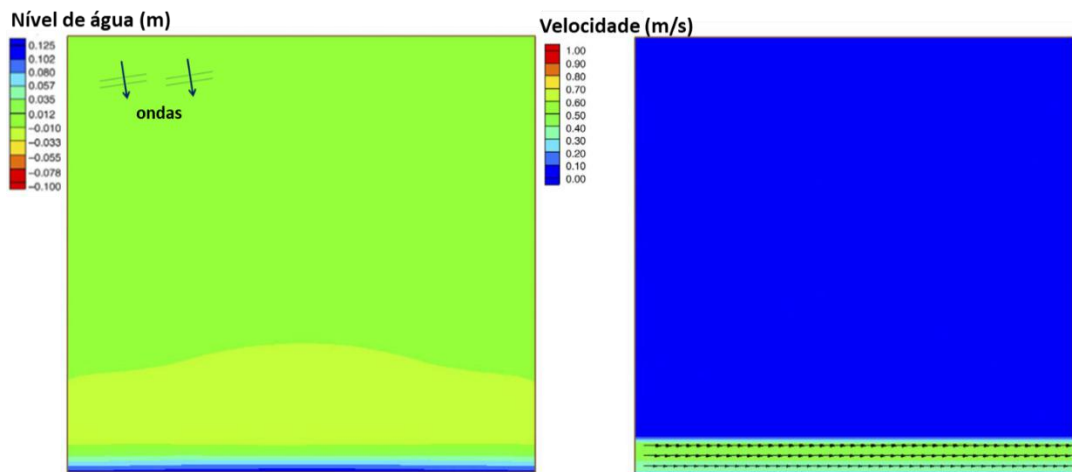


Figura 3.2: Níveis de água (esquerda) e velocidades (direita) no domínio de modelagem considerando efeitos de *wave setup* e *wave setdown* nas fronteiras laterais. Adaptado de REED & MILITELLO (2005).



### 3.1 Condições de Contorno Ajustadas com Condições Internas

A Figura 3.3 mostra a malha de discretização e a batimetria de uma praia plana idealizada, de talude 1:45, utilizada em modelagem hidrodinâmica com o SisBaHiA para ilustrar o problema relacionado à prescrição de condições de contorno em modelos costeiros com ondas. O MH foi forçado por uma condição de onda constante, com altura ao largo  $H_0 = 1,0$  m, período  $T = 10$  s e direção ao largo em graus azimute  $\varphi_0 = 170^\circ$ , considerando como referência o eixo  $y$ . A Figura 3.4 mostra que essas ondas se aproximam da costa e arrebatam de forma regular com altura de  $H_b = 1,40$  m, inclinadas de  $3,6^\circ$  em relação à costa. Ao longo das fronteiras abertas do MH impôs-se uma condição de nível  $\zeta_{FA} = 0,00$  m constante, que corresponde à elevação do nível médio. Prescreveu-se ainda uma condição inicial uniforme com nível  $\zeta_{Ini} = 0,00$  m e velocidades nulas para todos os nós de cálculo.

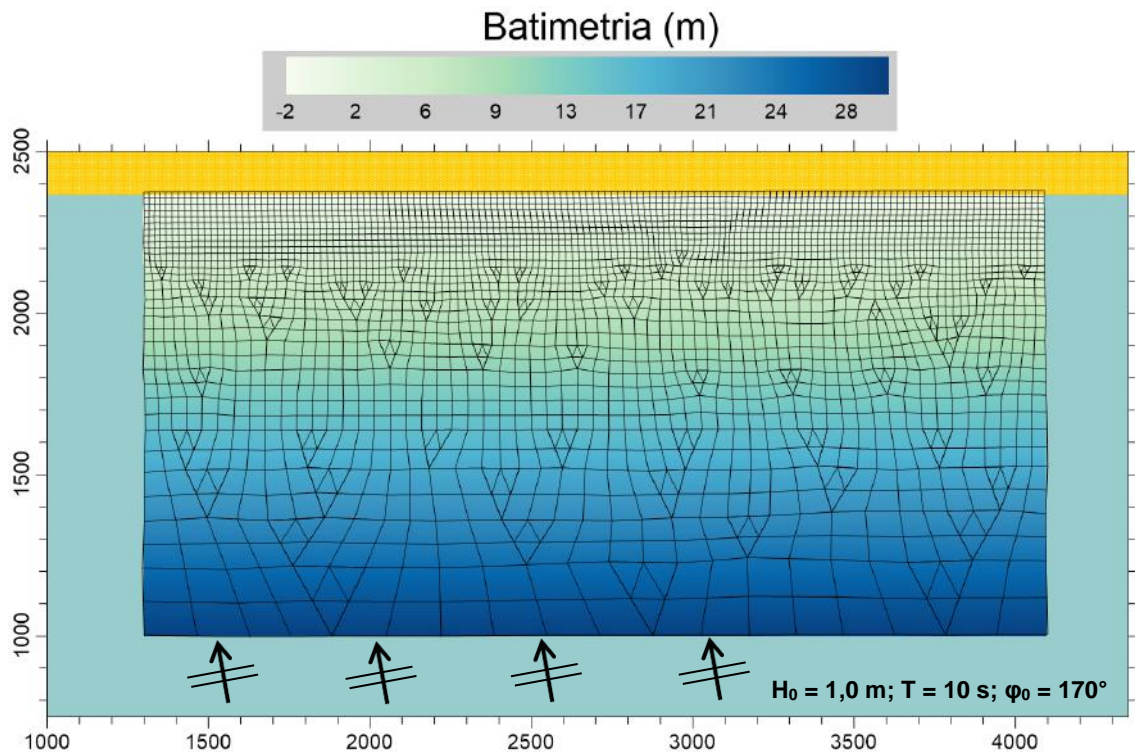
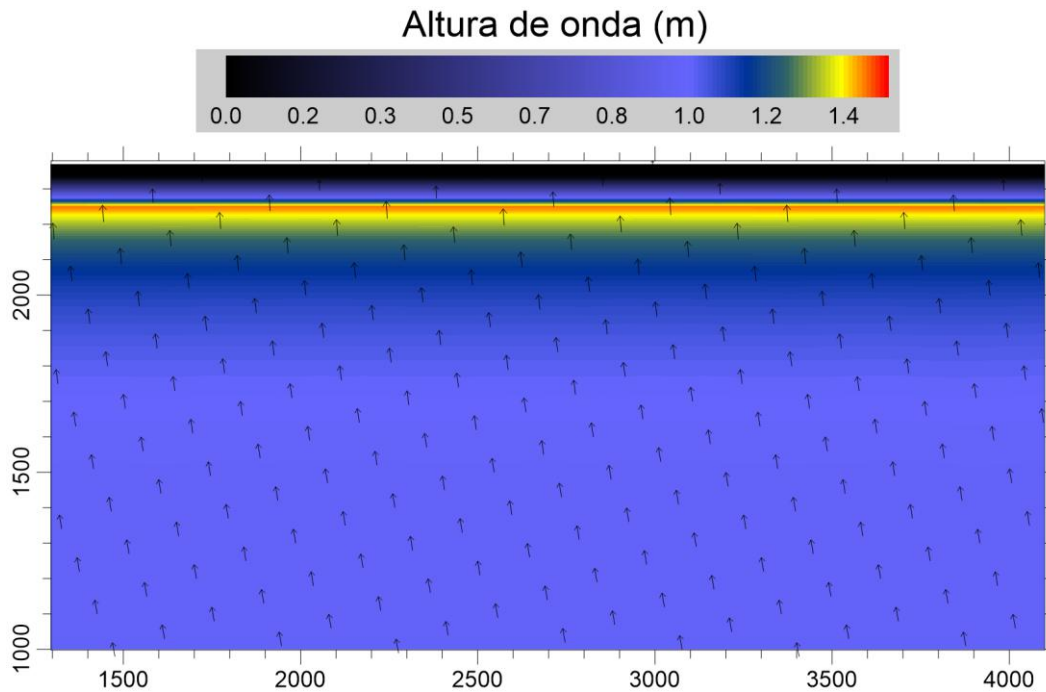
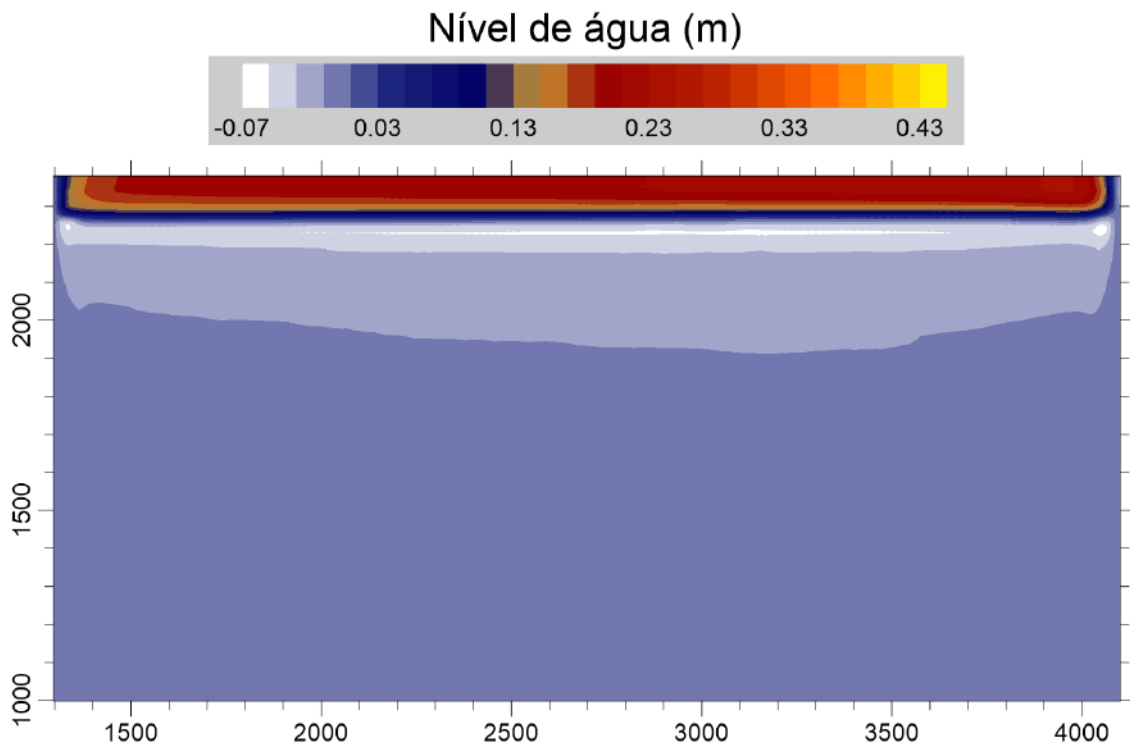


Figura 3.3: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de níveis de água e correntes litorâneas em uma praia plana regular. Eixos: distância em metros.

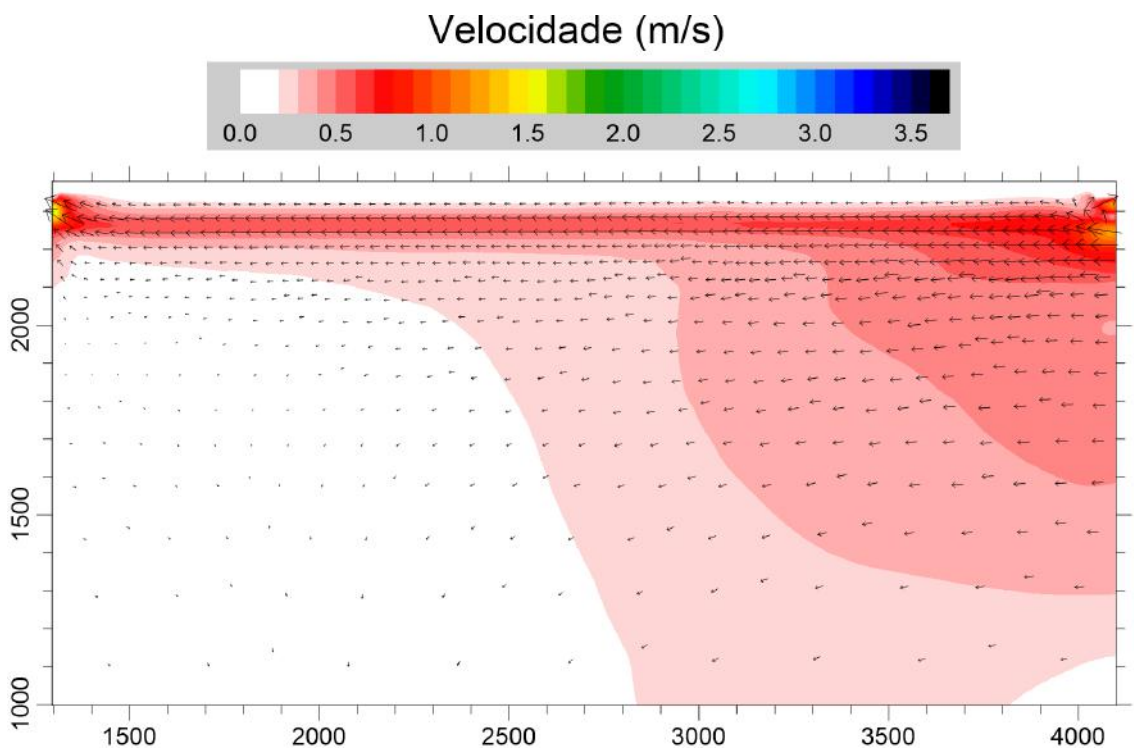


**Figura 3.4:** Altura e direção de ondas ao longo de uma praia plana e regular. Dados ao largo:  $H_0 = 1,0$  m,  $T = 10$  s,  $\varphi_0 = 170^\circ$ . Eixos: distância em metros.

A Figura 3.5 apresenta os níveis de água calculados pelo MH em todo o domínio de modelagem após 3 horas de simulação, momento a partir do qual o modelo entra em regime estacionário. Observa-se a ocorrência de sobrelevação de 0,21 m na zona de espraiamento e rebaixamento de 0,05 m na zona de arrebenção ao longo da praia, exceto próximo às fronteiras transversais. Enquanto que o modelo calculou o campo de elevações com efeitos de *wave setup* e *wave setdown* nos nós internos da malha, nas fronteiras abertas o nível se comporta durante todo o tempo conforme a condição prescrita  $\zeta_{FA} = 0,00$  m. Formaram-se então desníveis da linha de água entre a fronteira aberta e os nós internos, que variam entre 0,01 m e 0,21 m. Esses gradientes hidráulicos geraram anomalias nas correntes na maior parte do domínio de modelagem, conforme mostra a Figura 3.6. Enquanto longe das fronteiras transversais as correntes longitudinais apresentam valores máximos em torno de 0,56 m/s, próximo a essas fronteiras observa-se a ocorrência de vórtices, com correntes de até 1,6 m/s direcionadas para fora do domínio de modelagem. As correntes ao largo também são contaminadas pela condição de nível prescrita nas bordas, chegando a apresentar magnitudes de até 0,4 m/s na região à direita na Figura 3.6. A seção 3.1.1 apresenta a estratégia implementada no SisBaHiA para minimizar esse problema. Em seguida, nas seções 3.1.2 e 3.1.3 apresentam-se os resultados.



**Figura 3.5:** Níveis de água calculados em uma praia plana regular sem prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras abertas situadas na zona de arrebatção. Eixos: distância em metros.



**Figura 3.6:** Correntes hidrodinâmicas calculadas em uma praia plana regular sem prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras abertas situadas na zona de arrebatção. Eixos: distância em metros.

### 3.1.1 Metodologia – Condições internas de nível e correntes

Conforme revelam a Figura 3.5 e a Figura 3.6, o MH já calcula adequadamente os campos de nível de água e correntes em regiões pouco afastadas das fronteiras abertas. Assim sendo, adotou-se a estratégia de prescrever nestas fronteiras condições de contorno que fossem influenciadas pelos campos de níveis e correntes calculados em nós internos do modelo, que aqui denominam-se condições internas. Diferentemente da estratégia adotada por REED & MILITELLO (2005), a prescrição de condições internas nas fronteiras abertas depende apenas de informações já calculadas pelo MH no domínio de modelagem.

O nível de água a ser imposto no tempo  $n$  ( $\zeta_{FA}^n$ ) nas fronteiras abertas do modelo passa a ser:

$$\zeta_{FA}^n = a \underbrace{(\zeta_{maré}^n + \zeta_{onda}^n)}_{\substack{\text{Nível de maré corrigido com} \\ \text{o nível médio de onda}}} + \underbrace{(1-a)\zeta_{CI}^{n-1}}_{\substack{\text{Condição interna} \\ \text{de nível}}} \quad (2.1)$$

Sendo  $a \leq 1$

onde  $\zeta_{maré}^n$  é o nível da maré no tempo  $n$ ,  $\zeta_{onda}^n$  é o nível médio alterado pela presença das ondas no tempo  $n$  e  $\zeta_{CI}^{n-1}$  é o nível de água em nós internos da malha no tempo  $n-1$ , denominado aqui como condição interna de nível de água. O tempo  $n$  corresponde ao passo de tempo presente do modelo, enquanto o tempo  $n-1$  é o passo de tempo anterior ao tempo  $n$ . O método de absorção de condições internas nas fronteiras abertas consiste, portanto, em incorporar à condição de contorno prescrita a correção do nível médio devido às ondas, além da influência do nível de água calculado no interior do modelo, preferencialmente em regiões situadas próximo da fronteira aberta. O coeficiente  $a$  é um peso de ponderação, que pode conferir mais ou menos peso à condição interna.

O valor de  $\zeta_{onda}^n$  é calculado por meio do sistema composto pelas equações (2.2) e (2.3), que são casos particulares das equações (1.35) e (1.36) quando se desconsideram o atrito, a turbulência e as variações temporais e espaciais das correntes hidrodinâmicas:

$$\frac{\partial \zeta_{onda}^n}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0 g (\zeta^{n-1} + h^{n-1})} \left( \frac{\partial S_{xx}^n}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}^n}{\partial y} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \zeta_{onda}^n}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_0 g (\zeta^{n-1} + h^{n-1})} \left( \frac{\partial S_{yx}^n}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}^n}{\partial y} \right) \quad (2.3)$$

Nas equações (2.2) e (2.3)  $\zeta^{n-1}$  é o nível de água calculado pelo modelo em cada nó da malha de discretização no tempo  $n - 1$ . Diferentemente das equações (2.2) e (2.3), o MH calcula o nível  $\zeta^n$  em cada nó influenciado pela existência de correntes, atrito e turbulência, o que pode continuar a gerar gradientes de nível entre as fronteiras abertas e o interior do domínio de modelagem. A incorporação da condição interna  $\zeta_{CI}^{n-1}$  busca minimizar esses gradientes de nível.

Em vez de permitir que o MH calcule as velocidades  $u_{FA}^n$  e  $v_{FA}^n$  nas fronteiras abertas para o tempo  $n$ , pode-se ainda prescrever as condições internas de velocidade  $u_{CI}^{n-1}$  e  $v_{CI}^{n-1}$  para cada nó da fronteira aberta, considerando as velocidades calculadas no tempo  $n - 1$  no interior do modelo em regiões próximas às fronteiras:

$$\text{Em } x: \quad u_{FA}^n = u_{CI}^{n-1} \quad (2.4)$$

$$\text{Em } y: \quad v_{FA}^n = v_{CI}^{n-1} \quad (2.5)$$

A seguir apresentam-se os resultados de campos de correntes hidrodinâmicas e níveis de água com prescrição de condições internas nas fronteiras abertas. Consideram-se dois diferentes cenários para as condições de contorno prescritas. Primeiramente apresenta-se o **Cenário 1**, no qual os níveis de água e correntes hidrodinâmicas são calculados pelo MH com  $a = 1,0$  na equação (2.1). Neste caso, o nível de água  $\zeta_{FA}^n$  imposto na fronteira é calculado apenas com a correção do nível médio de onda, tornando-se:  $\zeta_{FA}^n = \zeta_{maré}^n + \zeta_{onda}^n$ . Em seguida, apresenta-se o **Cenário 2**, no qual  $a = 0,1$ , sendo então o nível imposto na fronteira:  $\zeta_{FA}^n = 0,1(\zeta_{maré}^n + \zeta_{onda}^n) + 0,9(\zeta_{CI}^{n-1})$ . Este caso considera peso de 90% para a condição interna de nível de água e 10% para o nível de maré corrigido

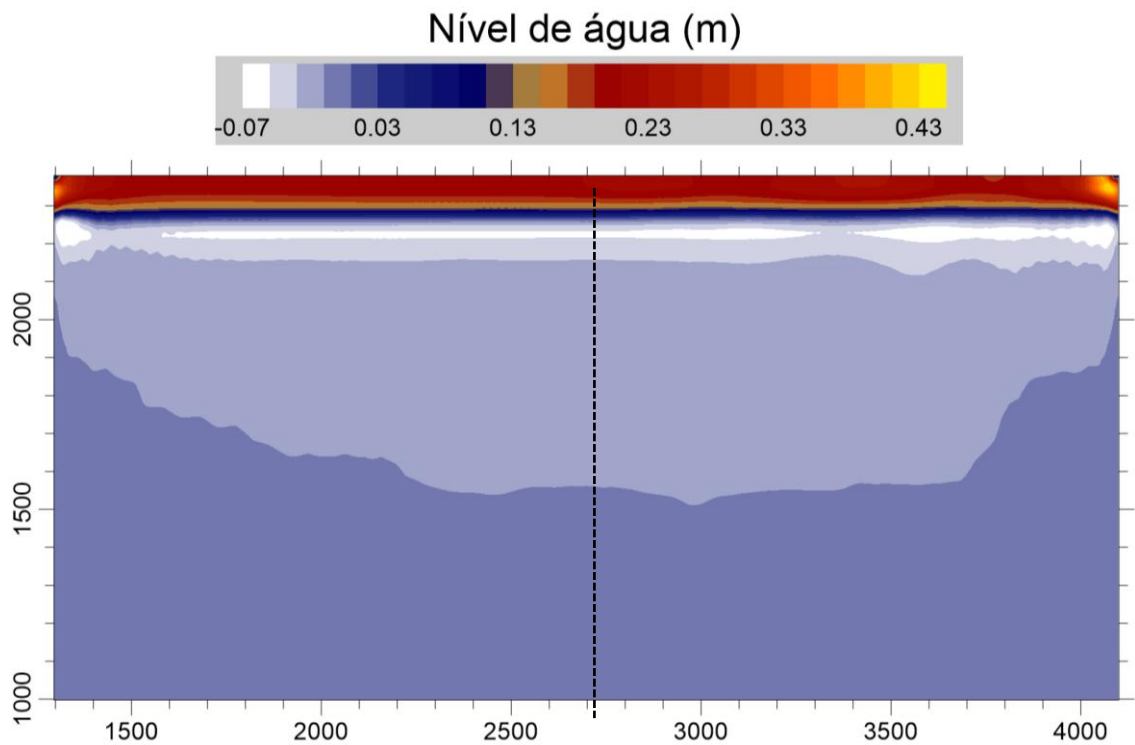
com nível médio de onda. No **Cenário 2** impuseram-se também condições internas de velocidades.

### 3.1.2 Resultados - Cenário 1

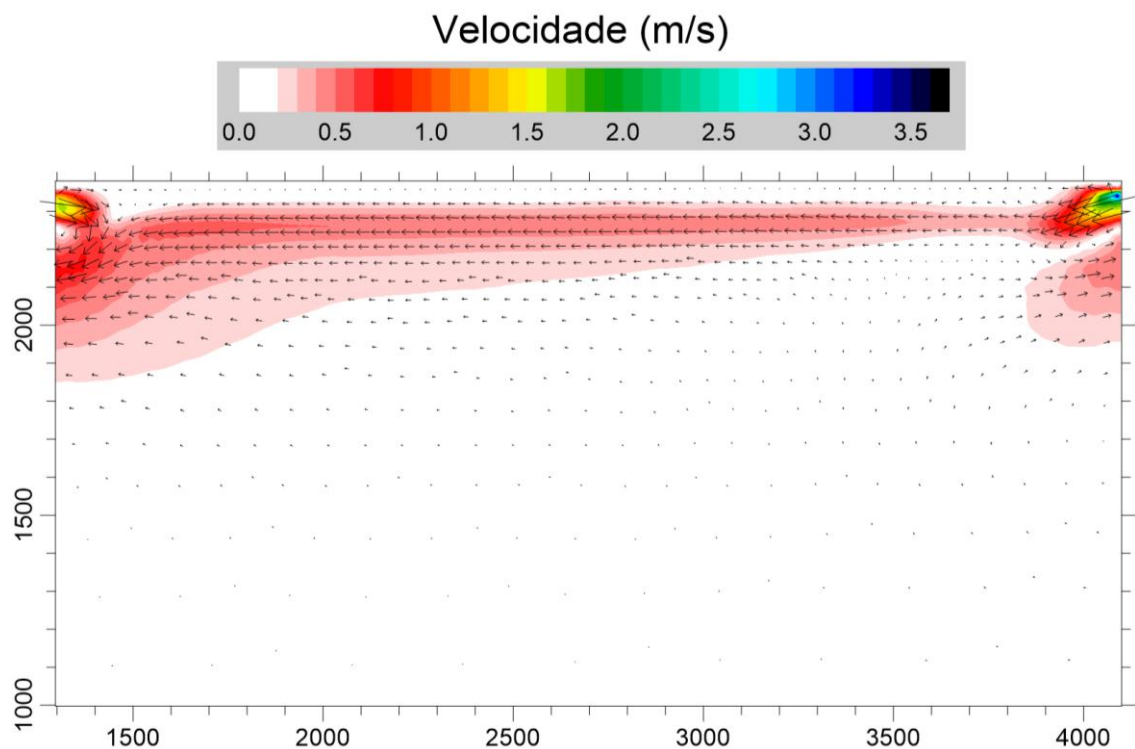
A Figura 3.7 apresenta os níveis de água calculados pelo MH para o caso 1. Apesar de ter sido prescrito o nível médio de onda nas fronteiras, observa-se ainda a presença de gradientes de nível de água próximo às fronteiras transversais à praia. Observa-se também uma menor uniformidade do campo de elevações, em relação ao cenário apresentado na Figura 3.5, que não considerou influência das ondas no nível imposto nas fronteiras. A Figura 3.8 permite observar que, apesar de as correntes ao largo terem diminuído de intensidade, ocorrem ainda correntes intensas em ambas as fronteiras transversais à praia, com valores de velocidade que superam 3,0 m/s na fronteira à direita.

O padrão observado na Figura 3.7 e na Figura 3.8 pode ser explicado ao analisar a Figura 3.9, que apresenta o campo de elevações de nível de água calculado por meio das equações (2.2) e (2.3), e a Figura 3.10, que apresenta perfis transversais de elevação obtidos nas seções tracejadas indicadas na Figura 3.7 e na Figura 3.9. Os níveis calculados ao largo pelo MH estão cerca de 1 cm abaixo dos valores calculados analiticamente com as equações (2.2) e (2.3). Observa-se também na Figura 3.10 uma diferença de 15 m entre a posição do menor valor de nível de água calculado pelo MH e a posição calculada de forma com as equações (2.2) e (2.3). Enquanto o MH calculou até 21 cm de sobrelevação de nível na zona de espraiamento, as equações (2.2) e (2.3) fornecem um valor de 46 cm. Além do fato de o MH calcular a elevação do nível de água em cada nó influenciada pela existência de correntes, turbulência e atrito no fundo e na superfície, essa diferença entre a sobrelevação de nível calculada pelo modelo e pelas equações (2.2) e (2.3) se dá possivelmente por conta das estratégias adotadas pelo MH para modelagem de áreas secas, descritas em ROSMAN (2018).

Conforme se observa na Figura 3.10, formou-se um desnível de cerca de 0,25 m entre a superfície livre na fronteira e no interior do modelo na zona de espraiamento, o que gera as correntes superiores a 3,0 m/s observadas na Figura 3.8. Em associação a essas correntes, a defasagem espacial entre o rebaixamento de nível calculados pelo MH e pelas equações (2.2) e (2.3) origina os vórtices observados junto às fronteiras transversais.



**Figura 3.7:** Níveis de água calculados em uma praia plana regular com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível médio nas fronteiras situadas na zona de arrebenção, sem a incorporação de condições internas ( $a = 1,0$ ). Eixos: distância em metros.



**Figura 3.8:** Correntes hidrodinâmicas calculadas em uma praia plana com prescrição de sobrelevação e rebaixamento nas fronteiras situadas na zona de arrebenção, sem a incorporação de condições internas ( $a = 1,0$ ). Eixos: distância em metros.

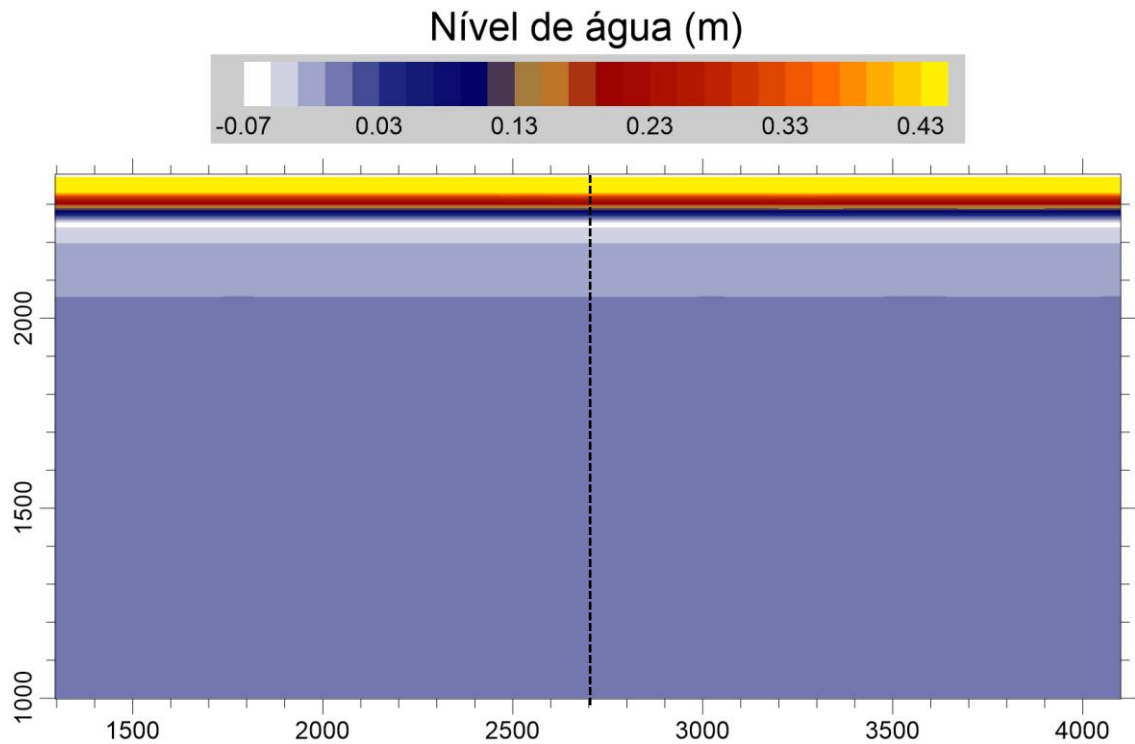


Figura 3.9: Nível médio de onda calculado com as equações (2.2) e (2.3). Eixos: distância em metros.

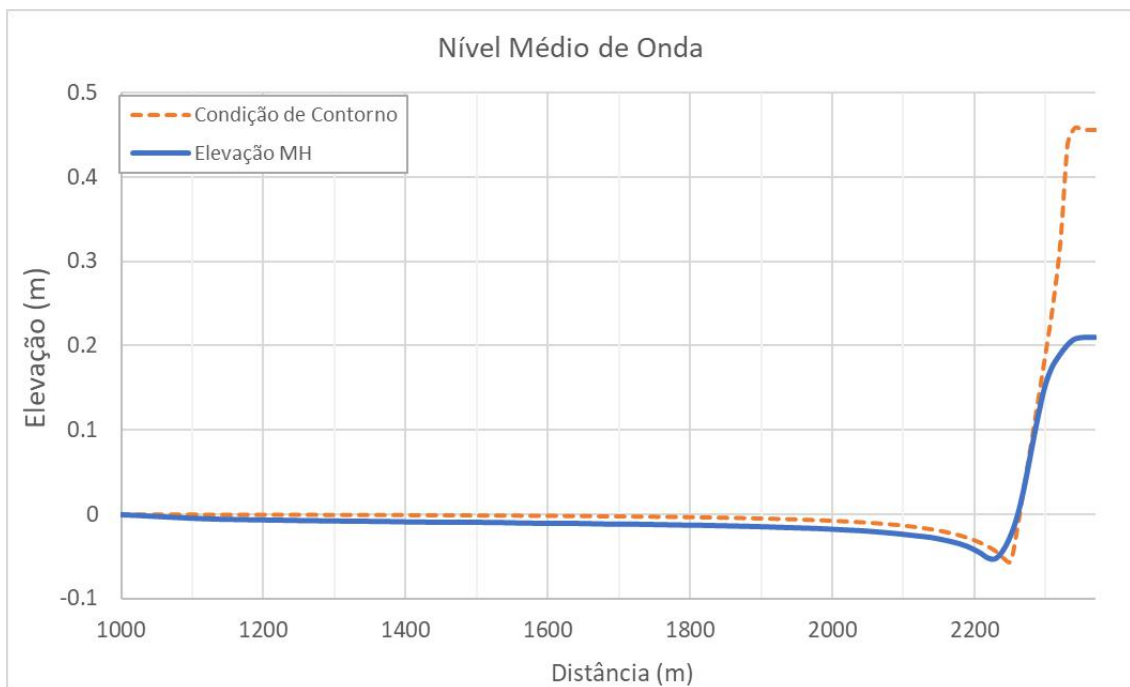


Figura 3.10: Perfil transversal do campo de elevações do nível de água calculados com o MH e com as equações (2.2) e (2.3). A curva azul contínua representa o resultado obtido no interior do domínio de modelagem, enquanto a linha laranja tracejada representa a condição de contorno.



### 3.1.3 Resultados - Cenário 2

A Figura 3.11 apresenta os níveis de água calculados pelo MH com prescrição de condições internas de nível e correntes nas condições de contorno.  $\zeta_{CI}^{n-1}$  para cada nó de fronteira transversal à praia foi obtida de nós da malha situados nas proximidades dessas fronteiras. As retas tracejadas mostradas na Figura 3.11 foram traçadas sobre os nós a partir dos quais se obteve a condição interna (C.I.) de nível. Essa estratégia tornou mais regular a distribuição espacial de elevação níveis de água, eliminando os abruptos gradientes hidráulicos apresentados no caso anterior. A existência das correntes longitudinais originou um desnível pouco menor que 0,01 m entre as fronteiras abertas laterais do modelo, que estão espaçadas de 2800 m.

As correntes longitudinais apresentam também maior regularidade ao longo da praia, conforme se observa na Figura 3.12, com valor máximo de 0,56 m/s. As perturbações no escoamento ao largo da zona de arrebentação desapareceram, dando lugar a correntes com velocidades menores que 0,01 m/s. As retas tracejadas foram traçadas sobre os nós a partir dos quais se obteve as condições internas de correntes.

A estratégia adotada para prescrição de níveis e velocidades nas fronteiras considerando condições internas pressupõe a partida do modelo a partir de uma situação estática, na qual  $\zeta$  é uniforme e  $u$  e  $v$  são nulas em todo o domínio. Desta forma, a condição de contorno vai se ajustando conforme os níveis de água e velocidades calculados pelo modelo vão se aproximando do regime estacionário. Caso se prescrevesse uma condição inicial de níveis inconsistente e já estacionária, tal como mostrado na Figura 3.7, não haveria ajuste da condição de contorno. A condição interna não teria qualquer efeito.

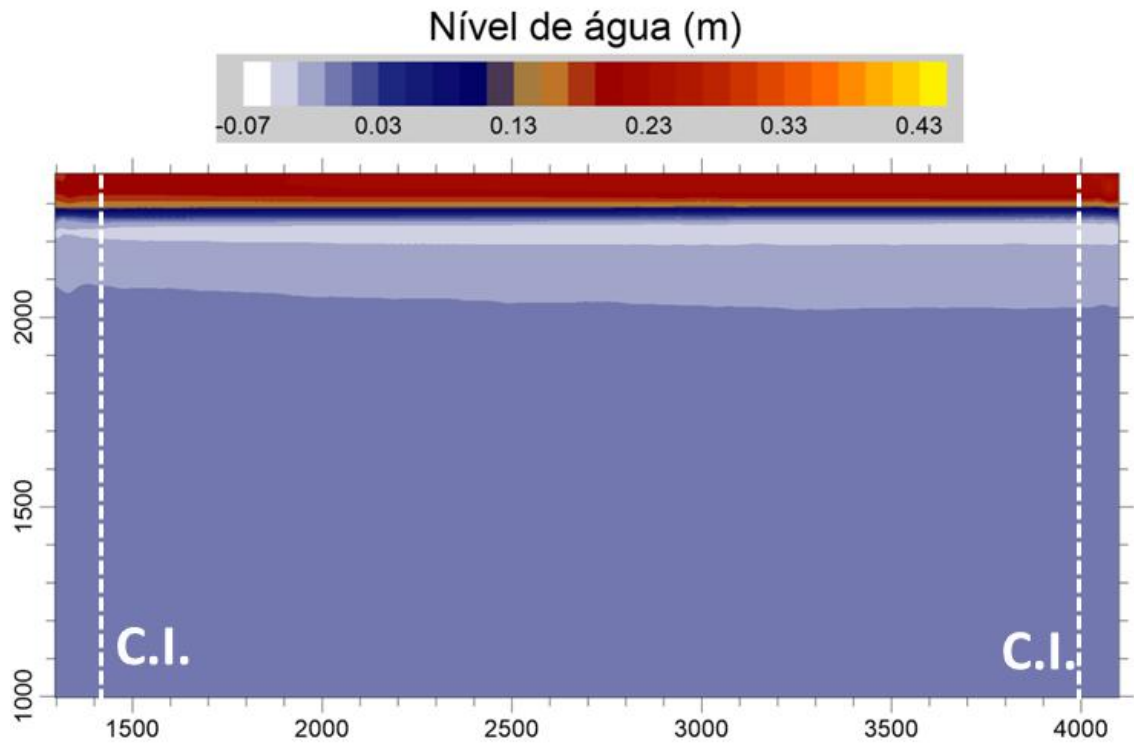


Figura 3.11: Níveis de água em uma praia plana regular com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, com incorporação de condições internas de nível e velocidades ( $a = 0,1$ ). Eixos: distância em metros.

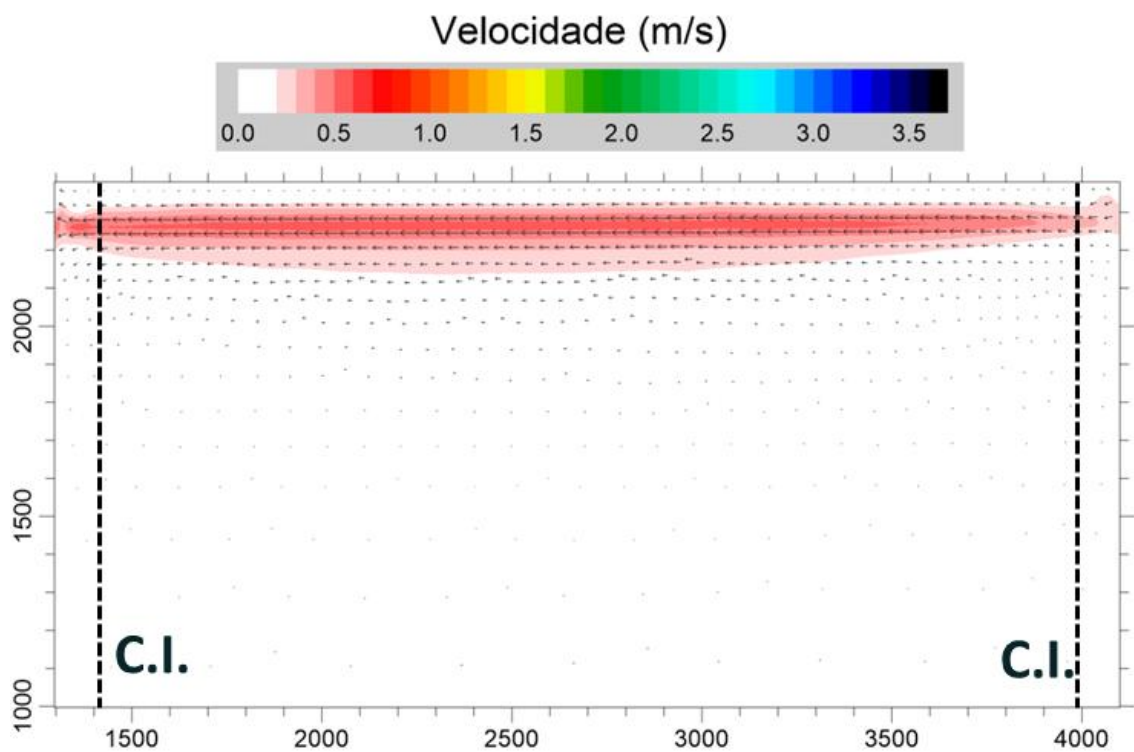
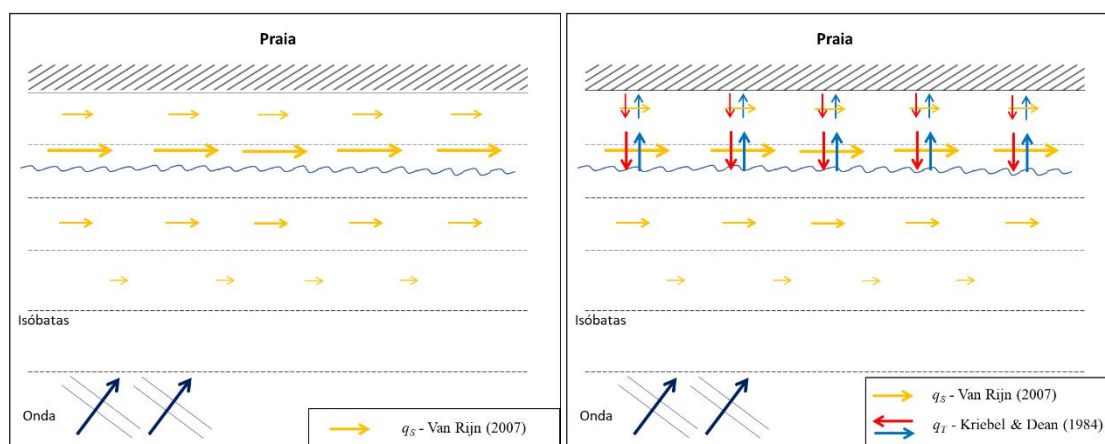


Figura 3.12: Correntes hidrodinâmicas em uma praia plana com prescrição de sobrelevação e rebaixamento de nível nas fronteiras situadas na zona de arrebentação, com incorporação de condições internas de nível e velocidades ( $a = 0,1$ ). Eixos: distância em metros.

## 4 MODELO MORFODINÂMICO COM TRANSPORTE LITORÂNEO LONGITUDINAL E TRANSVERSAL

O modelo de transporte litorâneo aqui apresentado consiste no acoplamento entre a fórmula de Van Rijn (2007), para cálculo de transporte longitudinal, e a fórmula de Kriebel & Dean (1984), para cálculo de transporte transversal. Dentre as fórmulas de transporte transversal existentes, escolheu-se a de Kriebel & Dean (1984) pelo fato de esta ser uma fórmula consagrada na literatura (DEAN, 1987; SCHOONEES & THERON, 1995; DEAN & DALRYMPLE, 2001), tanto por seu embasamento físico, quanto pelos resultados de evolução morfológica (DEAN, 1991; KRIEBEL, DAVID L., 1986).

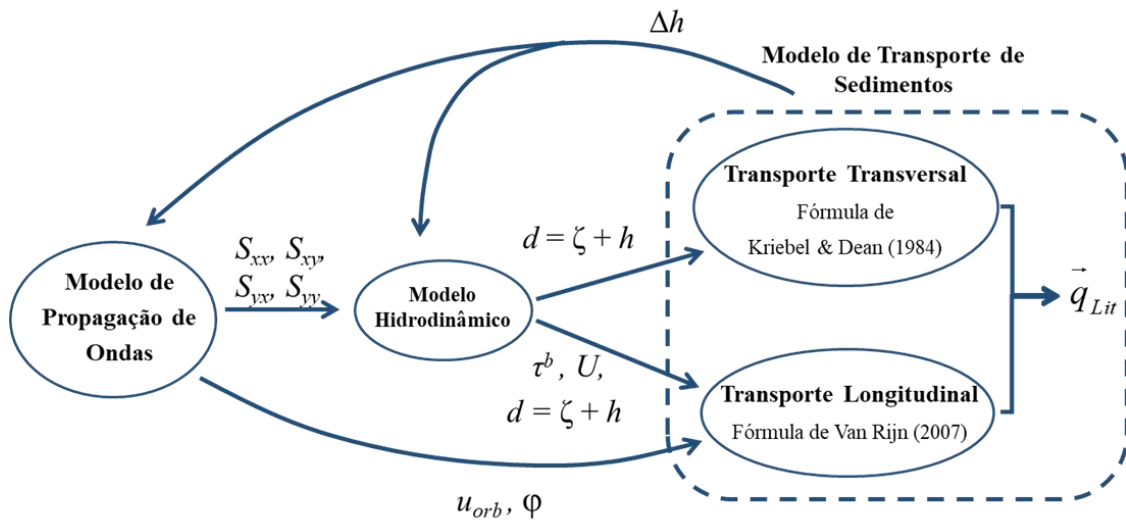
As fórmulas de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984) foram acopladas dentro do modelo de transporte de sedimentos do SisBaHiA. A Figura 4.1 esquematiza a distribuição espacial da descarga sólida calculada pelo modelo de transporte sedimentos sem a incorporação de transporte transversal, à esquerda, e com incorporação transporte transversal, à direita. Neste último caso, o transporte de sedimentos na zona de arrebenção é calculado como a soma entre os vetores transporte longitudinal e transporte transversal



**Figura 4.1: Modelagem de processos sedimentológicos na zona de arrebenção sem incorporação de transporte transversal, à esquerda, e com incorporação de transporte transversal, à direita.**

A Figura 4.2 apresenta o fluxograma de cálculo do transporte litorâneo. O vetor transporte longitudinal ( $\vec{q}_L$ ) é calculado na zona de arrebenção a cada passo de tempo pela fórmula de Van Rijn (2007) a partir da tensão de atrito no fundo ( $\tau^b$ ), velocidade média na coluna de água ( $U$ ) e profundidade instantânea ( $d$ ) calculados pelo MH, além do máximo valor

da velocidade orbital no fundo ( $u_{orb}$ ) e direção de onda ( $\varphi$ ) fornecidos pelo MPO. O vetor transporte transversal ( $\vec{q}_T$ ) é calculado através da equação de Kriebel & Dean (1984). O MH calcula primeiramente a coluna de água  $d = \zeta + h$  em todos os nós da malha. Em seguida, o MTS calcula o gradiente de  $d$  na direção normal à costa em cada nó da zona de arrebentação para obter os valores locais da taxa de dissipação de energia de ondas,  $D$ . A partir do valor de  $D$  se obtém  $\vec{q}_T$ . O vetor transporte litorâneo ( $\vec{q}_{Lit}$ ) é calculado como a soma vetorial entre  $\vec{q}_L$  e  $\vec{q}_T$ .



**Figura 4.2:** Fluxograma de cálculo de transporte litorâneo ( $q_{Lit}$ ), considerando o acoplamento entre transporte longitudinal e transporte transversal dentro do modelo de transporte de sedimentos.

Os resultados apresentados neste trabalho utilizaram uma versão adaptada da fórmula de Kriebel & Dean (1984), na qual inseriu-se um coeficiente  $\alpha$  que multiplica a taxa de dissipação de energia  $D$ . Denominou-se  $\alpha$  como “coeficiente de dissipação de energia”:

$$q_T = K(\alpha D - D_*) \quad (3.1)$$

Analisando a equação (3.1), constata-se que o coeficiente original  $K$  opera como um fator de aceleração morfológica, enquanto o coeficiente  $\alpha$  calibra a taxa de dissipação de energia de onda ao longo do perfil de praia. A adaptação com a inclusão de  $\alpha$  permite uma calibração mais eficiente da direção e magnitude de  $\vec{q}_T$  ao longo do perfil de praia, conforme discutido em maiores detalhes na seção 4.2.2. A seguir apresenta-se o algoritmo de cálculo de  $\vec{q}_T$  e incorporação deste no cálculo de  $\vec{q}_{Lit}$ .

## 4.1 Implementação do Modelo de Transporte Transversal

O algoritmo aqui apresentado pressupõe o acoplamento MH + MPO + MTS e sedimento de fundo com um único valor de diâmetro. Embora os três modelos calculem os valores de outras variáveis, a seguir apresentam-se as etapas de cálculo apenas de  $\vec{q}_T$  e sua incorporação no cálculo de  $\vec{q}_{Lit}$ .

### Dados fornecidos a cada modelo antes da simulação:

- Para o MPO:  $\kappa_{MPO}$ , que é o índice de arrebentação utilizado pelo MPO;
- Para o MH:  $\rho$  e  $g$ ;
- Para o MTS:  $D_{50}$ ,  $\rho_s$ ,  $K$ ,  $\alpha$  e  $\kappa_{MTS}$ , que é o índice de arrebentação utilizado pelo MTS.

O MTS recebe os dados de entrada e calcula, antes do início da simulação, a velocidade de sedimentação  $w_s = f(D_{50})$  a partir da fórmula de VAN RIJN (1993), onde  $\nu$  é a viscosidade cinemática da água:

$$w_s = \frac{(\rho / \rho_s - 1) g D_{50}^2}{18\nu} \quad \text{Para } 0,001 \text{ mm} \leq D_{50} \leq 0,1 \text{ mm}$$

$$w_s = \frac{10\nu}{D_{50}} \left[ \left( 1 + \frac{0,01(\rho / \rho_s - 1) g D_{50}^3}{\nu^2} \right)^{0,5} - 1 \right] \quad \text{Para } 0,1 \text{ mm} < D_{50} < 1,0 \text{ mm} \quad (3.2)$$

$$w_s = 1,1 [(\rho / \rho_s - 1) g D_{50}]^2 \quad \text{Para } D_{50} \geq 1,0 \text{ mm}$$

A partir da velocidade de queda  $w_s$ , calcula-se o fator de forma  $A$  e, em seguida, a taxa de dissipação de energia de ondas por unidade de volume para o perfil de equilíbrio,  $D_*$ :

$$A = 0,5 w_s^{0,44} \quad (3.3)$$

$$D_* = \frac{5}{24} \rho g^{3/2} \kappa_{MTS}^2 A^{3/2} \quad (3.4)$$

O valor do índice de arrebentação  $\kappa_{MTS}$  fornecido ao MTS para o cálculo de  $D_*$  e de  $D$  pode ser diferente do valor de  $\kappa_{MPO}$  prescrito para o MPO. Embora ambos possam ser

utilizados como parâmetros de calibração, KRIEBEL & DEAN (1985) recomendam manter  $\kappa_{\text{MTS}} = 0,78$ . Neste estudo optou-se por variar apenas  $\kappa_{\text{MPO}}$ , pois verificou-se preliminarmente que ajustes em  $\kappa_{\text{MTS}}$  causavam pouca alteração no transporte sólido calculado.

**Algoritmo de cálculo de  $\vec{q}_T$  a cada passo de tempo no domínio de modelagem:**

- 1) MPO executa e:
  - Calcula as direções de propagação de onda ( $\varphi$ );
  - Calcula as tensões de radiação ( $S_{xx}$ ,  $S_{xy}$ ,  $S_{yx}$  e  $S_{yy}$ );
  - Identifica os pontos onde houve arrebenção de ondas.
- 2) MH executa e calcula:
  - Coluna de água  $d = \zeta + h$  em cada nó de cálculo, considerando *wave setup* e *wave setdown*.
- 3) MTS executa e:
  - Calcula o vetor descarga sólida ( $\vec{q}_s$ ) em todos os nós de cálculo com a fórmula de Van Rijn (2007):

$$\vec{q}_s = q_{s_x} \vec{i} + q_{s_y} \vec{j} \quad (3.5)$$

- Interage com MPO, identificando todos os nós onde houve arrebenção de ondas;
- Calcula a direção  $\varphi_T$  do vetor  $\vec{q}_T$ , apenas nos nós da zona de arrebenção, como a direção normal à linha de costa;
- Calcula em cada nó da zona de arrebenção o gradiente da coluna de água na direção normal à linha costa,  $\frac{\partial d}{\partial N_c}$ , sendo  $\vec{N}_c$  o vetor normal à linha de costa, que, por definição, aponta de dentro para fora da malha em cada nó de fronteira de terra;

- Calcula a taxa de dissipação de energia de ondas por unidade de volume ( $D$ ) para os nós da zona de arrebentação:

$$D = \frac{5}{16} \rho g^{3/2} \kappa_{MTS}^2 d^{1/2} \frac{\partial d}{\partial N_c} \quad (3.6)$$

- Calcula a magnitude do transporte transversal em cada nó da zona de arrebentação com a fórmula de Kriebel & Dean (1984) adaptada:

$$q_T = K(\alpha D - D_*) \quad (3.7)$$

- Atribui ao vetor  $\vec{q}_T$  a direção  $\phi_T$  e a magnitude  $q_T$ ;
- Decompõe  $\vec{q}_T$  em  $x$  e  $y$ , nas componentes  $q_{T_x} \vec{i}$  e  $q_{T_y} \vec{j}$ , respectivamente:

$$\vec{q}_T = q_{T_x} \vec{i} + q_{T_y} \vec{j} \quad (3.8)$$

#### **Cálculo de $\vec{q}_{Lit}$ em cada passo de tempo:**

- MTS calcula o  $\vec{q}_{Lit}$  em cada nó de cálculo na zona de arrebentação:

$$\vec{q}_{Lit} = \vec{q}_s + \vec{q}_L = (q_{s_x} + q_{T_x}) \vec{i} + (q_{s_y} + q_{T_y}) \vec{j}$$

## **4.2 Validação do Modelo de Transporte Transversal**

Os testes de evolução de perfil de praia para validação do modelo de transporte transversal reproduziram os ensaios realizados por SAVILLE (1957) em canal de ondas. KRAUS & LARSON (1988) apresentam uma análise detalhada sobre esses ensaios físicos. O trabalho de SAVILLE (1957) foi escolhido para validação do modelo de transporte transversal devido ao minucioso detalhamento dos dados disponíveis, bem como à variedade de condições testadas. Ressalta-se ainda a facilidade de acesso a estes dados, disponíveis no relatório de KRAUS & LARSON (1988), que atualmente é de domínio público. SAVILLE (1957) realizou ensaios físicos de evolução de perfil de praia para as 13 diferentes combinações de tipo de sedimento, altura e período de onda indicadas na Tabela 4-1. Os casos com numeração finalizada em 1 utilizaram areia média, enquanto os casos com numeração finalizada em 0 utilizaram areia fina. Dentre os 13 casos apresentados na Tabela 4-1, escolheram-se para validação do modelo de transporte transversal os casos 300, 301, 400, 401, 600 e 701 com base nos seguintes critérios:

1. Três casos de erosão e três casos de acreção;
2. Três casos com areia fina e três casos com areia média;
3. Três períodos de onda distintos;
4. Casos com a mesma condição de onda e granulometrias distintas.

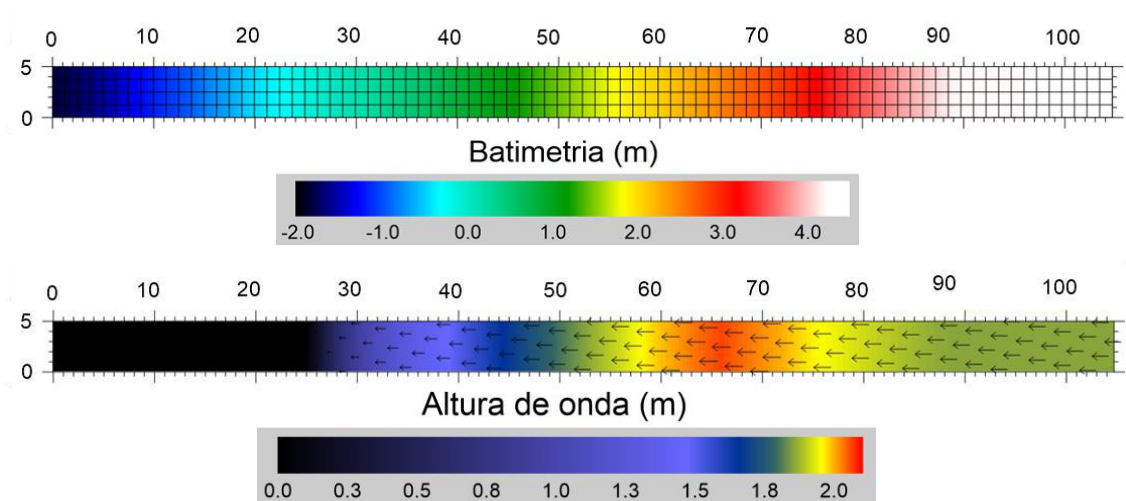


**Tabela 4-1: Casos de evolução de perfil de praia simulados por SAVILLE (1957) em tanque de ondas. Os seis casos marcados em negrito foram utilizados para validação do modelo de transporte transversal.**

<b>Areia fina D<sub>50</sub>: 0,22 mm</b>					
<b>Caso n°</b>	<b>Altura de onda (m)</b>	<b>Altura média de quebra (m)</b>	<b>Período (s)</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Tendência Morfológica</b>
<b>300</b>	<b>1,68</b>	<b>2,0</b>	<b>11,3</b>	<b>4,27</b>	<b>Erosão</b>
<b>400</b>	<b>1,62</b>	<b>2,3</b>	<b>5,6</b>	<b>4,42</b>	<b>Erosão</b>
500	1,52	1,9	3,7	4,57	Erosão
<b>600</b>	<b>0,61</b>	<b>1,1</b>	<b>16,0</b>	<b>4,57</b>	<b>Acreção</b>
700	1,62	2,1	16,0	4,11	Erosão
<b>Areia média D<sub>50</sub>: 0,40 mm</b>					
<b>Caso n°</b>	<b>Altura de onda (m)</b>	<b>Altura média de quebra (m)</b>	<b>Período (s)</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Tendência Morfológica</b>
101	1,28	1,8	11,3	4,57	Acreção
201	0,55	1,9	11,3	4,57	Acreção
<b>301</b>	<b>1,68</b>	<b>2,4</b>	<b>11,3</b>	<b>4,27</b>	<b>Acreção</b>
<b>401</b>	<b>1,62</b>	<b>2,4</b>	<b>5,6</b>	<b>4,42</b>	<b>Erosão</b>
501	1,52	1,6	3,7	4,57	Erosão
<b>701</b>	<b>1,62</b>	<b>2,0</b>	<b>16,0</b>	<b>4,57</b>	<b>Acreção</b>
801	1,62	0,8	16,0	3,81	Acreção
901	0,76	2,0	3,75	4,57	Erosão

Os casos 300 e 301 são pares, pois consideram a mesma condição de onda e de profundidade para condições distintas de sedimento. O mesmo vale para os casos 400 e 401. Os casos 600 e 701 apresentam em comum apenas o período de onda. Em todos os casos simulados o perfil de praia apresenta declividade 1:15. A profundidade foi regulada em regulada em pelo nível de água no canal.

A Figura 4.3 mostra a batimetria nos 105 metros iniciais do canal e a malha de elementos finitos utilizada na modelagem de todos os casos, composta de 1099 nós de cálculos com espaçamento médio de 1,25 m. O campo de alturas e direções relativo ao caso 300 também se apresenta na Figura 4.3.



**Figura 4.3: Batimetria, altura e direção de onda para o caso 300 ao longo do canal de ondas simulado. Os rótulos dos eixos indicam distância em metros.**

A seguir apresentam-se os resultados de evolução morfológica após calibração dos modelos. Além da reprodução dos seis casos selecionados, simularam-se ainda os casos 300 e 301 com variação temporal do nível de água, a fim de reproduzir efeitos de maré na evolução dos perfis de praia. Buscou-se também simular cenários característicos de erosão de perfil de praia por efeito de tempestade e de reconstrução do perfil no período pós-tempestade. Para o cenário de tempestade, utilizaram-se as condições de onda do cenário 401 com um perfil de praia inicial idêntico ao perfil final do cenário 301. Para o cenário de acreção pós-tempestade, utilizou-se a condição de onda do cenário 301, com o perfil de praia inicial idêntico àquele obtido ao final da simulação do caso 401.

Após os resultados de validação do modelo de transporte transversal, apresenta-se ainda uma análise de sensibilidade dos parâmetros de calibração do modelo.

### 4.2.1 Resultados – Validação do modelo de transporte transversal

A seguir apresentam-se os resultados de evolução morfológica no canal de ondas calculados pelo SisBaHiA para os seis casos selecionados. Os ensaios apresentam duração entre 40 e 60 horas, pois foram executados por SAVILLE (1957) até que a morfologia do perfil de praia entrasse em equilíbrio.

O desempenho do SisBaHiA foi avaliado quantitativamente para cada caso com base no volume de erosão ( $V_{Er}$ ) de face de praia, no volume de banco de areia formado na zona de arrebentação ( $V_{Ba}$ ) e no volume de berma ( $V_{Be}$ ) formada na zona de espraiamento ao final de cada simulação, onde  $V_{Er}$ ,  $V_{Ba}$  e  $V_{Be}$  representam volumes por unidade de comprimento longitudinal à praia. Adotaram-se ainda como indicadores de desempenho a diferença absoluta ( $DAb$ ), que corresponde à diferença entre o volume calculado pelo modelo ( $V_{modelo}$ ) e o volume medido ( $V_{medido}$ ), cf. equação (3.9), e a precisão ( $Pr$ ), calculada em termos da diferença relativa ( $DAb/V_{medido}$ ), cf. equação (3.10). Uma precisão de 100% indica que o modelo reproduziu perfeitamente o volume medido. A Tabela 4-2 apresenta a escala adotada para caracterização do desempenho em função da precisão.

$$DAb = V_{modelo} - V_{medido} \quad (3.9)$$

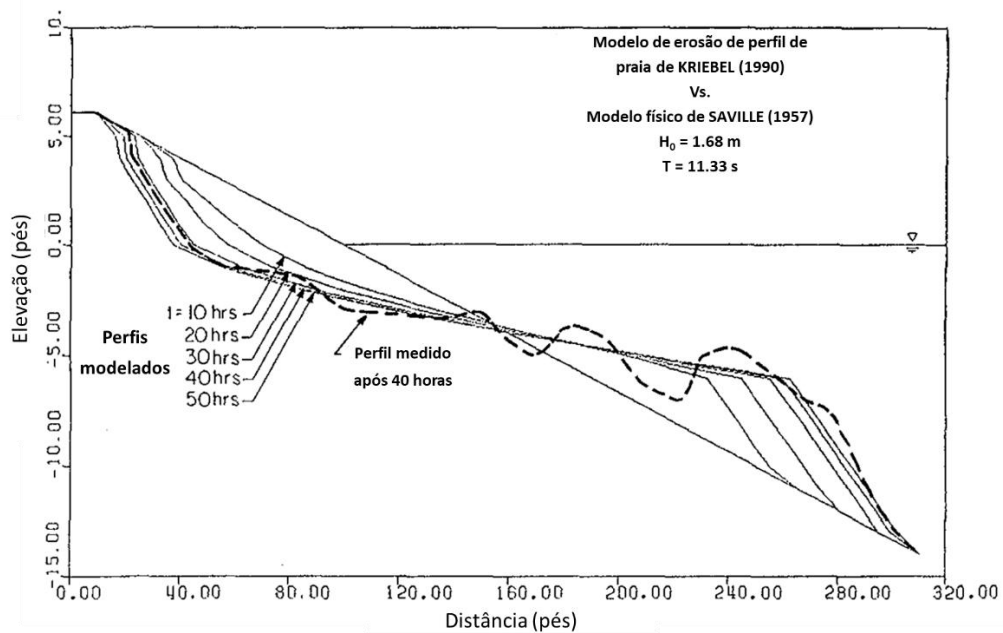
$$Pr = 1 - \underbrace{\left| \frac{DAb}{V_{medido}} \right|}_{\text{Diferença Relativa}} \quad (3.10)$$

**Tabela 4-2: Escala de desempenho do modelo em relação à precisão do cálculo de volume.**

Desempenho	Precisão
Excelente	80 - 100%
Bom	60 - 80%
Razoável	40 - 60%
Ruim	20 - 40%
Péssimo	0 - 20%

KRIEBEL (1990) apresenta resultados de erosão de perfil praia relativos ao caso 300, simulada com cálculo de transporte transversal a partir da fórmula de Kriebel & Dean (1984). Dada a disponibilidade dos resultados de KRIEBEL (1990), analisou-se em maiores detalhes os resultados da modelagem do caso 300, comparando os desempenhos do modelo implementado e do modelo de Kriebel na reprodução do resultado do modelo físico. O caso 301 também foi analisado com mais atenção, por ser par do caso 300 e por ter apresentado tendência de acreção. Os demais casos foram analisados em linhas mais gerais.

Deve-se observar que os resultados experimentais apresentam ondulações no perfil de praia, ou bancos secundários, provavelmente causados por variação granulométrica dos sedimentos e efeitos de reflexão inerentes a canais de ondas. Em contraste, os resultados do modelo numérico de KRIEBEL (1990) considera granulometria homogênea e não tem efeitos de reflexão, por isso não apresentam bancos secundários.



**Figura 4.4: Resultados de evolução de perfil de praia modelados por KRIEBEL (1990) para o caso 300. Adaptado de KRIEBEL (1990).**

### **Caso 300**

A Figura 4.5 e a Figura 4.6 apresentam a evolução morfológica medida no canal de ondas e calculada tanto pelo SisBaHiA com o modelo implementado, quanto pelo modelo de Kriebel para o caso 300. A Tabela 4-3 apresenta os valores dos indicadores de desempenho obtidos ao final da simulação, após 50 horas. Tanto o SisBaHiA, quanto o modelo de Kriebel reproduziram bem o volume observado de erosão de face de praia, apresentando precisões de 81% e 82%, respectivamente. O modelo de Kriebel apresentou recuo de berma ligeiramente maior que o observado, enquanto o SisBaHiA calculou recuo ligeiramente menor. Considerando a escala de desempenho apresentada na Tabela 4-2, tanto o modelo de Kriebel, quanto o modelo implementado apresentaram desempenho excelente.

Com relação ao volume do banco de areia, o modelo implementado obteve 99% de precisão no cálculo de  $V_{Ba}$ , enquanto o modelo de Kriebel apresentou uma precisão de 74%. O SisBaHiA com o modelo de transversal implementado apresentou, portanto, desempenho excelente, enquanto o modelo de Kriebel apresentou desempenho bom.

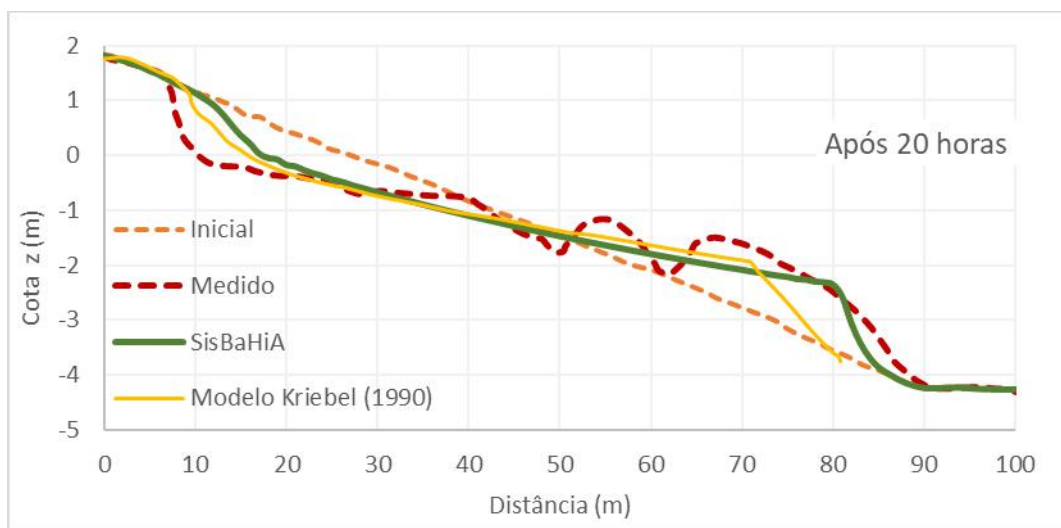
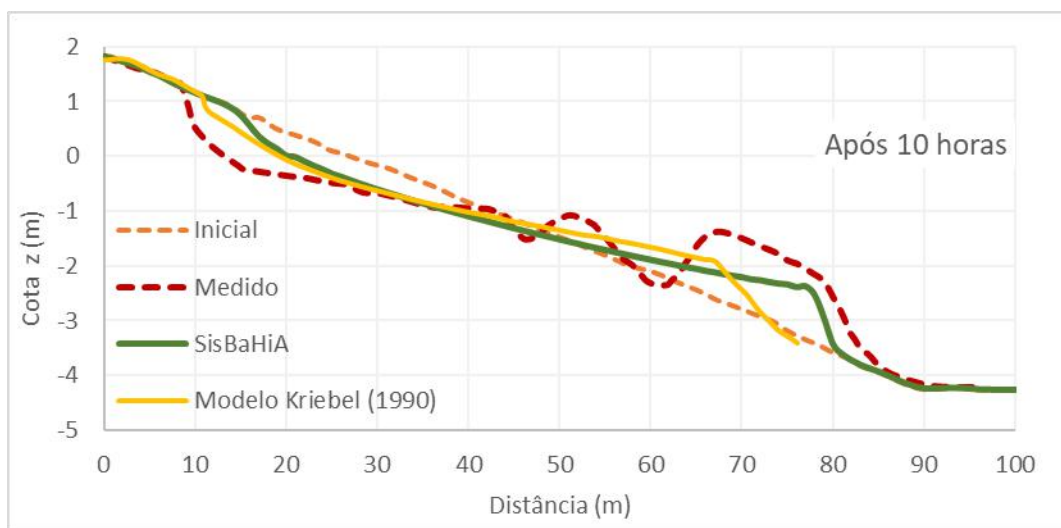
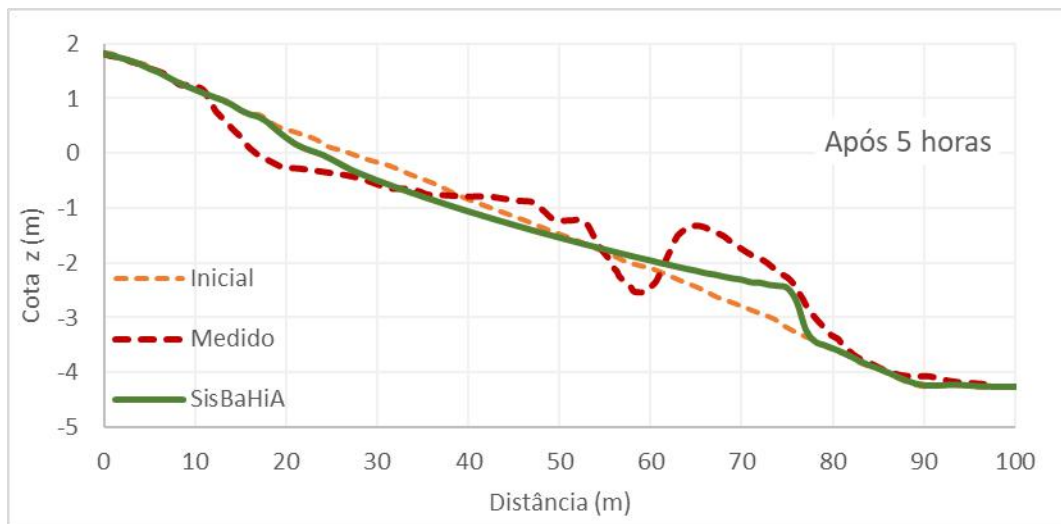


Figura 4.5: Evolução morfológica para o caso 300 após 5, 10 e 20 horas do início da modelagem.

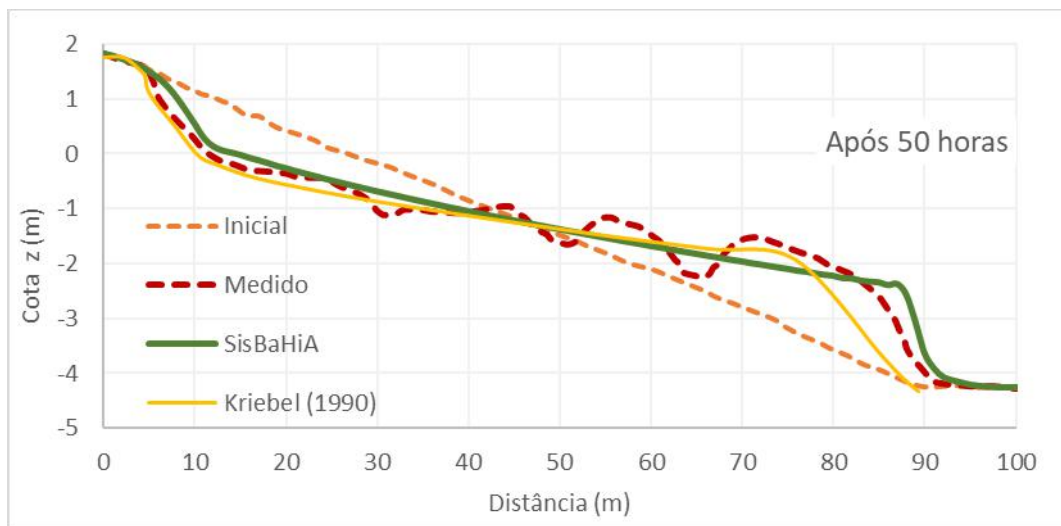
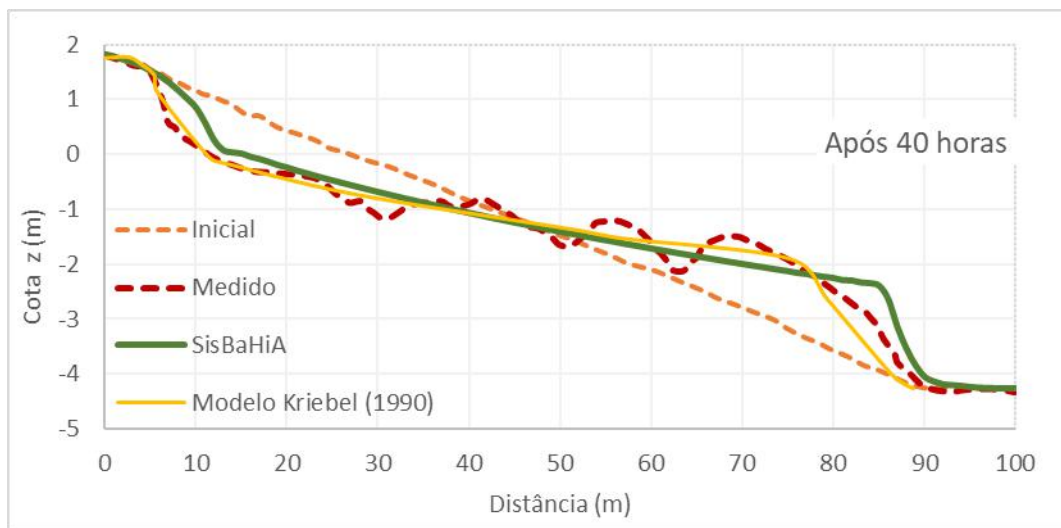
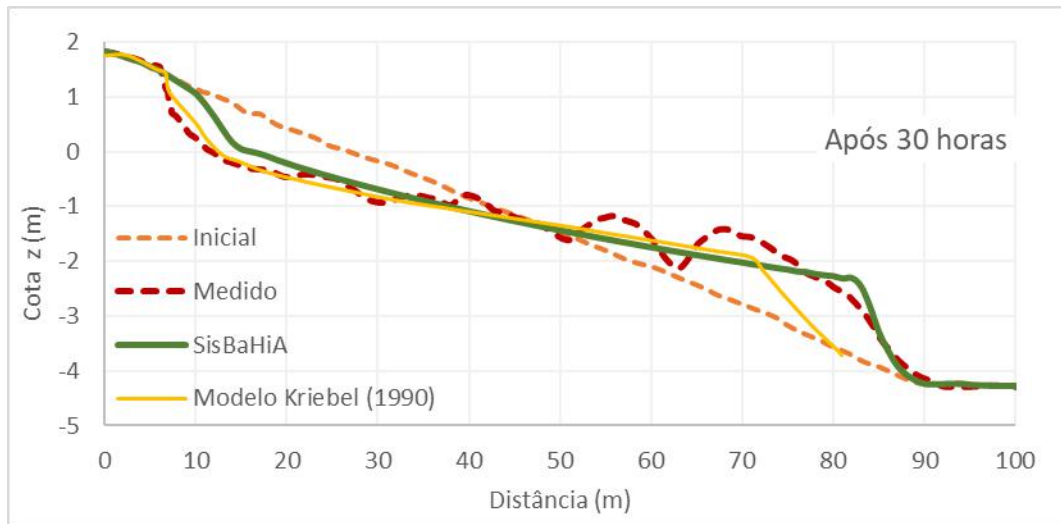


Figura 4.6: Evolução morfológica para o caso 300 após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.

**Tabela 4-3: Indicadores de desempenho para o SisBaHiA com o modelo de transversal implementado e para o modelo de KRIEBEL (1990) na simulação do caso 300. O desempenho considera a escala apresentada na Tabela 4-2.**

	Volumes (m <sup>3</sup> /m)			Dif. absoluta (m <sup>3</sup> /m)		Precisão (%)	
	Medido	Kriebel	SisBaHiA	Kriebel	SisBaHiA	Kriebel	SisBaHiA
Erosão	26,3	31,0	21,3	4,7	-5,0	82%	81%
Banco	35,2	26,1	35,2	-9,1	0,0	74%	99%
					Volume	Desempenho	
					Erosão	Excelente	Excelente
					Banco	Bom	Excelente

Analisando agora qualitativamente os demais instantes apresentados na Figura 4.5 e na Figura 4.6, nota-se que ambos os modelos subestimam  $V_{Er}$  e  $V_{Ba}$  nas primeiras 20 horas. Nessa janela temporal ambos os modelos apresentaram evolução morfológica mais lenta que a observada no modelo físico. Como o resultado modelado passa a ser mais próximo do resultado medido após 30 horas, supõe-se que haja algum fator inerente ao modelo físico responsável por essa acelerada evolução morfológica durante as primeiras 20 horas.

Entre os instantes 30 e 40 horas o modelo de Kriebel representa o recuo de berma pouco melhor que o SisBaHiA, enquanto o SisBaHiA se sai significativamente melhor na reprodução do volume do banco de areia durante todos os instantes simulados. Destaca-se ainda o fato de ambos os modelos reproduzirem corretamente a posição do ponto de cruzamento entre o perfil de praia em cada instante e a linha que define o perfil inicial.

Nenhum dos dois modelos representou as ondulações de fundo, ou bancos secundários, observados no modelo físico. Conforme já discutido, isto se deu, possivelmente, por efeitos gerados no canal de laboratório e não considerados nos modelos, como por exemplo reflexão das ondas. As feições de fundo observadas podem se dar ainda em função da própria curva granulométrica da areia utilizada. O relatório de KRAUS & LARSON (1988) fornece apenas o valor do diâmetro mediano  $D_{50} = 0,22$  m, sem especificar se a areia fina utilizada no experimento é bem ou mal selecionada. O padrão observado na Figura 4.5 e na Figura 4.6 é típico de areia mal selecionada, no qual os sedimentos se redistribuem ao longo do perfil de praia em função da classe granulométrica a que pertencem, formando as feições de fundo observadas. Uma vez que

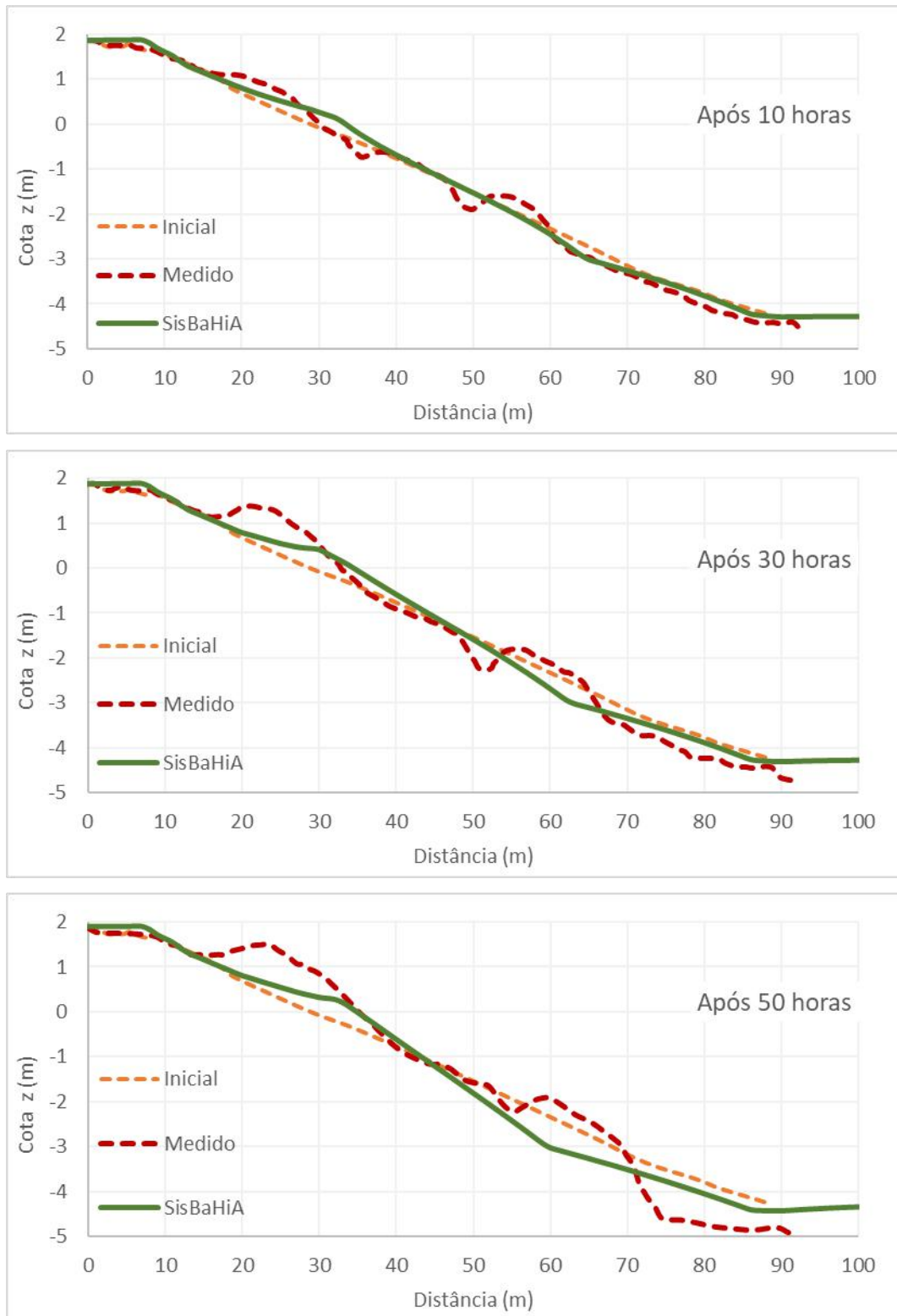


não há informação sobre a curva granulométrica, o modelo implementado considerou um único diâmetro de sedimento de fundo.

### **Caso 301**

A Figura 4.7 apresenta os resultados relativos ao caso 301. Este caso considera as mesmas condições de onda, profundidade e perfil de praia que o caso 300, além de sedimento com diâmetro mediano 0,40 mm. Em vez de erosão, o resultado observado no modelo físico revelou a ocorrência acreção, com formação de berma na zona de espraiamento.

O volume da berma foi subestimado pelo SisBaHiA em todos instantes observados. Ao final da simulação, o volume de berma calculado pelo modelo é 42% menor que o resultado medido. Assim sendo, conforme se observa na Tabela 4-4, a precisão do modelo implementado foi de 58% para cálculo do volume de berma após 50 horas, apresentando desempenho razoável. Já para o cálculo do volume erodido, o modelo apresentou precisão de 91%, apresentando desempenho excelente. Destaca-se, entretanto, que a maior parte da erosão calculada pelo modelo numérico ocorreu em trecho situado a uma cota  $z$  mais elevada em relação ao resultado do modelo físico, no qual a erosão ocorreu principalmente na base do perfil de praia.

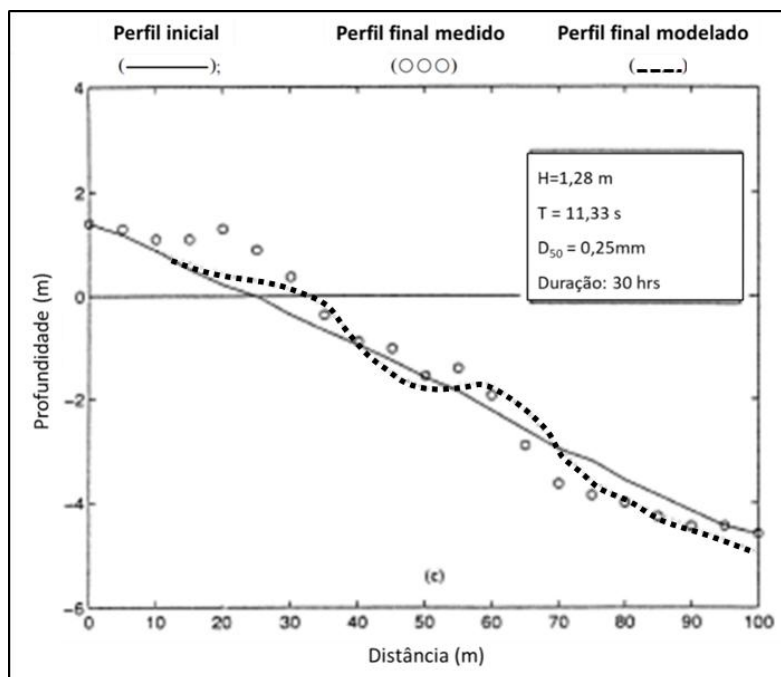
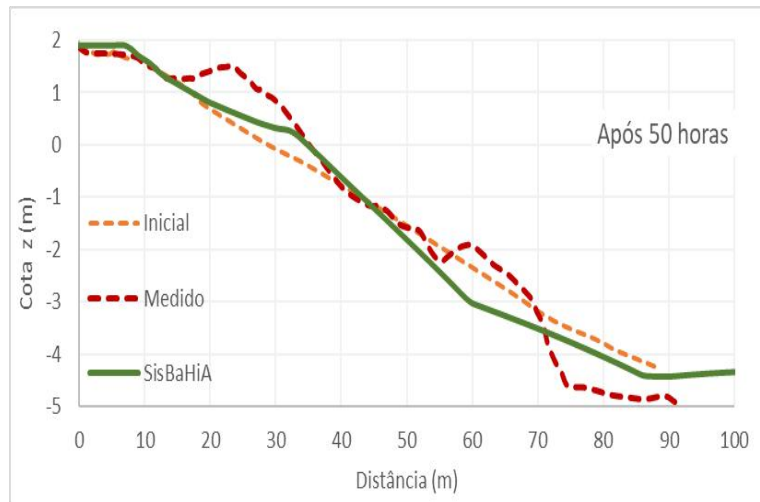


**Figura 4.7: Evolução morfológica para o caso 301 após 10, 30 e 50 horas do início da modelagem.**

**Tabela 4-4: Indicadores de desempenho do modelo implementado SisBaHiA na simulação do caso 301. O desempenho considera a escala apresentada na Tabela 4-2.**

Volumes (m <sup>3</sup> /m)		Dif. Absoluta (m <sup>3</sup> /m)	Precisão (%)	Desempenho	
Medido	SisBaHiA				
Erosão	17,6	16,1	-1,5	91%	Excelente
Berma	15,6	9,0	-6,6	58%	Razoável

A Figura 4.8b apresenta o resultado de evolução morfológica do modelo de RANASINGHE *et al.* (1999), em comparação com dados medidos, para o mesmo canal de ondas, considerando uma praia similar à do caso 301, sujeita à mesma condição de onda deste caso. Assim como no resultado produzido pelo SisBaHiA, mostrado na Figura 4.8a, o volume da berma foi subestimado. RANASINGHE *et al.* (1999) creditam essa limitação na reprodução do volume de berma ao fato de seu modelo não possuir uma parametrização do transporte transversal na zona de espraiamento, que é o mesmo caso do modelo implementado no SisBaHiA.



**Figura 4.8:** (a) Perfil de praia medido no canal de ondas e modelado pelo SisBaHiA para o caso 301 após 30 horas. (b) Perfil de praia medido no mesmo canal de ondas para uma praia similar e com as mesmas condições de onda do caso 301, em comparação com resultados do modelo de RANASINGHE *et al.* (1999) após 30 horas.

### **Casos 400, 401, 600 e 701**

A Figura 4.9, a Figura 4.10, a Figura 4.11 e a Figura 4.12 apresentam os resultados modelados e medidos referente aos casos 400, 401, 600 e 701. A Tabela 4-5 resume o desempenho do SisBaHiA para todos os casos analisados, inclusive os casos 300 e 301. Das 12 análises de desempenho realizadas, 8 apresentaram desempenho bom ou excelente. Apenas o caso 701, de acreção, apresentou resultado ruim para o volume de berma e péssimo para o volume erodido. O modelo subestimou significativamente ambos os volumes. Assim como observado para o caso 301, supõe-se que a deficiência na reprodução da berma se deva novamente à ausência de uma formulação de transporte transversal específica para a zona de espraiamento, região onde o cálculo da descarga sólida não é feito adequadamente.

Para o caso 600, também de acreção, o modelo apresentou desempenho excelente para o volume erodido e razoável para o volume de berma. Apesar do desempenho razoável para o segundo quesito, ressalta-se que neste caso os volumes observados de erosão e sedimentação são entre cinco e dez vezes menores que os volumes observados nos demais casos. Estes volumes consideravelmente menores prejudicam a comparação dos resultados do caso 600 com os resultados dos demais casos. Tanto é que as diferenças absolutas observadas para o caso 600 são os menores dentre todos os casos analisados, excetuando-se a diferença absoluta do volume de banco de areia relativo ao caso 300, que foi nulo. Em termos práticos de Engenharia, o caso 600 apresentou evolução morfológica pouco relevante. Os resultados do SisBaHiA reproduziram essa tendência.

O modelo implementado apresentou desempenho entre bom e excelente na simulação dos casos 400 e 401, ambos casos de erosão. Assim como no caso 300, nota-se que a evolução morfológica calculada pelo modelo numérico foi mais lenta que a observada no modelo físico nas primeiras horas, o que não ocorreu para o caso 401. Os casos 300 e 400 têm em comum o tipo de sedimento, areia fina com  $D_{50} = 0,22$  m, enquanto o caso 401 utilizou areia média com  $D_{50} = 0,40$  mm. Supõe-se então que a granulometria exerça influência nessa defasagem entre os tempos morfológicos dos modelos físico e numérico durante as primeiras horas de simulação.

## Caso 400

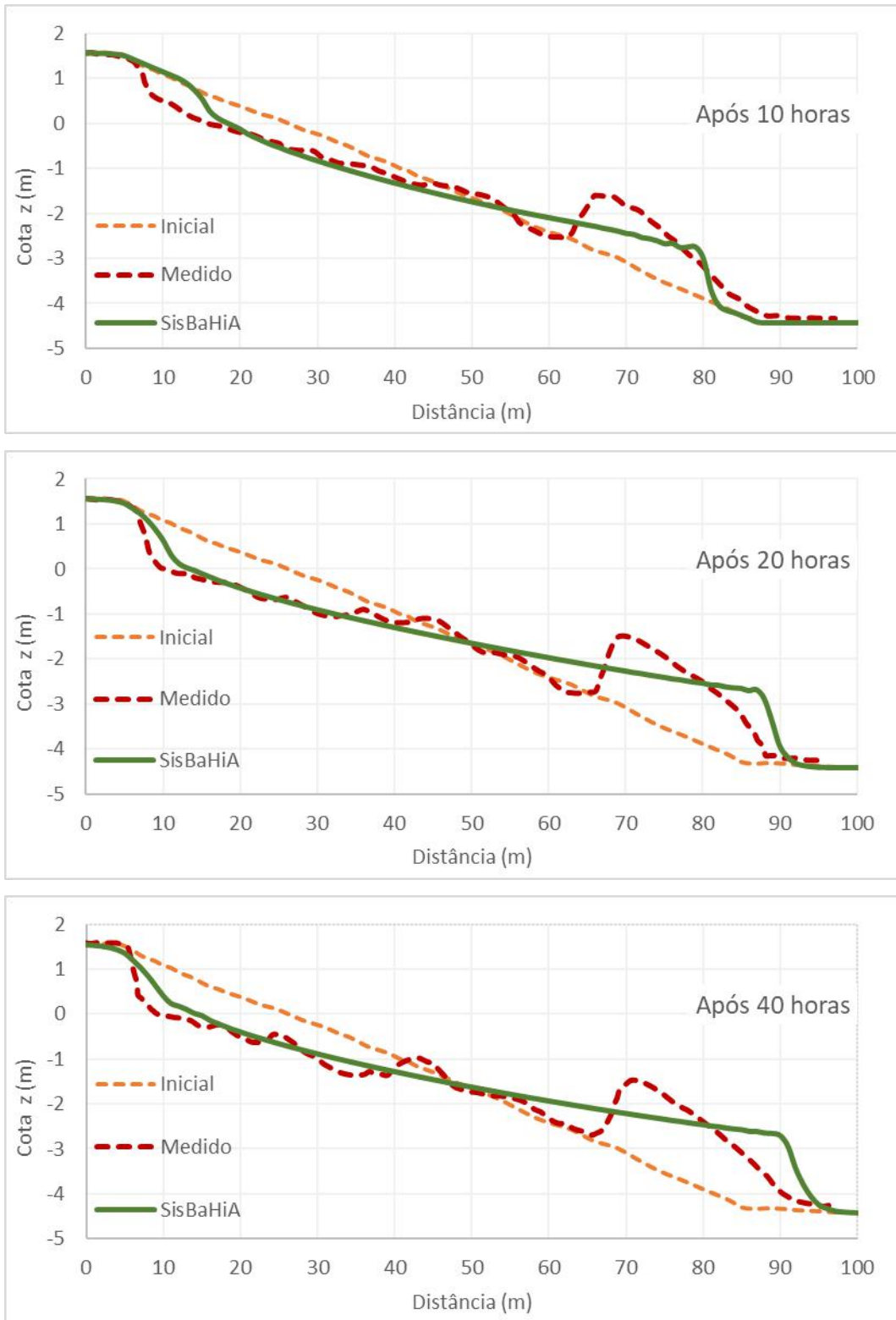


Figura 4.9: Evolução morfológica para o caso 400 após 10, 20 e 40 horas do início da modelagem.

## Caso 401

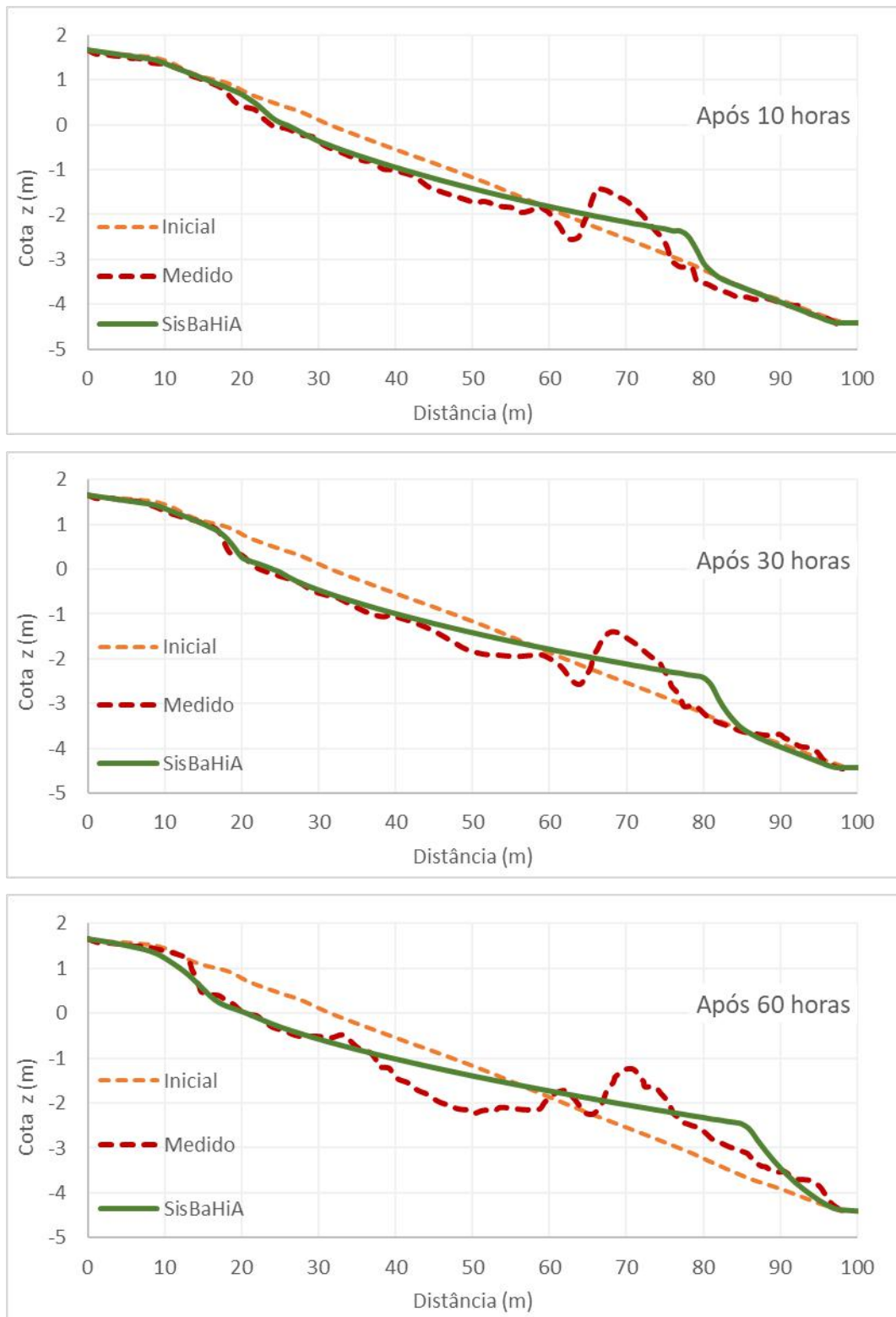


Figura 4.10: Evolução morfológica para o caso 401 após 10, 30 e 60 horas do início da modelagem.

## Caso 600

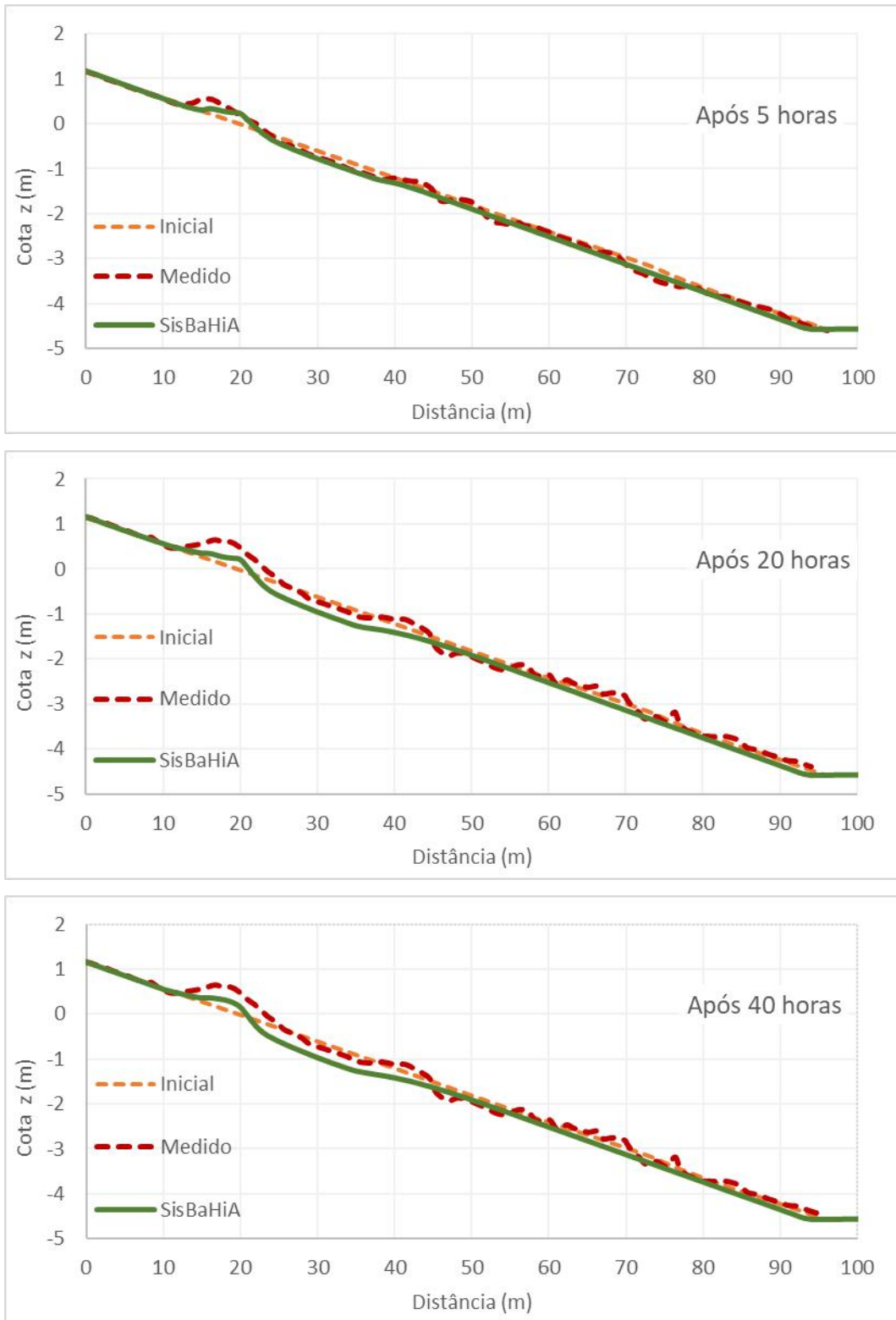


Figura 4.11: Evolução morfológica para o caso 600 após 5, 20 e 40 horas do início da modelagem.



## Caso 701

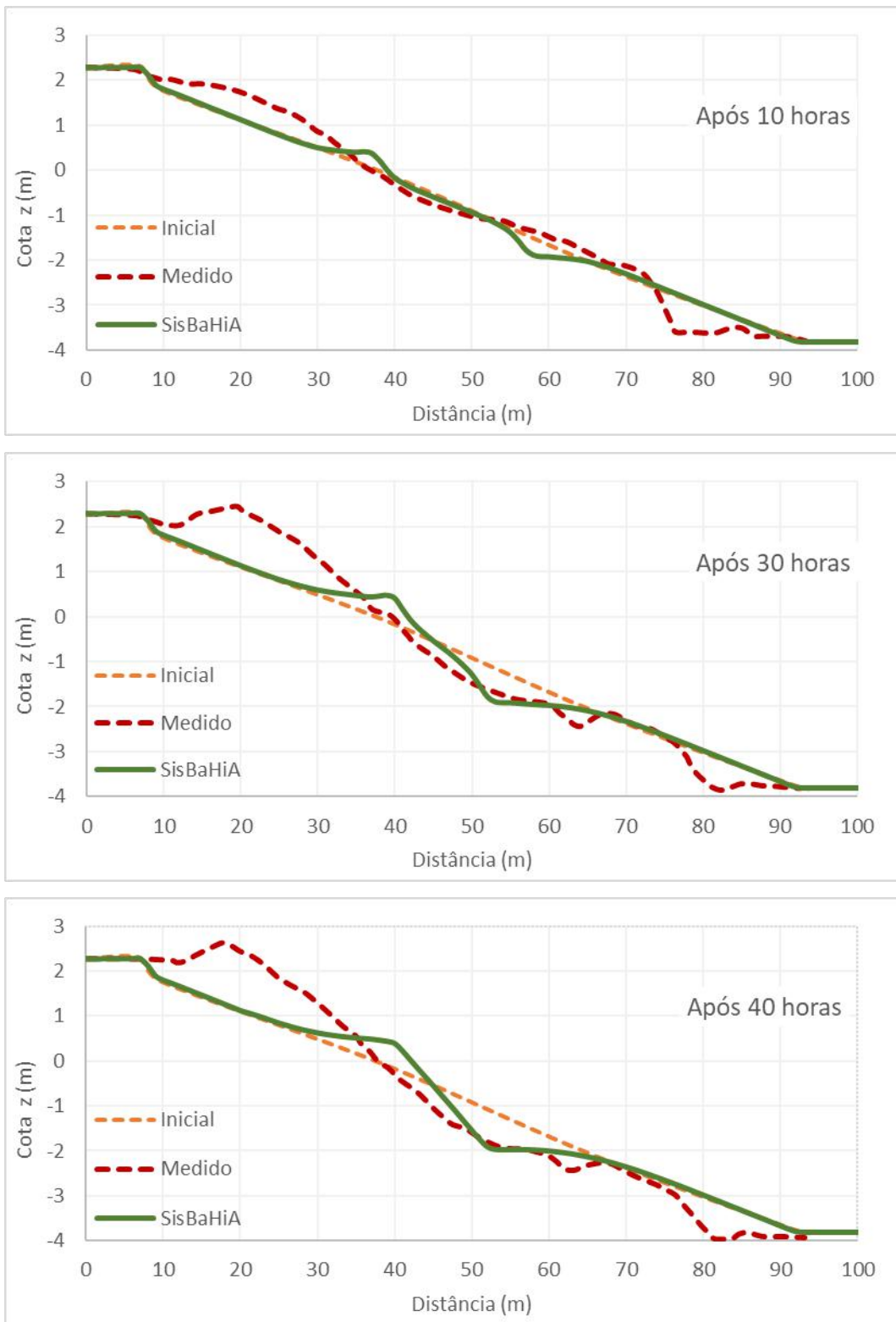


Figura 4.12: Evolução morfológica para o caso 701 após 10, 30 e 40 horas do início da modelagem.

**Tabela 4-5: Volumes de erosão e sedimentação medidos e modelados, diferença absoluta e precisão do modelo implementado no cálculo dos volumes de erosão e sedimentação.**

Caso	Tipo	Volumes (m <sup>3</sup> /m)		Dif. absoluta (m <sup>3</sup> /m)	Precisão (%)	Desempenho
		Medido	SisBaHiA			
300	Erosão	26,3	21,3	-5,0	81%	Excelente
	Banco	35,2	35,2	0,0	99%	Excelente
301	Erosão	27,5	23,8	-3,7	91%	Excelente
	Berma	34,8	42,8	8,0	58%	Razoável
400	Erosão	27,5	23,8	-3,7	87%	Excelente
	Banco	34,8	42,8	8,0	77%	Bom
401	Erosão	32,8	22,7	-10,1	69%	Bom
	Banco	21,3	22,9	1,6	92%	Excelente
600	Erosão	3,6	4,3	0,7	81%	Excelente
	Berma	4,5	2,4	-2,1	53%	Razoável
701	Erosão	23,5	4,3	-19,2	18%	Péssimo
	Berma	25,1	7,5	-17,6	30%	Ruim

A Tabela 4-6 apresenta as médias das precisões observadas para os volumes de erosão, volumes de banco de areia e volumes de berma. Comparando esses valores com a escala de desempenho adotada (Tabela 4-2), pode-se dizer que o SisBAHiA, com a fórmula de Kriebel & Dean (1984), apresentou desempenho excelente no cálculo dos volumes de banco de areia, desempenho bom no cálculo dos volumes de erosão e desempenho razoável no cálculo dos volumes de berma. Considerando agora os valores médios de precisão por tendência morfológica observada, o modelo implementado obteve desempenho excelente na simulação dos casos de erosão de perfil de praia, com 84% de precisão média, e desempenho razoável nos cenários de acreção, com precisão média de 55%.

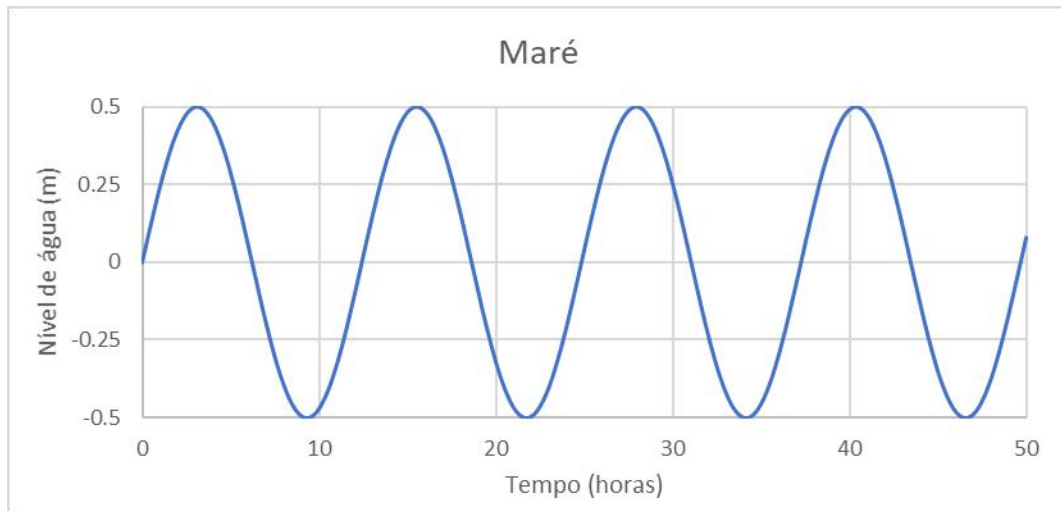
**Tabela 4-6: Média das precisões nos cálculos de volumes de erosão, volumes de banco de areia, volumes de berma e precisão média por tendência morfológica observada.**

Tendência Morfológica	Volume	Precisão Média (%)	Desempenho	Precisão Média (%)	Desempenho
Erosão Casos 300, 400 e 401	Erosão	79%	Bom	85%	Excelente
	Banco	90%	Excelente		
Acreção Casos 301, 600 e 701	Erosão	63%	Bom	55%	Razoável
	Berma	47%	Razoável		

### Casos 300 e 301 com maré

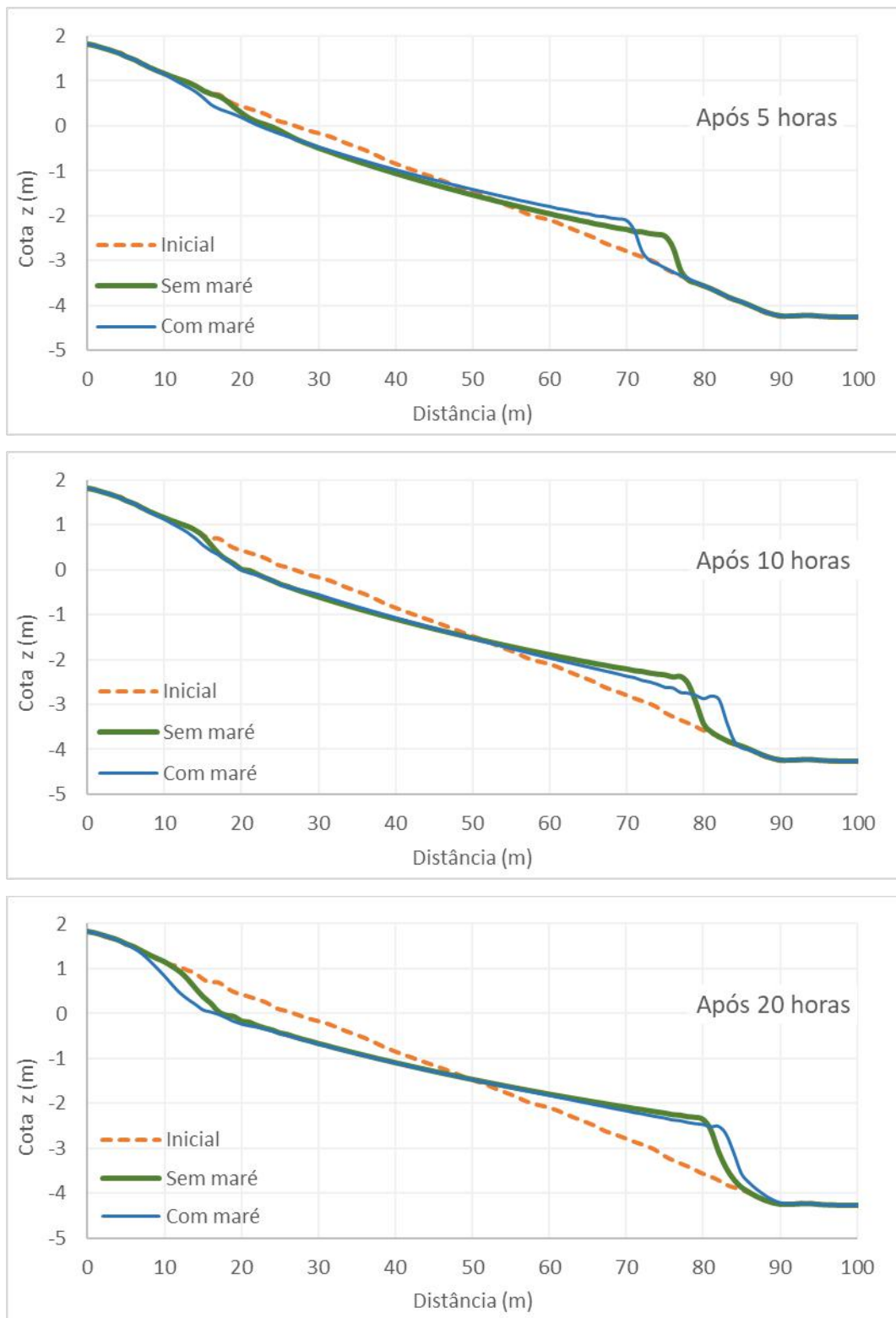
A simulação dos casos 300 e 301 com efeitos de variação de nível de água considerou uma maré  $M_2$  com altura de 1,0 m, cf. Figura 4.13, imposta na fronteira ao largo do canal de ondas. A Figura 4.14 e a Figura 4.15 apresenta a evolução do perfil de praia ao longo da simulação. Nas primeiras 6 horas o nível de água está mais elevado que no caso sem maré. Desta forma, as ondas arrebentam mais próximo da linha de costa, fazendo com que haja maior recuo do topo da berma em relação ao caso sem maré após 5 horas. Da mesma maneira, após 5 horas o banco de areia formou-se mais próximo da linha de costa.

A posição do banco de areia e do topo da berma oscilam em função da fase da maré, tomando sempre como referência o banco de areia referente ao caso sem maré. Após 10 horas, instante próximo da baixa-mar, a base do banco de areia se situa mais ao largo em relação ao caso sem maré, enquanto o topo da berma está em posição próxima ao observado no caso sem maré. Esse padrão de variação da posição do topo da berma e da base do banco de areia se repete ao longo de toda a simulação em função da fase da maré. Ao final das 50 horas observa-se um maior alargamento do perfil de praia, com topo da berma erodido e mais recuado em relação à situação sem maré, assim como a base do banco de areia está situada mais ao largo.

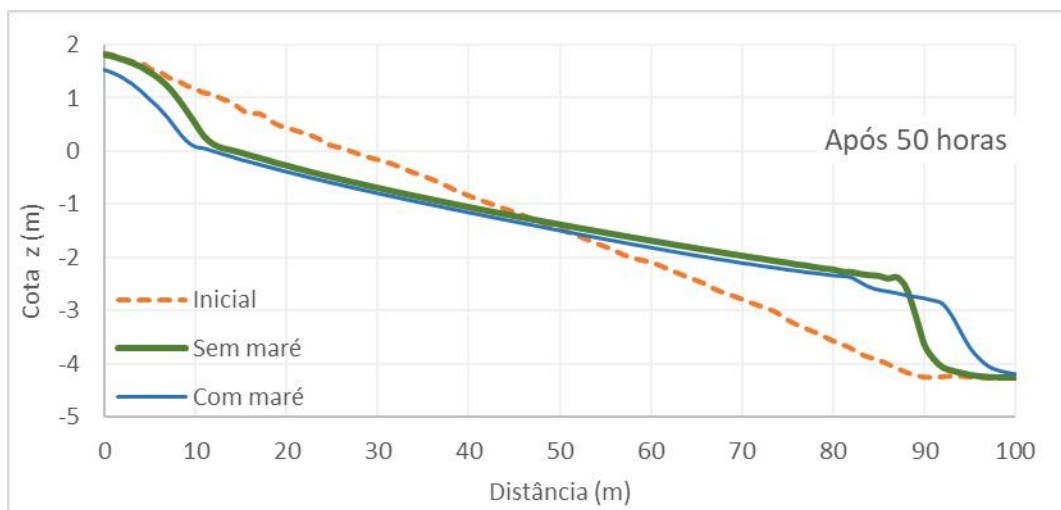
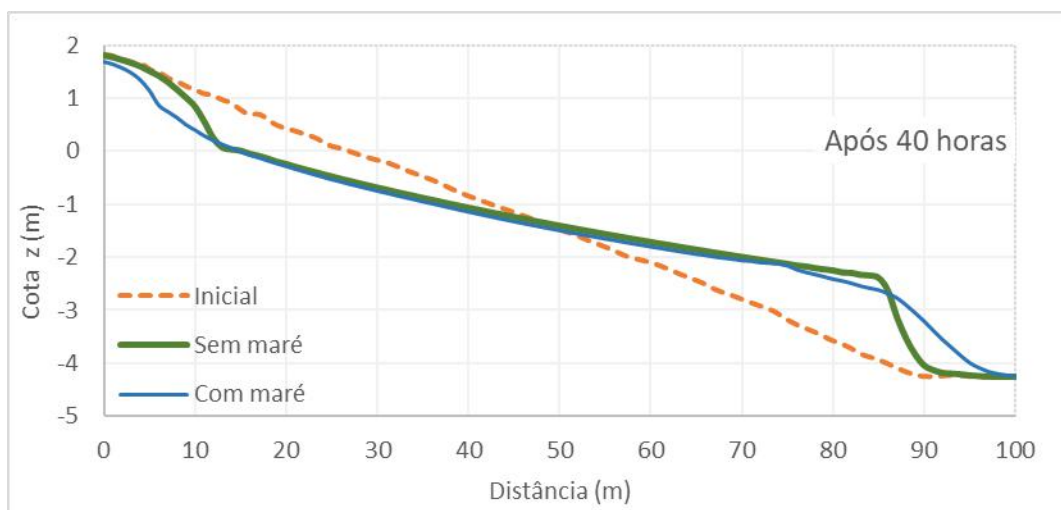
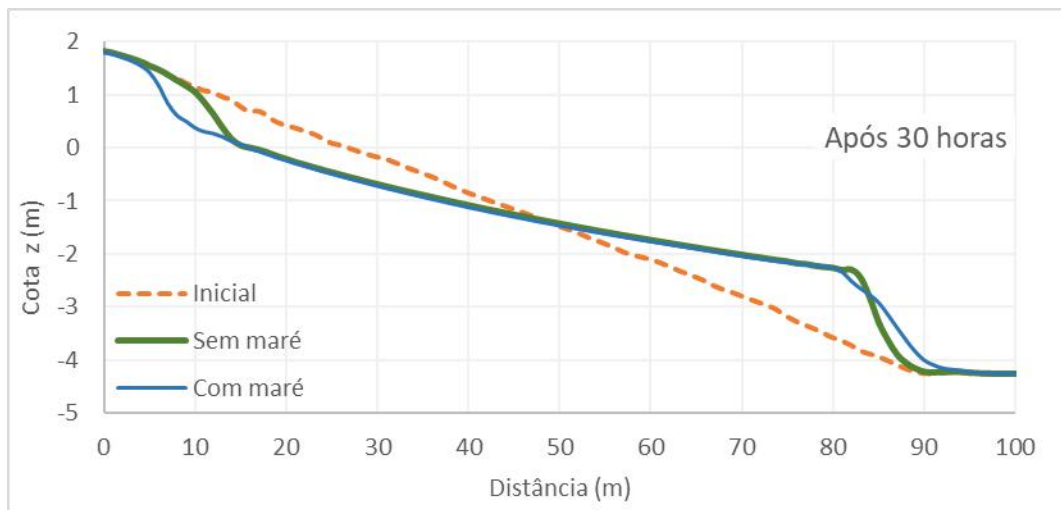


**Figura 4.13: Variação do nível de água imposta na simulação dos casos 300 e 301 com efeito de maré.**

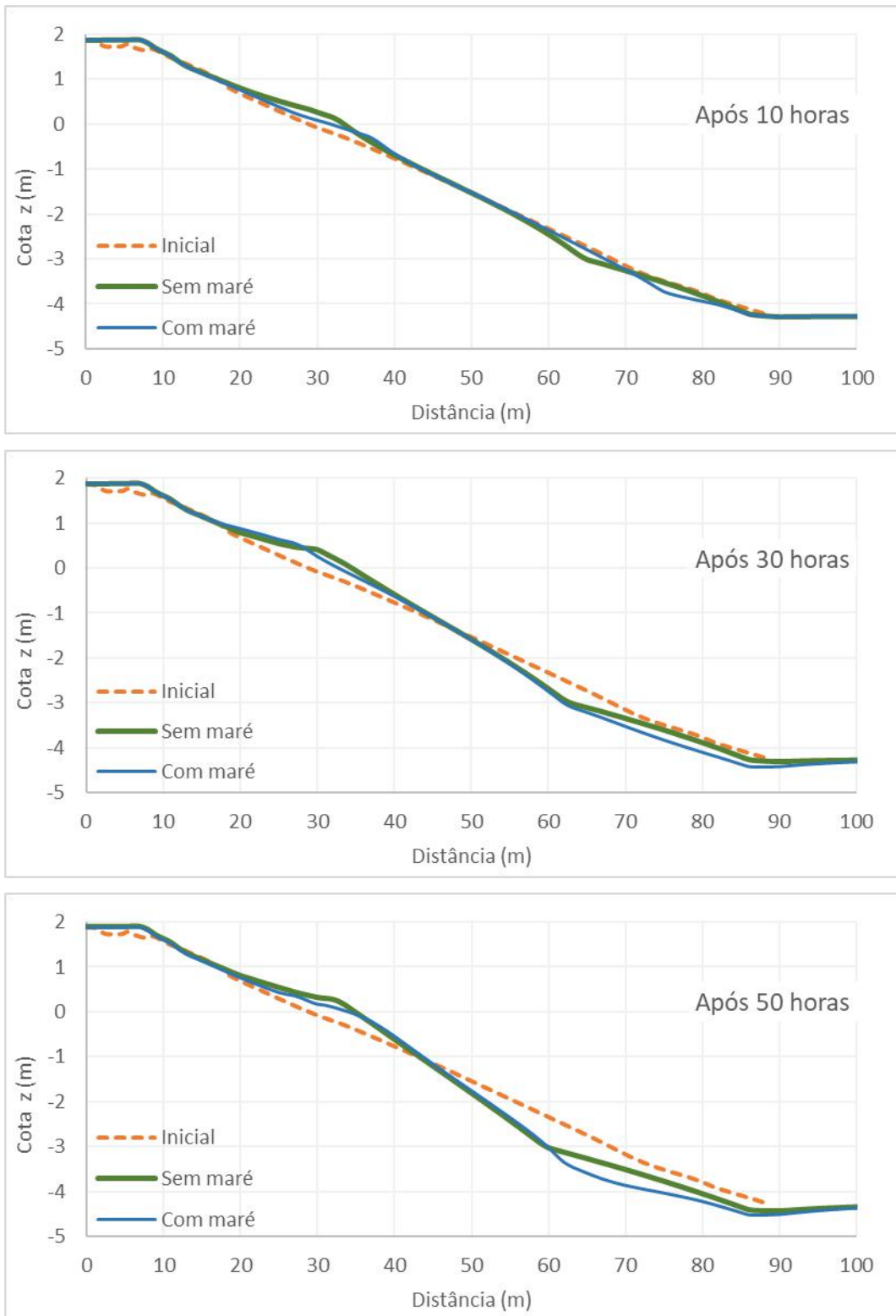
A Figura 4.16 apresenta a evolução morfológica do perfil de praia do caso 301 com efeitos de maré. Diferentemente do caso de erosão, a imposição de uma maré com 1,0 m de altura causou pouca mudança no perfil de praia, em relação ao caso sem maré. Destaca-se apenas o aumento do volume de erosão na base do perfil de praia, em função da arrebentação das ondas mais distante da linha de costa durante as baixa-mares.



**Figura 4.14: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1,0 m de altura após 5, 10 e 20 horas do início da modelagem.**



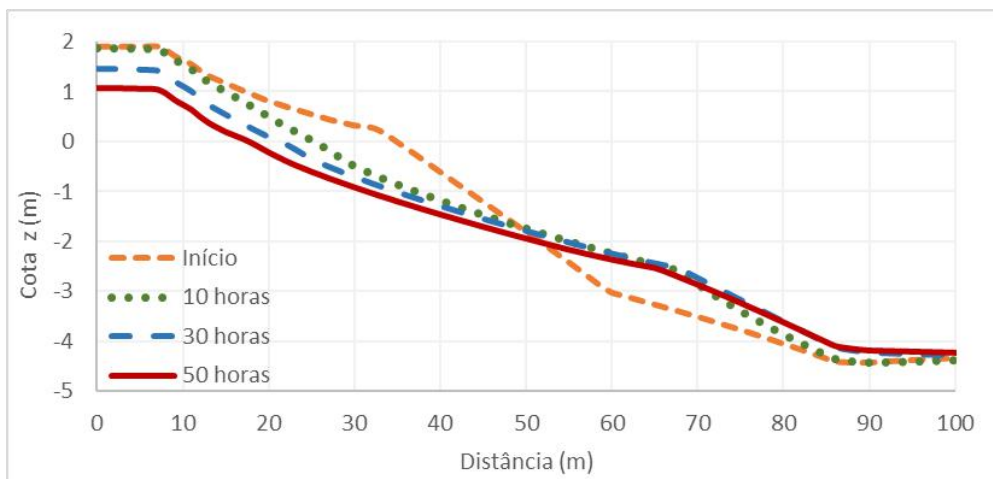
**Figura 4.15: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1,0 m de altura após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.**



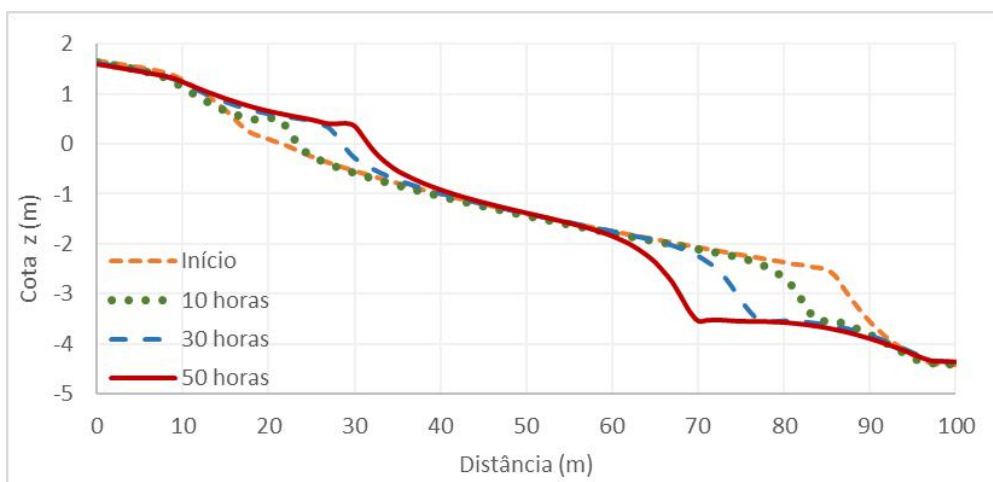
**Figura 4.16: Evolução morfológica para o caso 300 com maré de 1 m de altura após 30, 40 e 50 horas do início da modelagem.**

## Erosão de perfil de bom tempo / Acreção pós-tempestade

A observação da Figura 4.17 e da Figura 4.18 revela que o modelo reproduziu adequadamente, em termo qualitativos, os padrões de erosão de perfil de bom tempo e de acreção de perfil pós-tempestade. Conforme se observa na Figura 4.17, a incidência de ondas de tempestade (caso 401) no perfil de bom tempo (perfil final do caso 301) causou erosão progressiva da berma de bom tempo e conseqüente formação de banco de areia ao largo da zona de arrebentação. Já na Figura 4.18, que apresenta a evolução morfológica de perfil de praia pós-tempestade (perfil final do caso 401) sujeito a condições de onda de bom tempo (caso 301), observa-se a erosão progressiva do banco de areia de tempestade e construção de berma de bom tempo.



**Figura 4.17: Evolução morfológica de perfil de bom tempo (perfil final – caso 301) sujeito à condição de onda de tempestade (caso 401).**



**Figura 4.18: Evolução morfológica de perfil pós tempestade (perfil final – caso 401) sujeito à condição de onda de bom tempo (caso 301).**



## 4.2.2 Sensibilidade dos parâmetros de calibração

Os principais parâmetros de calibração do modelo de transporte transversal com a fórmula de Kriebel & Dean (1984) adaptada são o coeficiente de dissipação de energia  $\alpha$ , o coeficiente  $K$  e o índice de arrebentação  $K_{MPO}$ , que determina a posição da linha de arrebentação de ondas e a altura de quebra. O índice de arrebentação  $K_{MTS}$ , utilizado pelo MTS para cálculo de  $D$  e  $D_*$ , foi mantido constante com o valor de 0,78, conforme recomendado por KRIEBEL & DEAN (1985). A seguir apresenta-se uma análise de sensibilidade do modelo à variação de  $\alpha$ ,  $K$  e  $K_{MPO}$ .

### Calibração do coeficiente de dissipação de energia $\alpha$

A Figura 4.19 apresenta a altura de onda ao longo do canal e os valores de  $D$  e  $D_*$  ao longo da zona de arrebentação, calculados analiticamente a partir da coluna de água em cada ponto no início da simulação para o caso 300. A coluna de água utilizada no cálculo analítico de  $D$  foi obtida com auxílio das equações (2.2) e (2.3), que, como mencionado, desconsideram efeitos de correntes e atrito no fundo no cálculo do nível médio de onda. Segundo a fórmula tradicional de Kriebel & Dean (1984), o transporte transversal  $q_T$  é calculado em função da diferença  $D - D_*$ , apresentando direção para ao largo quando essa diferença é positiva, e direção para a linha de costa quando a diferença é negativa.

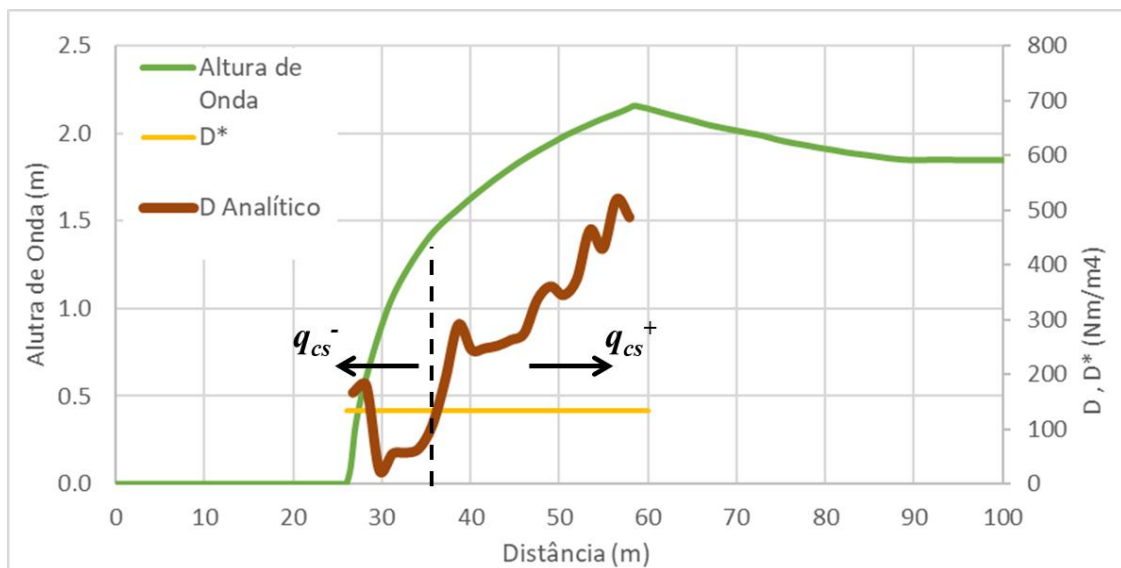
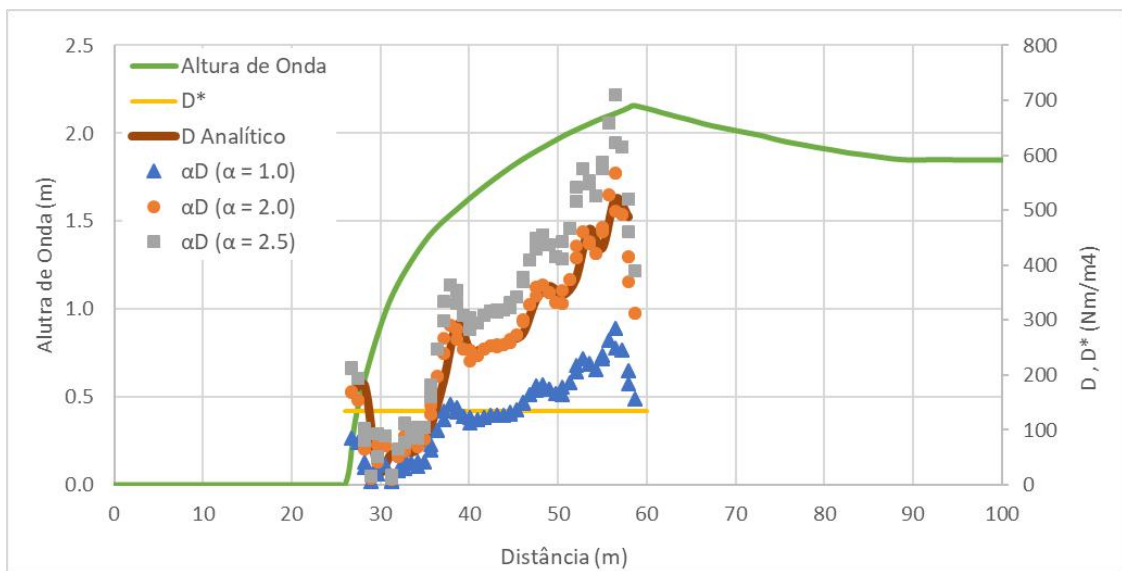


Figura 4.19: Valores de altura de onda inicial,  $D_*$  e  $D$  ao longo do canal de ondas no início da simulação do caso 300.

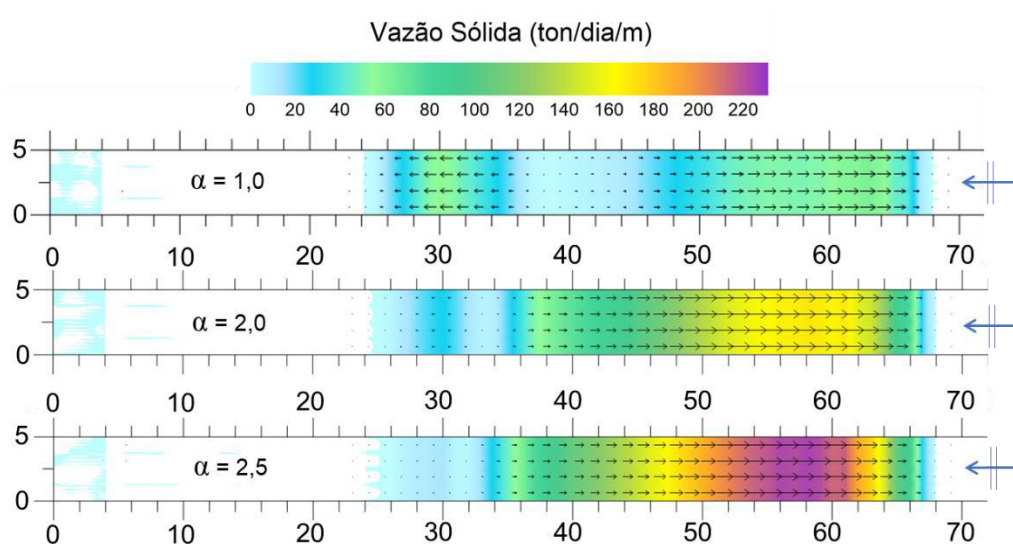
A Figura 4.20 apresenta os valores do produto  $\alpha D$ , calculados desta vez pelo modelo numérico com  $\alpha = 1,0$ ;  $2,0$  e  $2,5$ . Quando  $\alpha = 1,0$  a fórmula de Kriebel & Dean (1984) adaptada, equação (3.11), torna-se a equação tradicional. Nota-se que os valores de  $\alpha D$  calculados pelo SisBAHiA com  $\alpha = 1,0$  aparecem atenuados em relação ao valor de  $D$  analítico. Esta discrepância se dá provavelmente por conta da diferença entre os padrões de *wave setup* e *wave setdown* calculados pelo MH e pelas equações (2.2) e (2.3), conforme discutido no Capítulo 3.1 e exemplificado na Figura 3.10. Os resultados de  $\alpha D$  calculados pelo SisBaHiA se aproximam de  $D$  analítico quando  $\alpha \approx 2,0$ .

$$q_T = K(\alpha D - D_*) \quad (3.11)$$



**Figura 4.20: Valores de altura de onda inicial,  $D_*$  e do produto  $\alpha D$  ao longo do canal de ondas no início da simulação do caso 300.**

A Figura 4.21 mostra a distribuição espacial de vazões sólidas ao longo do perfil de praia no início da simulação para os diferentes valores de  $\alpha$  analisados. Quando  $\alpha = 1,0$  observa-se que na parte mais rasa da zona de arrebentação o transporte se dá em direção à linha de costa, com a mesma magnitude do transporte que ocorre para ao largo perto da linha de arrebentação. Dado que o caso 300 caracterizou-se como de intensa erosão de face de praia, este padrão de distribuição da descarga sólida não é o mais realista. Em vez de erodir a face da praia, o transporte direcionado para a costa tende a formar uma berma. Observa-se um padrão de transporte mais condizente com o esperado quando  $\alpha$  está entre  $2,0$  e  $2,5$ .



**Figura 4.21: Vazão sólida no canal de ondas para diferentes valores do coeficiente  $\alpha$ .**

Após calibração, o modelo apresentou o melhores resultados de evolução do perfil de praia com  $\alpha = 2,3$ . A Figura 4.22 apresenta a evolução do perfil de praia relativo ao caso 300 para  $\alpha = 1,0$ ; 2,3 e 3,0. No cenário com  $\alpha = 1,0$  o modelo subestimou os volumes de erosão da face de praia e de assoreamento ao largo. Após 30 horas o perfil de praia não se modifica mais de forma significativa. No cenário com  $\alpha = 3,0$  o modelo reproduziu bem o recuo de berma, mas superestimou o avanço do banco de areia formado na zona de arrebentação. O coeficiente  $\alpha$ , portanto, regula a extensão do recuo de berma e do avanço do banco de areia.

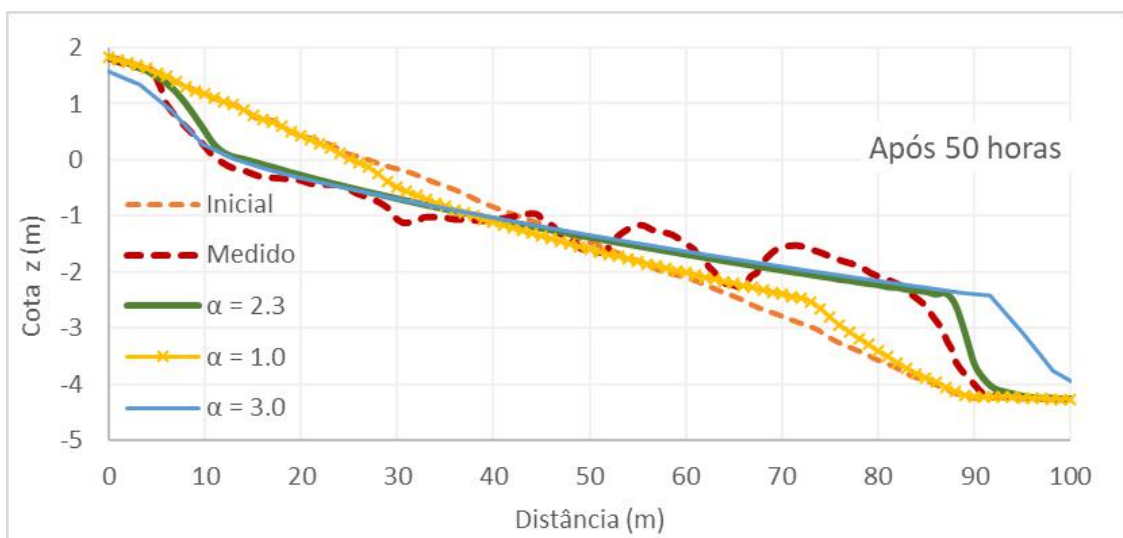
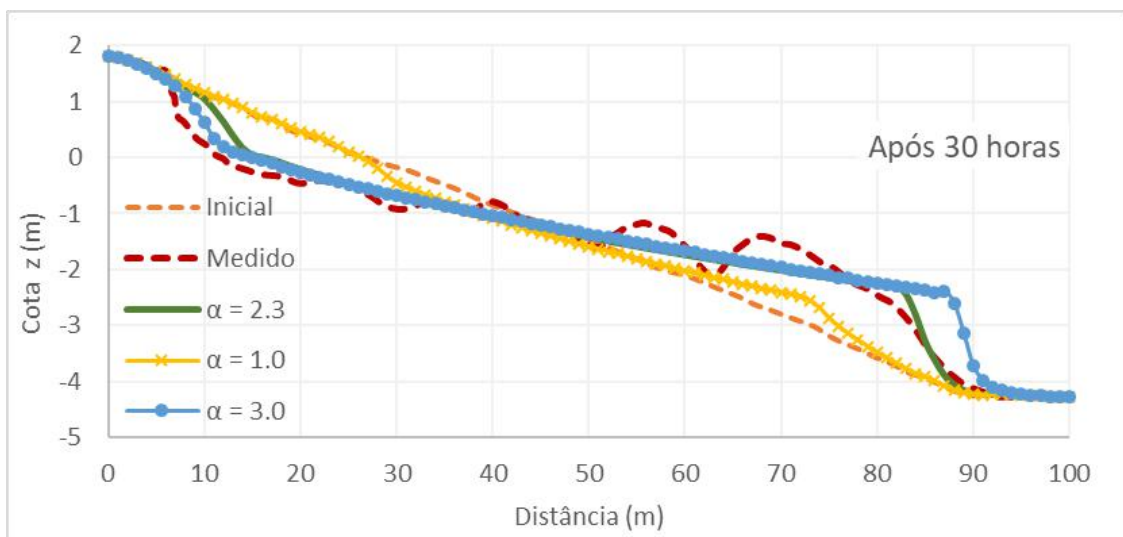
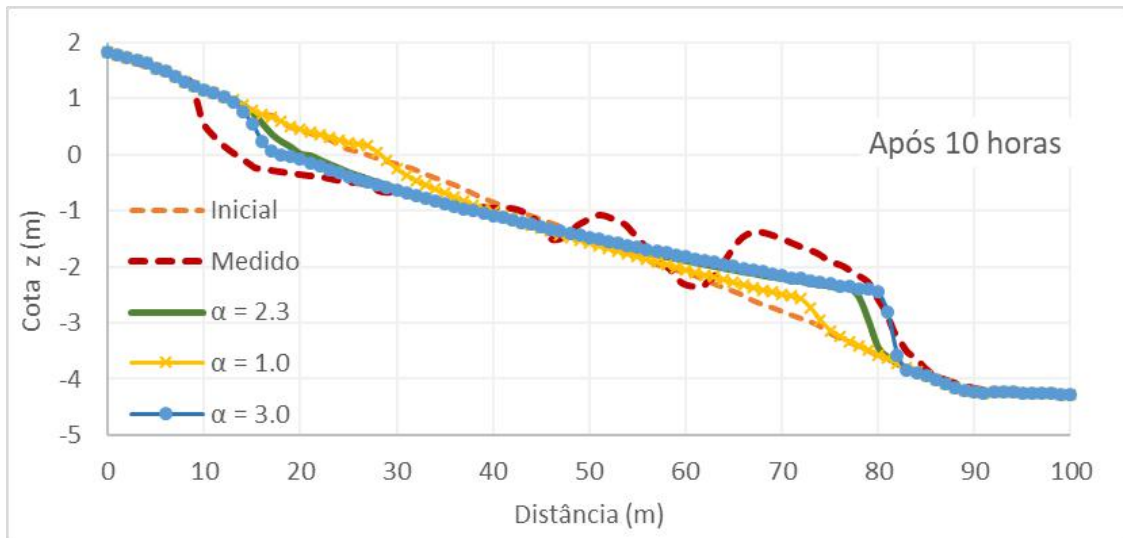
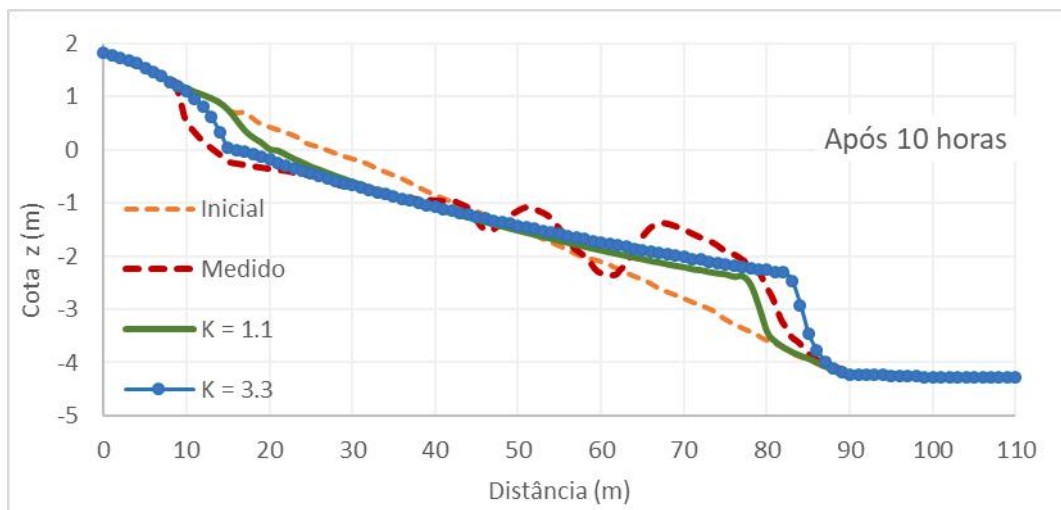


Figura 4.22: Evolução do perfil de praia para diferentes valores do coeficiente  $\alpha$ .

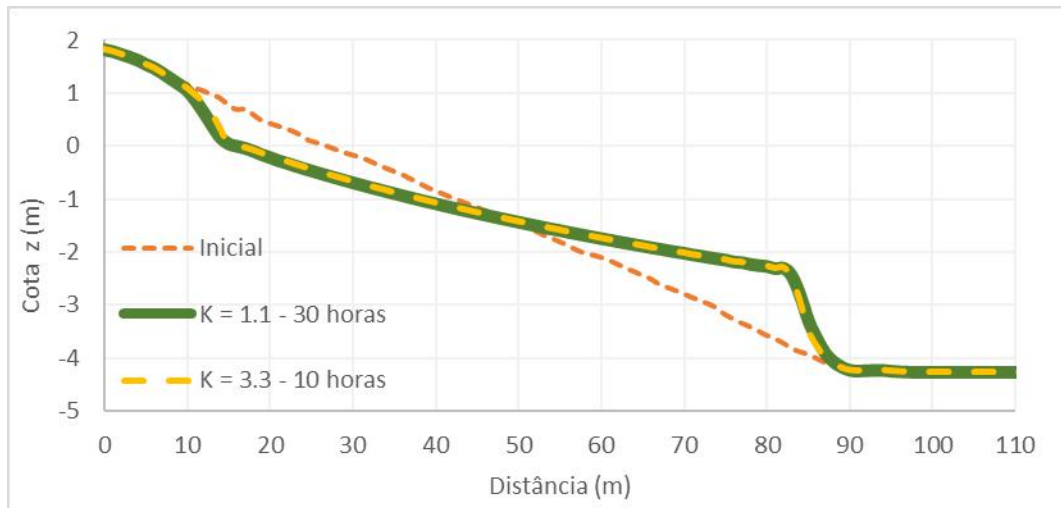
## Calibração do coeficiente $K$

A magnitude do transporte sólido transversal calculado com a fórmula de Kriebel & Dean (1984) é diretamente proporcional ao valor do coeficiente  $K$ . Diferentemente de  $\alpha$ , que influencia a direção do transporte sólido,  $K$  determina apenas sua magnitude, ditando a velocidade do processo morfológico. A Figura 4.23 mostra o perfil de praia relativo ao caso 300 calculado pelo modelo para  $K = 1,1$  e  $K = 3,3$  após 10 horas. Nota-se que o ritmo de evolução do perfil foi mais rápido para  $K = 3,3$ .



**Figura 4.23: Perfil de praia após 10 horas simulados com diferentes valores do coeficiente  $K$ .**

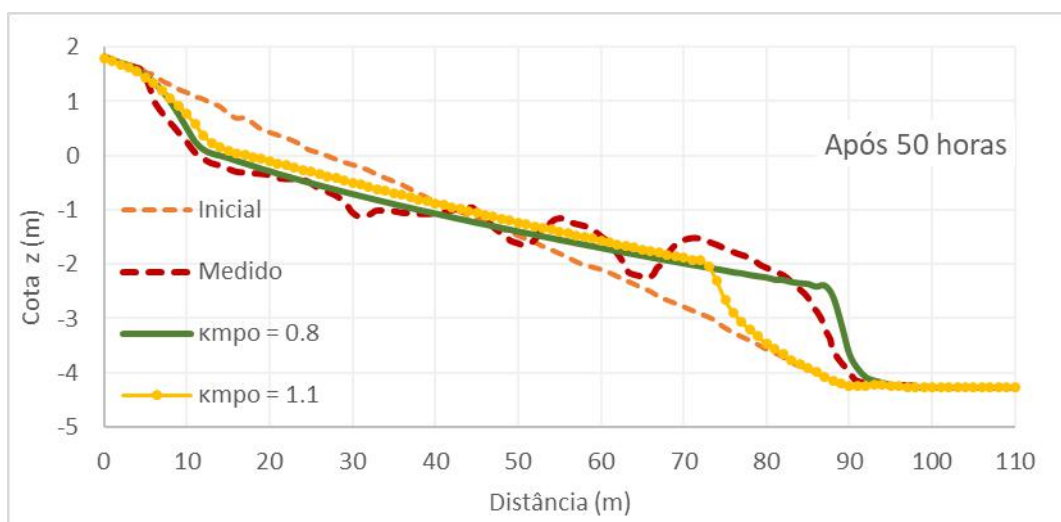
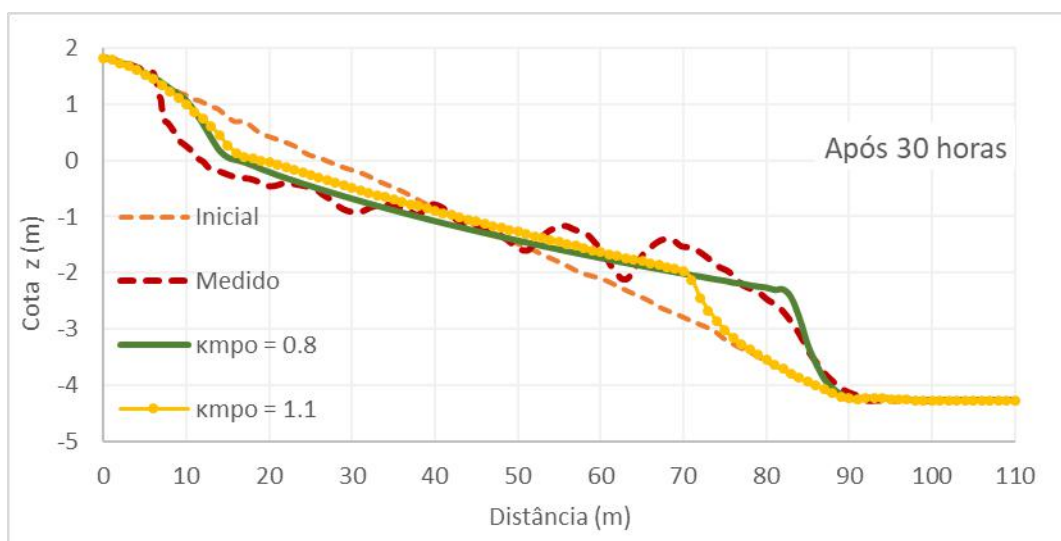
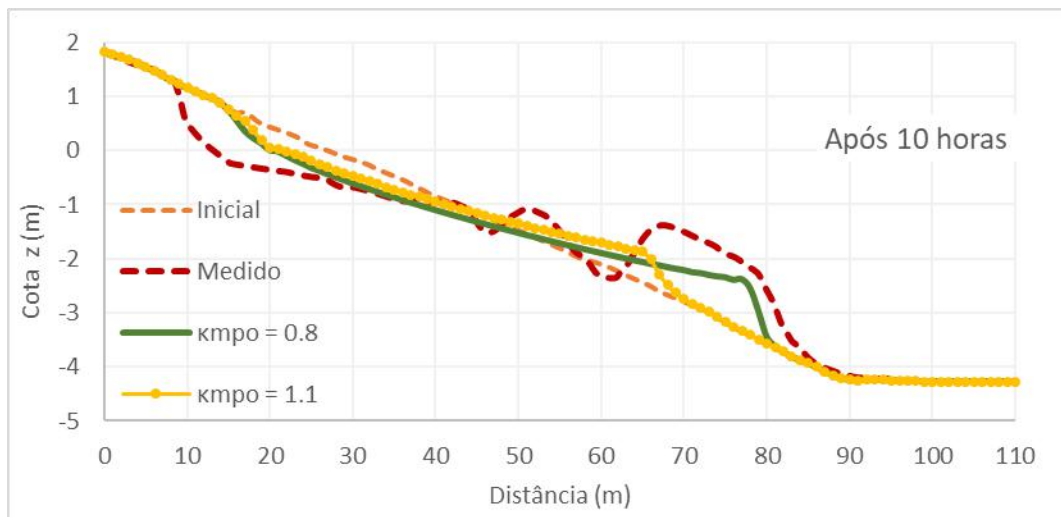
A Figura 4.24 compara os perfis de praia calculados para  $K = 1,1$  após 30 horas e para  $K = 3,3$  após 10 horas. Os perfis sobrepostos são praticamente idênticos, o que revela que o modelo com  $K = 3,3$  fornece uma evolução morfológica três vezes mais rápida do que a simulação com  $K = 1,1$ . Portanto, o coeficiente  $K$  tem papel similar ao de um fator de aceleração morfológica.



**Figura 4.24:**Sobreposição de perfis de praia calculados com  $K = 1,1$  após 30 horas e com  $K = 3,3$  após 10 horas.

### Calibração do índice de arrebenção $\kappa_{MPO}$

O índice de arrebenção  $\kappa_{MPO}$  é utilizado pelo MPO para calcular o ponto a partir do qual a quebra de onda ocorre. Quanto maior for  $\kappa_{MPO}$ , mais próximo da costa ocorre a arrebenção. A Figura 4.25 apresenta a evolução do perfil de praia para  $\kappa_{MPO} = 0,8$  e  $\kappa_{MPO} = 1,1$ . Nota-se que a variação do índice de arrebenção influencia principalmente o volume do banco de areia, a inclinação e a cota de elevação do perfil de praia.



**Figura 4.25: Evolução do perfil de praia para diferentes valores do coeficiente  $K_{MPO} = 0,8$  e  $K_{MPO} = 1,1$**

A Tabela 4-7 apresenta os valores dos parâmetros de calibração utilizados nos modelos calibrados de todos os casos. Observa-se um padrão bem definido para os casos de erosão. Dentre estes, todos utilizaram  $\alpha = 2,3$  e  $K$  entre 1,1 e 1,2. O valor do índice de arrebenção variou entre 0,68 e 0,8. Já para os casos de acreção, não houve um padrão comum a todos os casos. Para os casos 301 e 701 utilizou-se  $\alpha = 0,05$ . Estes casos apresentam em comum a granulometria ( $D_{50} = 0,40$  mm) e o alto volume de acreção. Os valores de  $K$  adotados para estes casos são também da mesma ordem de grandeza (0,5 e 0,3). Entretanto, os valores de  $K_{MPO}$  são discrepantes (0,60 e 1,18).

**Tabela 4-7: Parâmetros de calibração adotados para cada caso.**

<b>Caso n°</b>	<b>D<sub>50</sub></b>	<b>Tendência</b>	<b><math>\alpha</math></b>	<b>K</b>	<b>K<sub>MPO</sub></b>
<b>300</b>	0,22	Erosão	2,30	1,1	0,80
<b>301</b>	0,40	Acreção	0,05	0,5	0,60
<b>400</b>	0,22	Erosão	2,30	1,2	0,68
<b>401</b>	0,40	Erosão	2,30	1,1	0,78
<b>600</b>	0,22	Acreção	0,90	8,5	1,18
<b>701</b>	0,40	Acreção	0,05	0,3	1,18

Com base nos resultados observados na Tabela 4-7, supõe-se que o modelo gere melhores resultados de erosão com  $\alpha \geq 1$  e melhores resultados de acreção com  $\alpha \leq 1$ . O valor de  $\alpha$  deve ser maior para erosão mais intensa e mais próximo de 1 para erosão mais branda. Já para casos de acreção,  $\alpha$  deve ser menor para acreção mais intensa e mais próximo de 1 para acreção mais branda. Os valores de  $K$  e  $K_{MPO}$  devem ser regulados, respectivamente, em função da velocidade do processo morfológico, da inclinação e da geometria de perfil de praia que se queira obter.



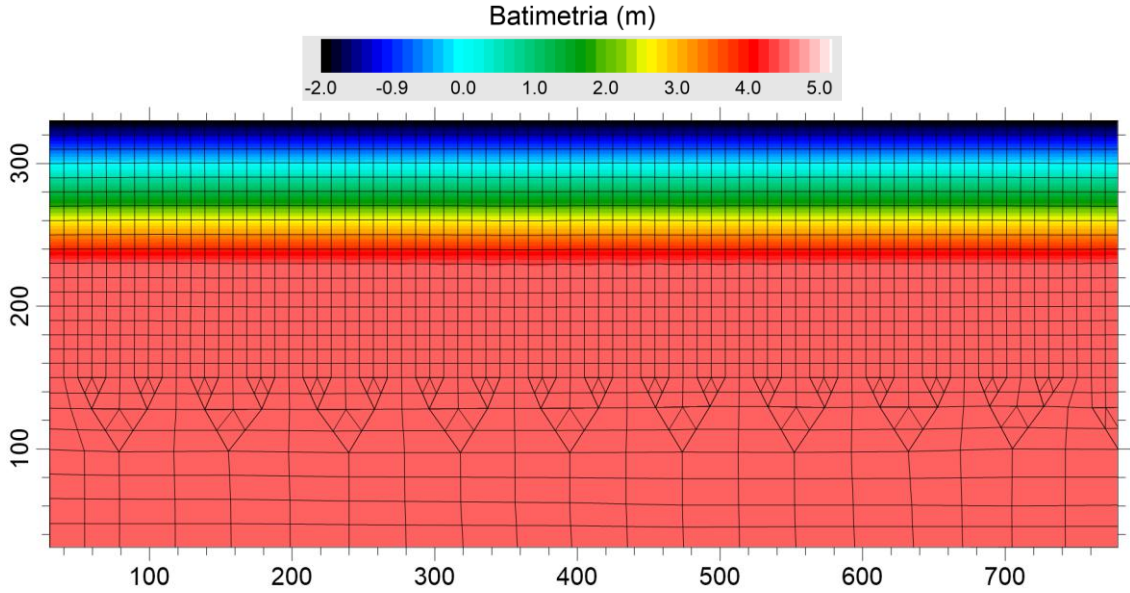
### **4.3 Avaliação do Modelo de Processos Litorâneos**

A seção 4.2 apresentou o processo de validação do MTS do SisBAHiA para cálculo da evolução morfológica do perfil de uma praia em um tanque de ondas, onde as alterações do fundo são forçadas apenas pela hidrodinâmica transversal à zona de arrebentação. Esta seção apresenta simulações realizadas em domínios de modelagem 2DH idealizados, a fim de analisar a eficácia do acoplamento das equações de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984) para representação de processos sedimentológicos nos quais a interação entre transporte longitudinal e transversal é relevante. A seguir introduzem-se as análises realizadas.

#### **Praia plana regular**

O modelo foi testado inicialmente para cálculo da evolução morfológica de curto prazo de uma praia plana e regular em costa aberta, situação na qual os gradientes de transporte longitudinal são pequenos. Neste caso, espera-se que haja apenas evolução do perfil de praia, sem avanços ou recuos significativos da linha de costa. Analisaram-se períodos entre 48 e 96 horas. A Figura 4.26 apresenta a batimetria e a malha de discretização espacial utilizada na modelagem da praia hipotética analisada. A malha apresenta resolução de 10 m x 10 m na zona de arrebentação. A batimetria considera um perfil transversal de inclinação 1:15, de modo a reproduzir uma praia semelhante às estudadas na etapa de validação do modelo de transporte transversal. Utilizaram-se também sedimento de fundo com diâmetro igual a 0,40 mm e as mesmas condições de período e altura de onda relativas aos casos 301 e 401 dos testes de validação. Adotou-se essa estratégia por já se conhecer a resposta morfológica esperada dessas condições de onda para o perfil de praia e granulometria em questão. Realizaram-se, portanto, análises tanto para erosão típica de mau tempo, quanto para acreção pós-tempestade.

Diferentemente do que ocorria no canal de ondas, impuseram-se ondas com inclinação entre 5° a 10° em relação à costa, a fim de se gerar correntes longitudinais na praia. Considerou-se ainda a absorção de condições internas de níveis e correntes nas fronteiras abertas transversais à praia. Compararam-se os resultados obtidos, primeiro considerando apenas o cálculo de transporte longitudinal e, em seguida, considerando transportes longitudinal e transversal.



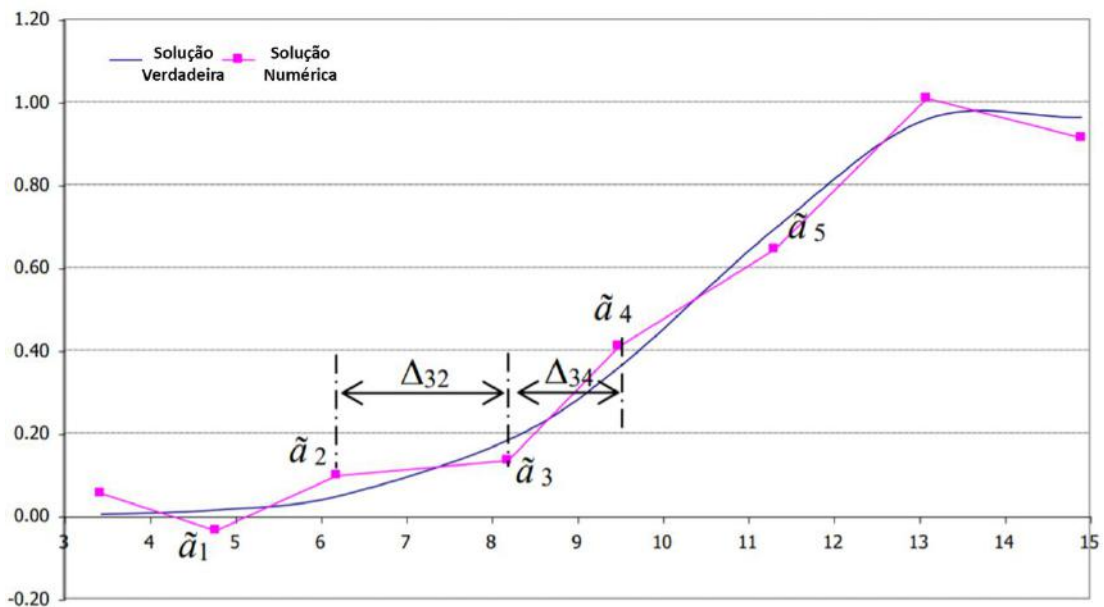
**Figura 4.26: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana regular idealizada.**

O perfil transversal de correntes longitudinais é um parâmetro frequentemente analisado em estudos de processos litorâneos (*e.g.* SILVA *et al.*, 2005; BERGILLOS *et al.*, 2017), uma vez que interfere diretamente na evolução morfológica. Assim sendo, apresenta-se ainda, para o caso da praia plana regular, uma análise prévia da influência dos parâmetros de calibração do MH na distribuição transversal de correntes longitudinais.

Uma maneira de regular a distribuição do perfil de correntes longitudinais no SisBAHiA é através da interface dissipativa de velocidade. ROSMAN (2018) esclarece que o SisBaHiA possui interfaces dissipativas para controlar oscilações numéricas espúrias inerentes ao esquema numérico utilizado pelo modelo. A interface dissipativa aplicada por exemplo à variável hipotética  $a$ , representada na Figura 4.27, resulta em:

$$a_3 = \left(1 - \frac{3}{4}\omega\right)\tilde{a}_3 + \omega \left(\frac{\Delta_{32}\tilde{a}_4 + \Delta_{34}\tilde{a}_2}{\Delta_{32} + \Delta_{34}}\right) - \frac{\omega}{4} \left(\frac{\Delta_{31}\tilde{a}_5 + \Delta_{35}\tilde{a}_1}{\Delta_{31} + \Delta_{35}}\right) \quad (3.12)$$

Onde  $\tilde{a}$  são valores da variável  $a$  com oscilações espúrias,  $\Delta$  representa a distância entre dois pontos, cf Figura 4.27, e  $\omega = [0.0, 1.0]$  é o peso de ponderação, que define a importância dada aos nós vizinhos do nó que está passando pelo processo de filtragem.



**Figura 4.27:** Exemplo de solução verdadeira ( $a$ ) e solução numérica com oscilações espúrias ( $\tilde{a}$ ). Adaptado de ROSMAN (2018).

A interface dissipativa funciona como uma função de filtragem externa que, idealmente, remove oscilações numéricas espúrias sem gerar amortecimentos relevantes na função resposta do problema. Entretanto, verificou-se que a interface dissipativa de velocidade exerce influência significativa no perfil transversal de correntes longitudinais.

A função de filtragem espacial da interface dissipativa de velocidade pode ser executada tantas vezes quanto necessário a cada passo de tempo do modelo. Outro parâmetro importante é o peso de ponderação  $\omega$ . Quanto maior forem o número de filtragens e o valor de  $\omega$ , maior será a dissipação.

Os diferentes perfis de velocidades obtidos para diferentes configurações da interface dissipativa de velocidade foram comparados com os perfis analíticos de correntes longitudinais previstos por LONGUET-HIGGINS (1970 b) para diferentes condições de mistura turbulenta.

### Praia plana com espigão / quebra-mar

O segundo e o terceiro casos analisados consideraram, respectivamente, a introdução de um espigão e de um quebra-mar na praia plana regular previamente apresentada, conforme ilustram a Figura 4.28 e a Figura 4.29, respectivamente. Modelou-se a evolução morfológica de curto prazo a barlar e a sotamar destas estruturas, novamente com e sem a influência de transporte transversal.

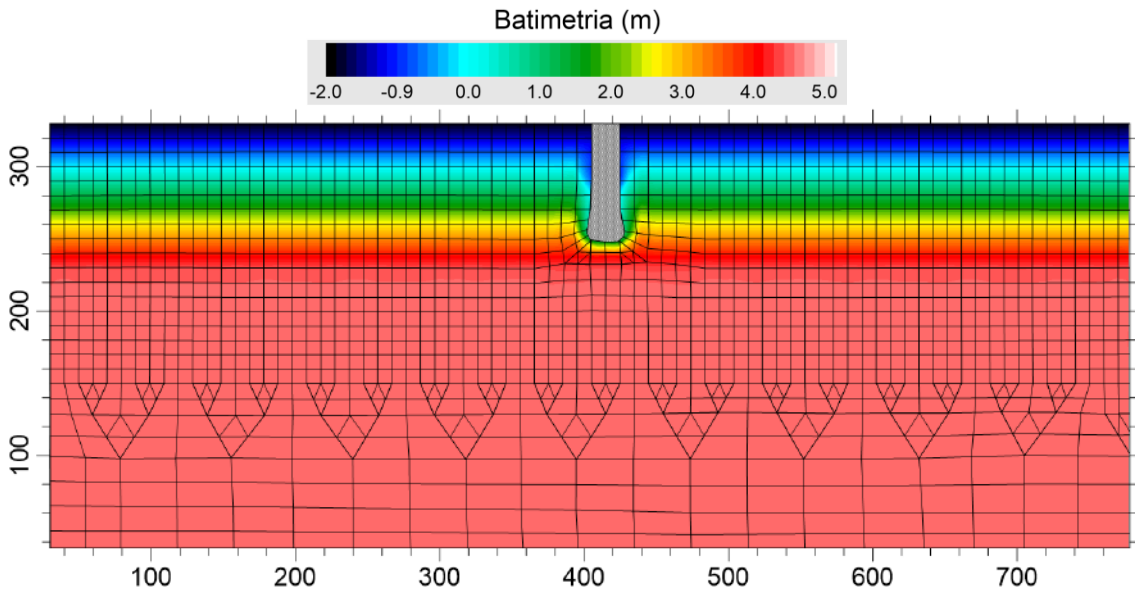


Figura 4.28: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana com um espigão.

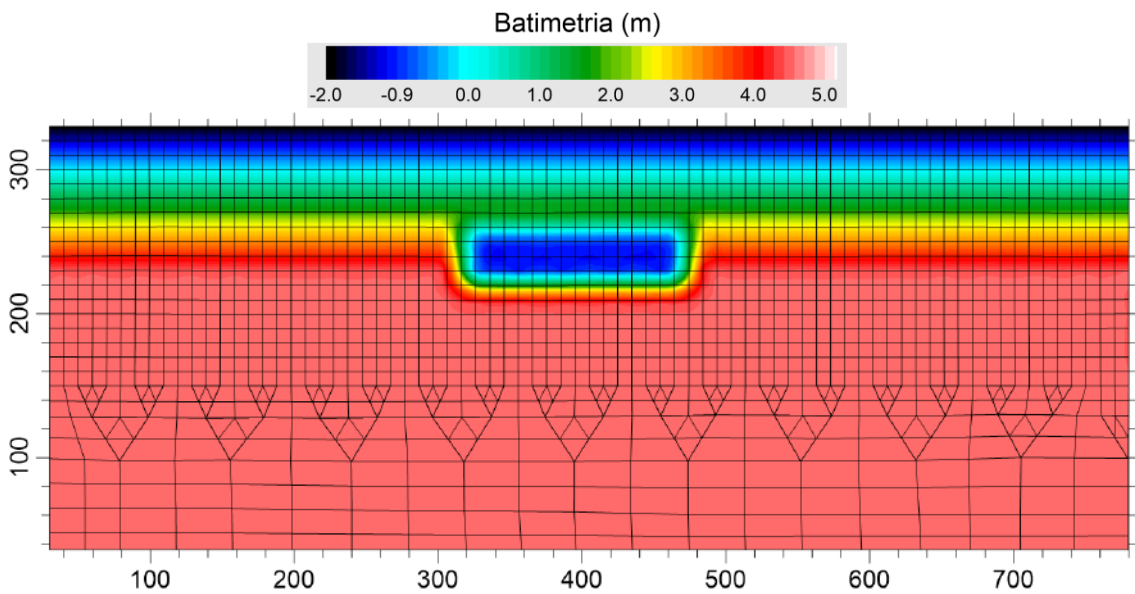


Figura 4.29: Batimetria e malha de elementos finitos utilizada na modelagem de uma praia plana com um quebra-mar emerso.

A Tabela 4-8 apresenta os quatorze cenários de curto prazo simulados. Dentre estes, seis casos consideram apenas o cálculo do transporte longitudinal ( $Q_L$ ), com o modelo de transporte transversal desativado. Os demais casos consideram o cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal ( $Q_L + Q_T$ ). O prefixo das siglas indica o caso analisado (PR – praia regular; PE – praia com espigão; PQ – praia com quebra-mar), enquanto o sufixo indica a tendência morfológica esperada (E – erosão e A – acreção). Sufixo S indica ainda a ausência de transporte transversal.

**Tabela 4-8: Cenários de evolução morfológica simulados.**

Caso	Cenário	Sigla	Período (s)	Altura (m) e Direção (°) de Quebra de Onda	Duração
Praia plana regular	$Q_L$ - erosão	PR-SE	5,6	1,97 m – 9°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - erosão	PR-E	5,6	1,97 m – 9°	48 h
	$Q_L$ - acreção	PR-SA	11,3	1,90 m – 10°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - acreção	PR-A	11,3	1,90 m – 10°	48 h
	$Q_L + Q_T$ erosão - acreção	PR-EA	5,6 - 11,3	1,97 m/1,90 m 9°/10°	96 h
	$Q_L + Q_T$ acreção - erosão	PR-AE	11,3 - 5,6	1,90 m/1,97 m 10°/9°	96 h
Praia plana com espigão	$Q_L$ - erosão	PE-SE	5,6	1,97 m – 5°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - erosão	PE-E	5,6	1,97 m – 5°	48 h
	$Q_L$ - acreção	PE-SA	11,3	1,90 m – 5°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - acreção	PE-A	11,3	1,90 m – 5°	48 h
Praia plana com quebra-mar	$Q_L$ - erosão	PQ-SE	5,6	1,97 m – 5°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - erosão	PQ-E	5,6	1,97 m – 5°	48 h
	$Q_L$ - acreção	PQ-SA	11,3	1,90 m – 5°	48 h
	$Q_L + Q_T$ - acreção	PQ-A	11,3	1,90 m – 5°	48 h

Para o caso da praia regular simularam-se seis cenários, sendo os dois primeiros com condições de onda geradoras de erosão de mau tempo durante 48 horas. O primeiro caso (PR-SE) desconsiderou o transporte transversal. O segundo caso considerou o cálculo de transporte longitudinal e transversal para a condição de erosão (PR-E). O terceiro (PR-SE) e o quarto (PR-E) casos são análogos ao primeiro e ao segundo, mas simularam a evolução morfológica a partir da condição de onda geradora de acreção pós-tempestade. O quinto cenário (PR-EA) simulou condições de erosão nas primeiras 48 horas e condições de acreção nas 48 horas seguintes, considerando cálculo de transporte transversal. O sexto cenário (PR-AE) é análogo ao quinto, mas considera primeiro condições de acreção e depois condições de erosão. Os demais cenários, simulados para os casos da praia com espigão e com quebra-mar, são análogos aos quatro primeiros cenários simulados para a praia regular.

### 4.3.1 Resultados – praia plana regular

A Figura 4.30 apresenta as alturas e direções de onda ao longo da praia utilizadas para os cenários de erosão. As ondas apresentam período  $T = 5.6$  s e arrebentam na praia com altura de  $H_B = 1,97$  m inclinadas de  $9^\circ$  em relação à costa. A Figura 4.31 apresenta as correntes longitudinais geradas, cujo perfil transversal apresenta velocidade máxima igual 1,45 m/s.

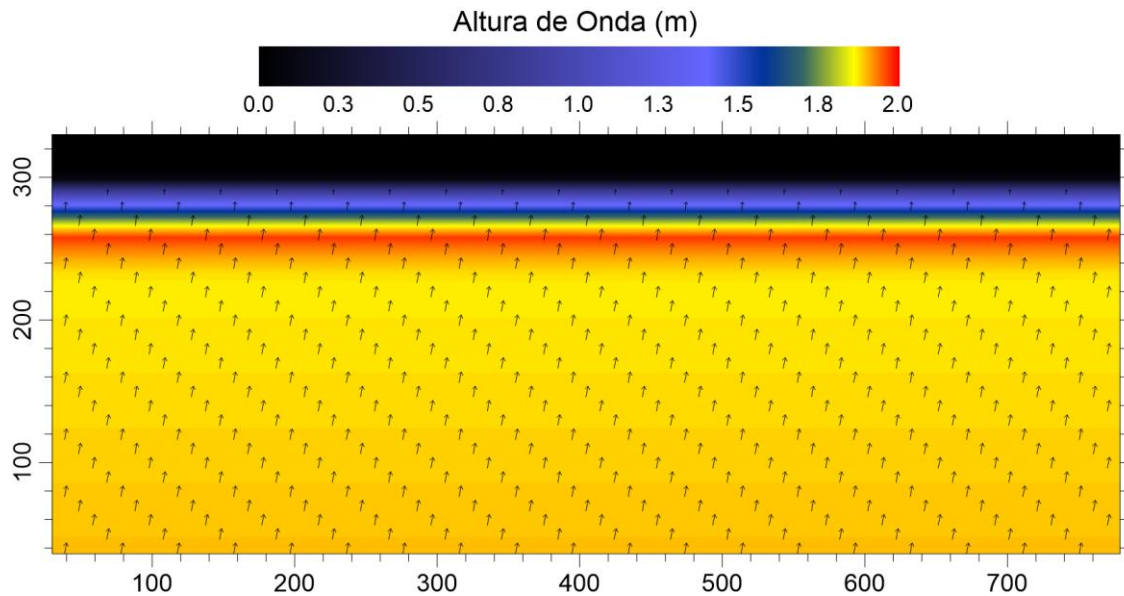


Figura 4.30: Altura e direção de ondas ao longo da praia para os cenários de erosão de mau tempo.

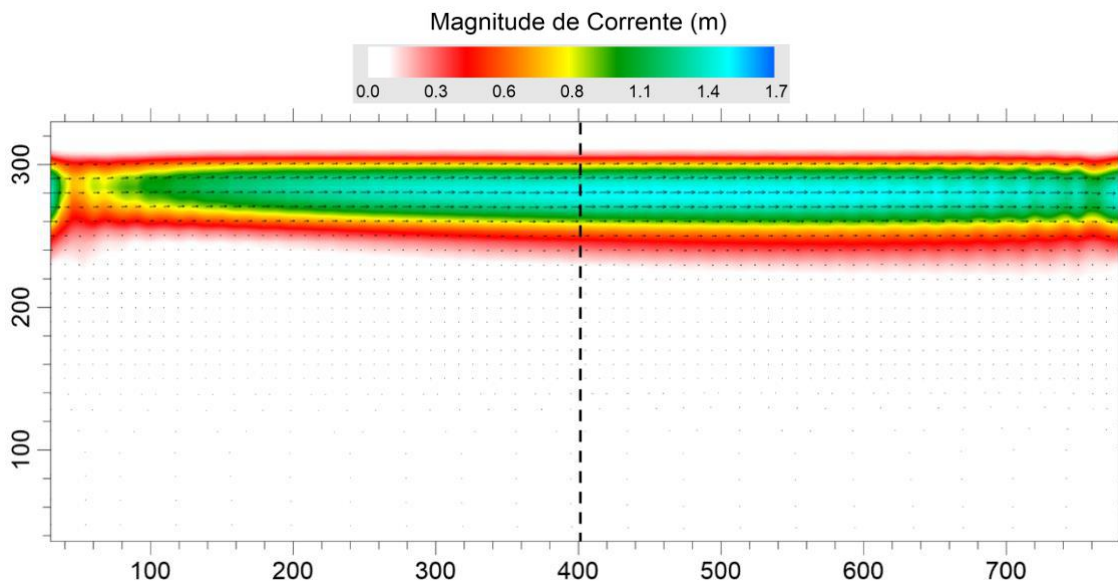
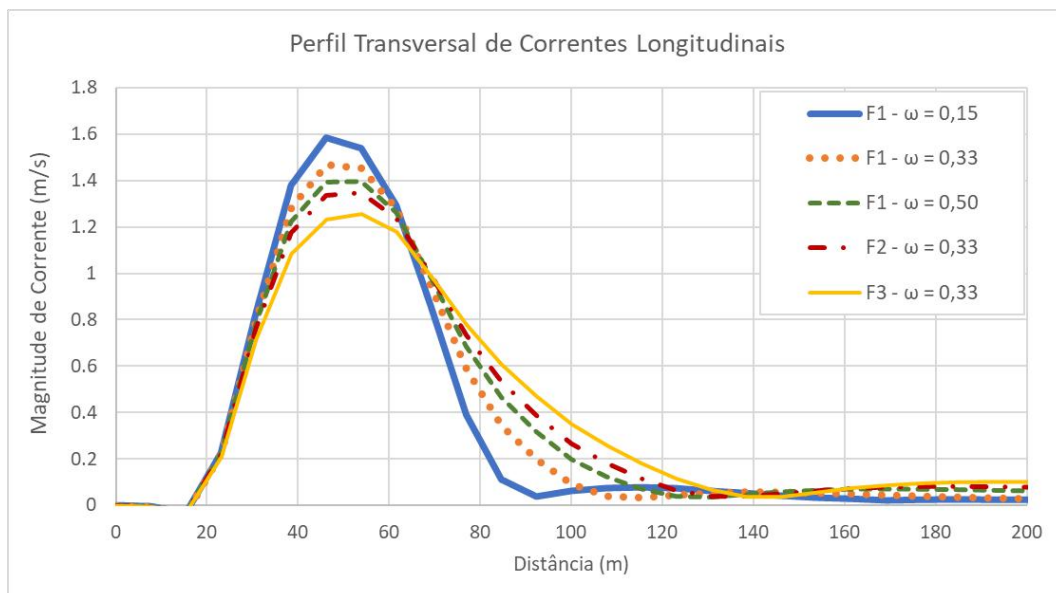


Figura 4.31: Correntes longitudinais para o cenário com interface dissipativa padrão. A linha tracejada indica a posição do perfil transversal de correntes longitudinais.

### Perfil de correntes longitudinais

Para a análise da distribuição transversal de correntes longitudinais, executaram-se cenários com uma filtragem (F1) por passo de tempo do MH com pesos de ponderação  $\omega = 0,15$ ;  $0,33$  e  $0,5$  e cenários com duas e três filtragens (F2 e F3) por passo de tempo com peso  $\omega = 0,33$ . Os valores padrão utilizados pelo SisBaHiA são uma filtragem a cada passo de tempo com  $\omega = 0,33$  (F1 – peso  $0,33$ ), cujo resultado é ilustrado pela Figura 4.31.

A Figura 4.32 apresenta os perfis transversais de correntes longitudinais para as diferentes configurações analisadas da interface dissipativa de velocidade. O perfil “F1 –  $\omega = 0,15$ ” apresenta o maior valor de velocidade máxima e o menor espalhamento dentre todos, uma vez que considera menor dissipação que os demais cenários. O aumento de  $\omega$ , assim como o aumento do número de filtragens por passo de tempo, aumenta o espalhamento do perfil e reduz a velocidade máxima. Observa-se que o aumento do número de filtragens tende a dissipar o perfil de velocidades mais do que o aumento de  $\omega$ .



**Figura 4.32: Perfis transversais de correntes longitudinais calculados para diferentes configurações da interface dissipativa de velocidade do SisBaHiA.**



A fim de avaliar o realismo dos perfis de velocidade calculados, os cinco perfis foram adimensionalizados e comparados com os perfis analítico de correntes longitudinais de LONGUET-HIGGINS (1970 b). A Figura 4.33 apresenta os perfis calculados pelo modelo, sobrepostos aos perfis analíticos, sendo  $V = v/v_0$  e  $X = x/x_b$ , onde:

- $x$  é a distância transversal à linha de costa;
- $x_b$  é a posição do ponto de arrebenção de ondas;
- $X$  é a distância transversal à linha de costa adimensional;
- $v$  é a magnitude local de corrente longitudinal;
- $v_0$  é a magnitude de corrente longitudinal no ponto de arrebenção para  $P = 0$ ;
- $V$  é a corrente longitudinal adimensional.

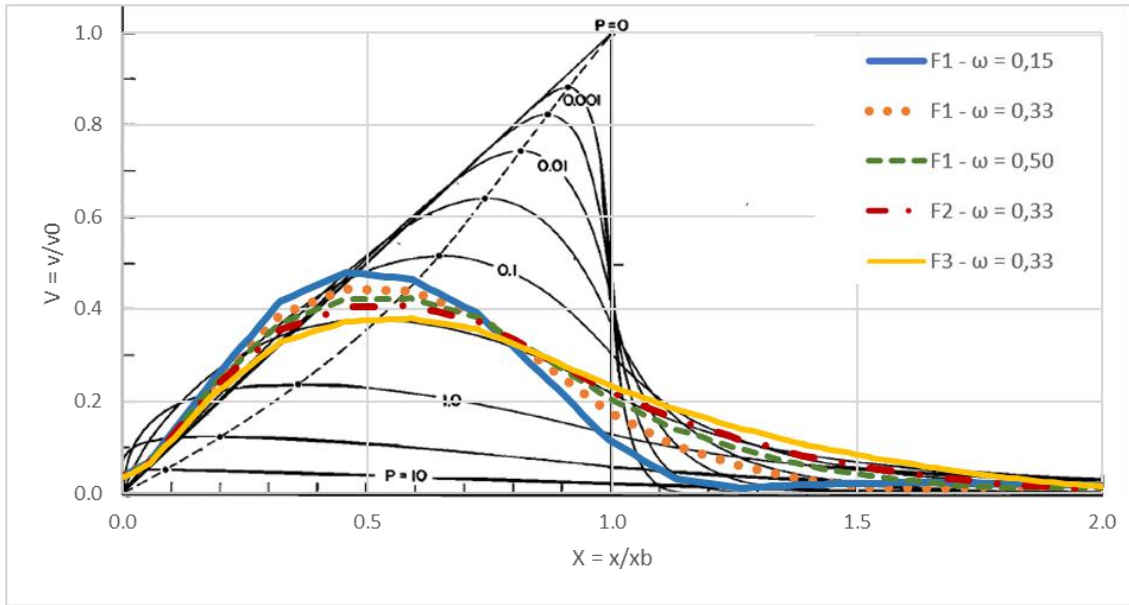
A velocidade  $v_0$  é obtida através da equação (3.13):

$$v_0 = \frac{5\pi}{8} \frac{\lambda}{C_f} (gH_b)^{1/2} s \sin \theta_b \quad (3.13)$$

Onde:

- $\lambda$  é uma constante que pode variar entre 0,3 e 0,6.;
- $C_f$  é o coeficiente de atrito no fundo;
- $s$  é a declividade do perfil de praia;
- $\theta_b$  é a inclinação da onda em relação à linha de costa no ponto de arrebenção.

É importante frisar que perfis para valores extremos de  $P$  jamais serão observados na prática. Estes perfis somente são obtidos matematicamente, por meio da solução analítica de LONGUET-HIGGINS (1970 b).



**Figura 4.33: Perfis adimensionais de correntes longitudinais obtidos pela SisBaHiA e perfis adimensionais analíticos de LONGUET-HIGGINS (1970b).**

A comparação entre os resultados numéricos e a solução analítica apresentada na Figura 4.33 deve ser feita com ressalvas, uma vez que há diferenças na formulação entre o resultado numérico 2DH e o analítico, principalmente no que diz respeito à parametrização do atrito no fundo. Enquanto LONGUET-HIGGINS (1970 b) considera coeficiente de atrito  $C_f$  uniforme ao longo da praia, o SisBaHiA, assim como outros sistemas de modelagem, considera  $C_f$  variado no espaço e calculado a partir do coeficiente de Chézy ( $C_h$ ):

$$C_f = \frac{g}{C_h} \quad (3.14)$$

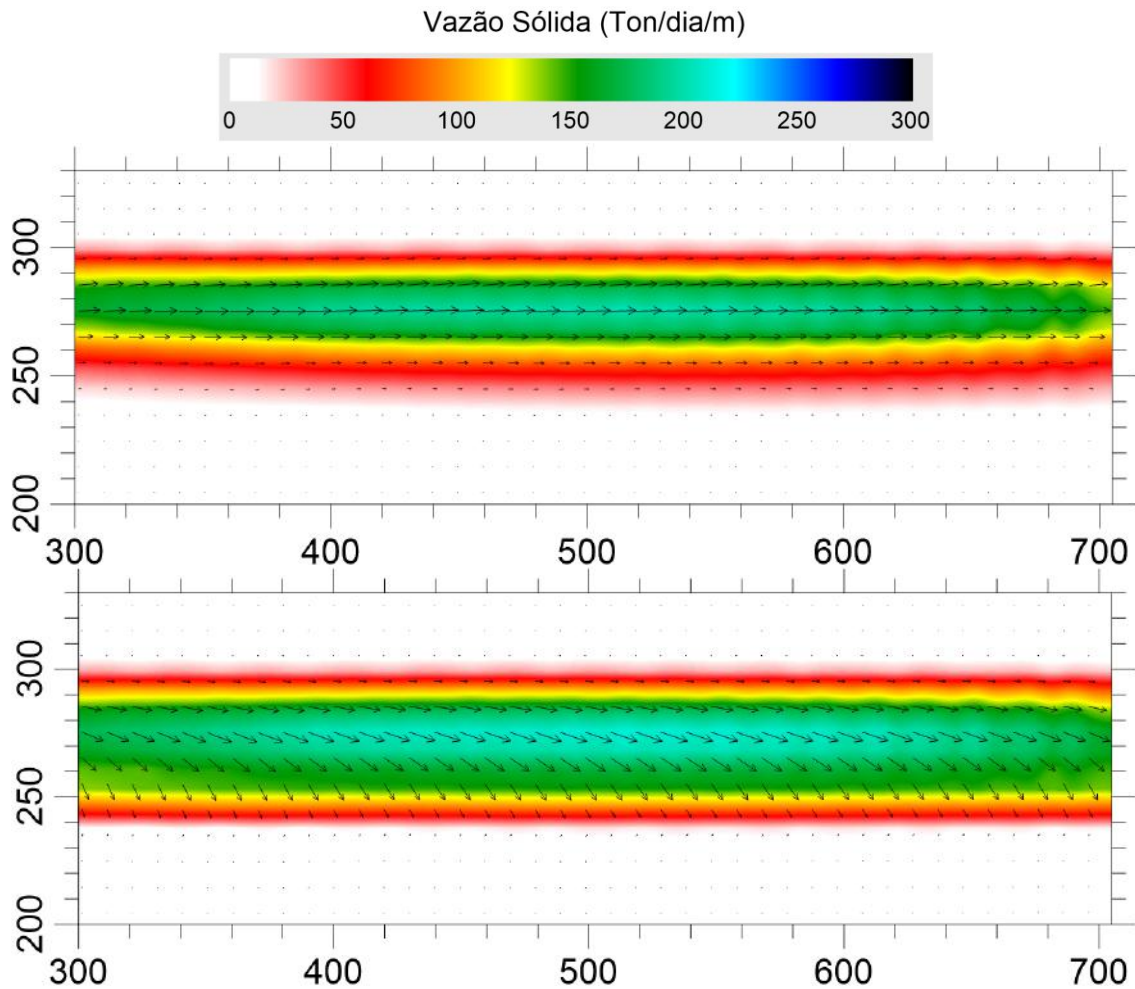
$$C_h = 18 \log_{10} \left[ \frac{6(\zeta + h)}{\varepsilon} \right] \quad (3.15)$$

onde  $(\zeta + h)$  é a coluna de água e  $\varepsilon$  é a amplitude da rugosidade equivalente do fundo, que, dentre outros fatores, depende do sedimento de fundo e da existência de apenas efeitos de correntes, ou de correntes e ondas.

Apesar das diferenças na formulação, observa-se coerência para os diferentes cenários do resultado numérico em relação aos perfis analíticos. Apenas o perfil “ $F1 - \omega = 0,15$ ” destoa dos demais perfis numéricos na comparação com o resultado analítico. As análises a seguir, sobre os resultados de vazão sólida e evolução morfológica, consideraram a configuração padrão da interface dissipativa do SisBaHiA (“ $F1 - \omega = 0,33$ ”).

*Acoplamento entre Fórmulas de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984)*

A Figura 4.34 apresenta o transporte de sedimentos ao longo da zona de arrebenção calculado apenas com a fórmula de Van Rijn (2007), acima, e o transporte resultante do acoplamento entre as fórmulas de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984), abaixo. Nota-se de forma clara que a primeira estratégia reproduz apenas o transporte longitudinal, enquanto a introdução da fórmula de Kriebel & Dean (1984) introduziu no MTS a componente de transporte transversal, que, no caso apresentado, gera transporte sólido para ao largo da zona de arrebenção.



**Figura 4.34:** Transporte litorâneo calculado pelo SisBaHiA apenas com a fórmula de Van Rijn (2007), acima, e com o acoplamento entre as fórmulas de Van Rijn (2007) e Kriebel & Dean (1984).

#### *Resposta Morfodinâmica – Erosão (Cenários PR-SE e PR-E)*

A Figura 4.35 mostra a batimetria inicial e após 48 horas para os cenários com e sem a ação do modelo de transporte transversal, PR-SE e PR-E, respectivamente. Nota-se que praticamente não houve modificações para o cenário com apenas  $Q_L$ , enquanto que para o cenário com  $Q_L + Q_T$  a isóbata de 4 m se deslocou para uma posição mais ao largo.

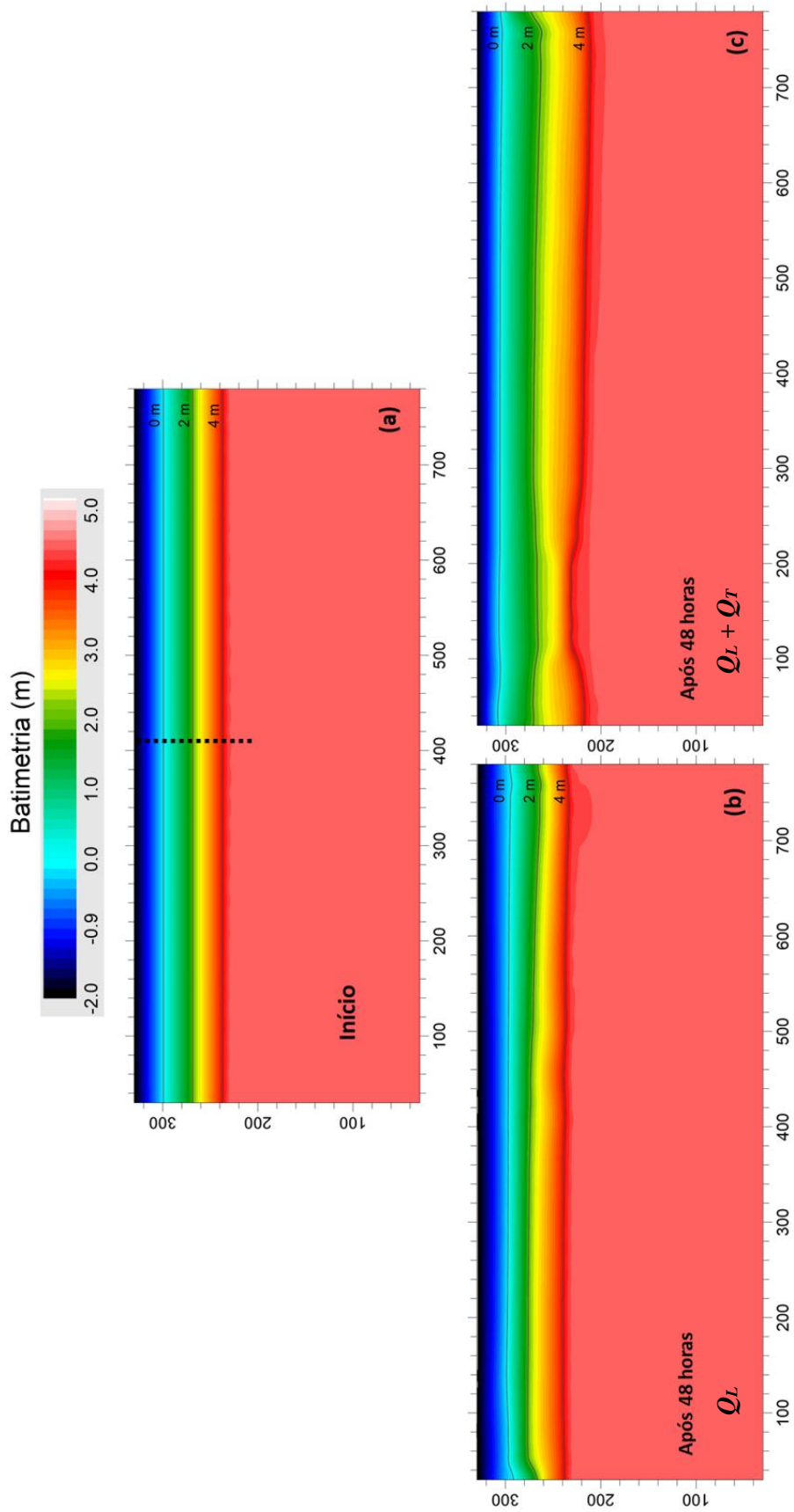
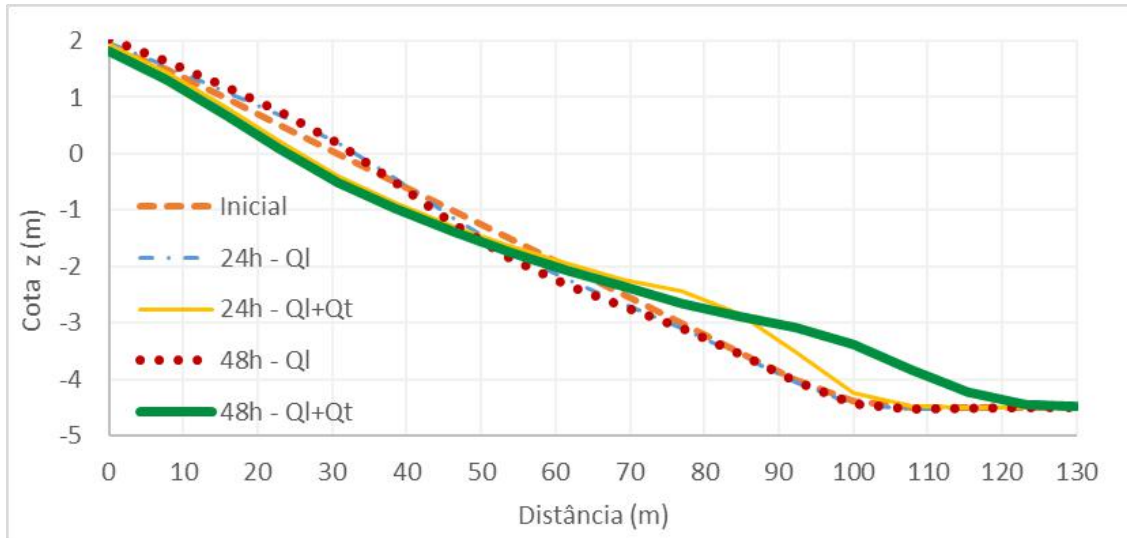


Figura 4.35: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade.

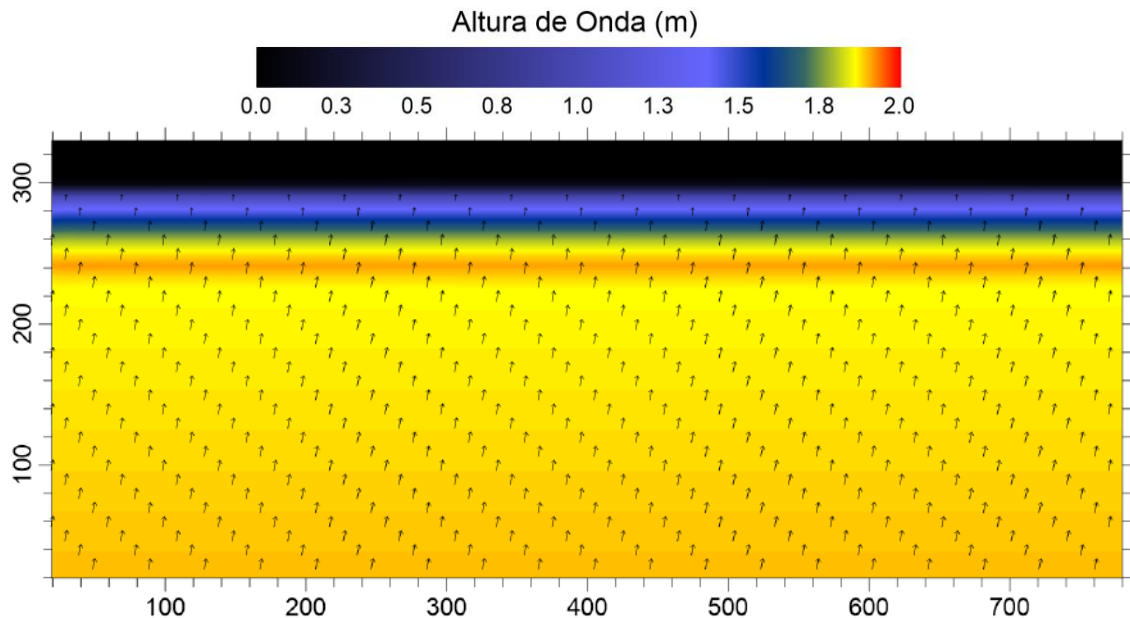
A Figura 4.36 apresenta a evolução do perfil transversal obtido na região central da praia, indicado na Figura 4.35, para ambos os cenários. Nota-se o crescimento progressivo de um banco de areia ao largo da zona de arrebentação e a erosão esperada da face da praia para o cenário com  $Q_L + Q_T$ . O perfil de praia variou muito pouco para o cenário com  $Q_L$  apenas.



**Figura 4.36: Evolução de perfil de uma praia plana regular com cálculo apenas de transporte longitudinal ( $Q_L$ ) e cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal ( $Q_L + Q_T$ ) para uma condição de onda geradora de tendência de erosão da face da praia.**

*Resposta Morfodinâmica – Acreção (Cenários PR-SA e PR-A)*

Analisa-se agora os cenários PR-SA e PR-A, nos quais a condição de onda incidente geradora de acreção apresenta período  $T = 11,33$  s e arrebenta com altura  $H_B = 1,90$  m e inclinação de  $10^\circ$  em relação à costa, conforme a Figura 4.37 retrata.



**Figura 4.37: Altura e direção de ondas ao longo da praia para o cenário de acreção de face de praia.**

A Figura 4.38 apresenta a batimetria inicial e após 48 horas calculada pelos modelos com  $Q_L$  e com  $Q_L + Q_T$ . Novamente não houve modificações significativas no caso em que apenas  $Q_L$  é calculado, enquanto que no caso com  $Q_L + Q_T$  as isóbatas de 2 m e 4 m recuaram em direção à linha de costa.

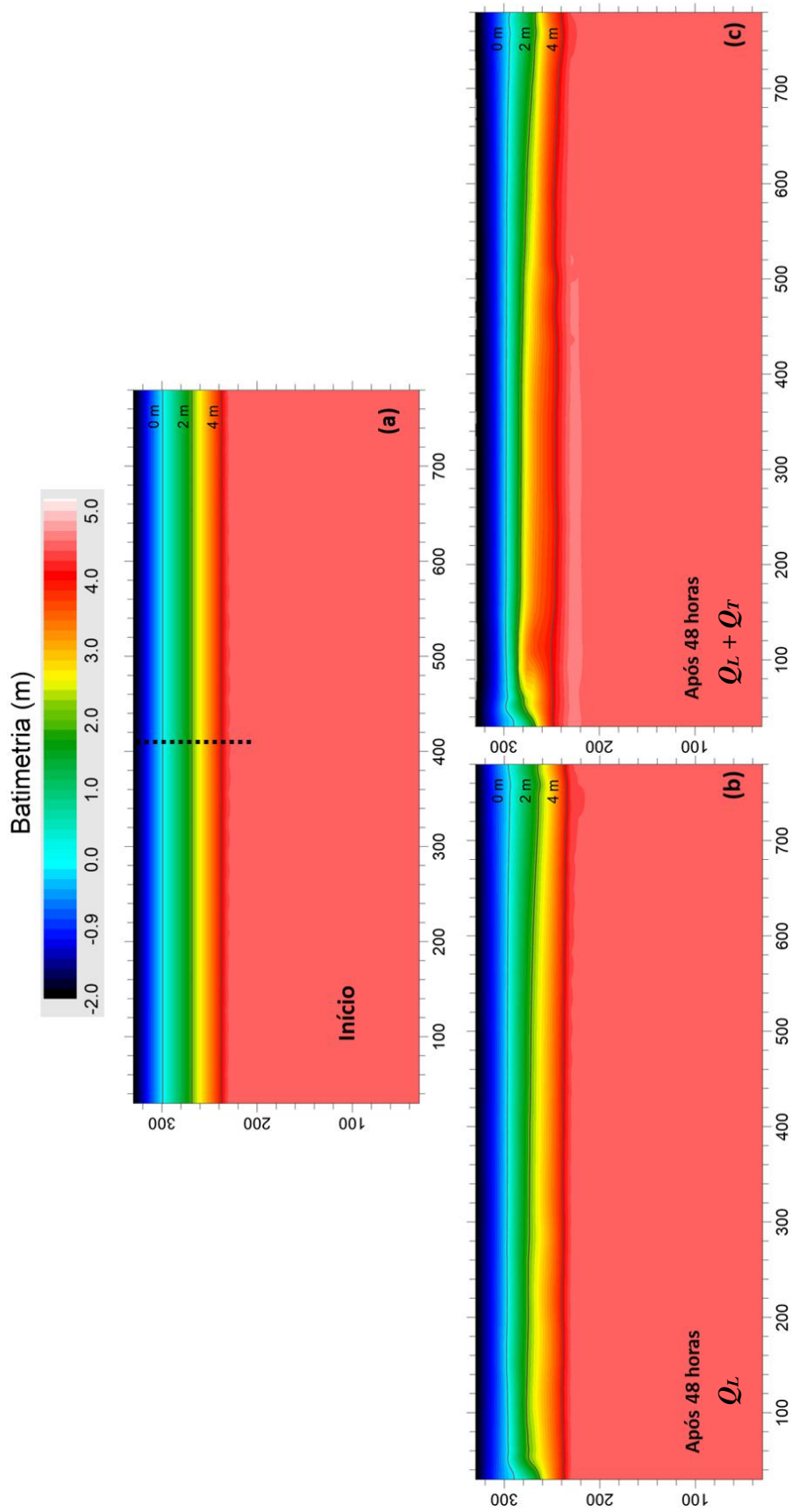
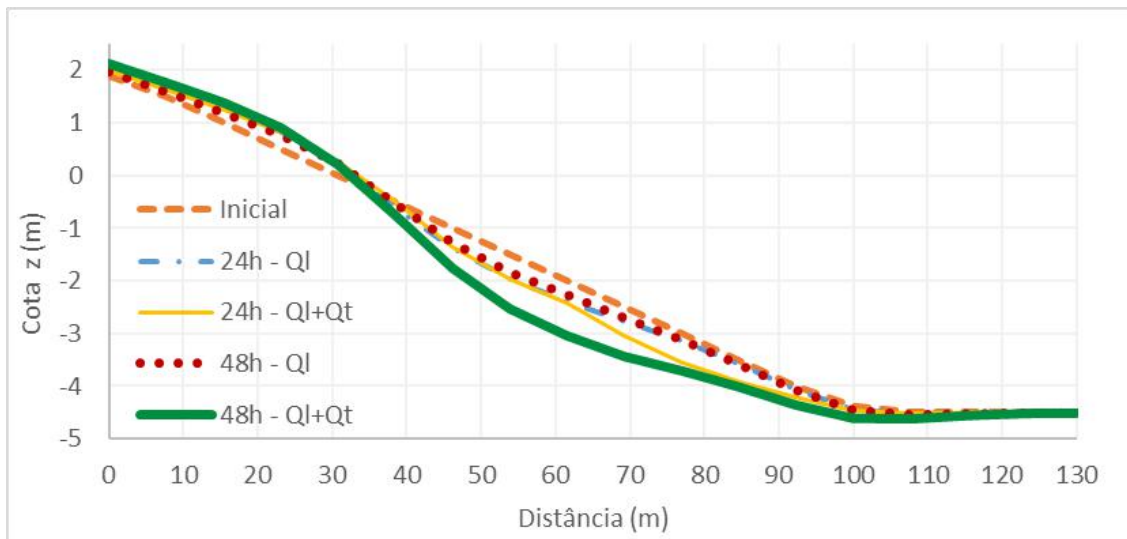


Figura 4.38: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.



A Figura 4.39 apresenta a evolução do perfil transversal obtido na região central da praia para ambos os cenários. Nota-se o aumento progressivo da inclinação do perfil de praia para o caso com  $Q_L + Q_T$ , devido à ocorrência de erosão na região submersa e de sedimentação na zona de espriamento, formando uma berma. Assim como observado para a simulação com onda geradora de erosão de mau tempo, na situação de acreção o perfil de praia também variou muito pouco para o caso com apenas  $Q_L$ .



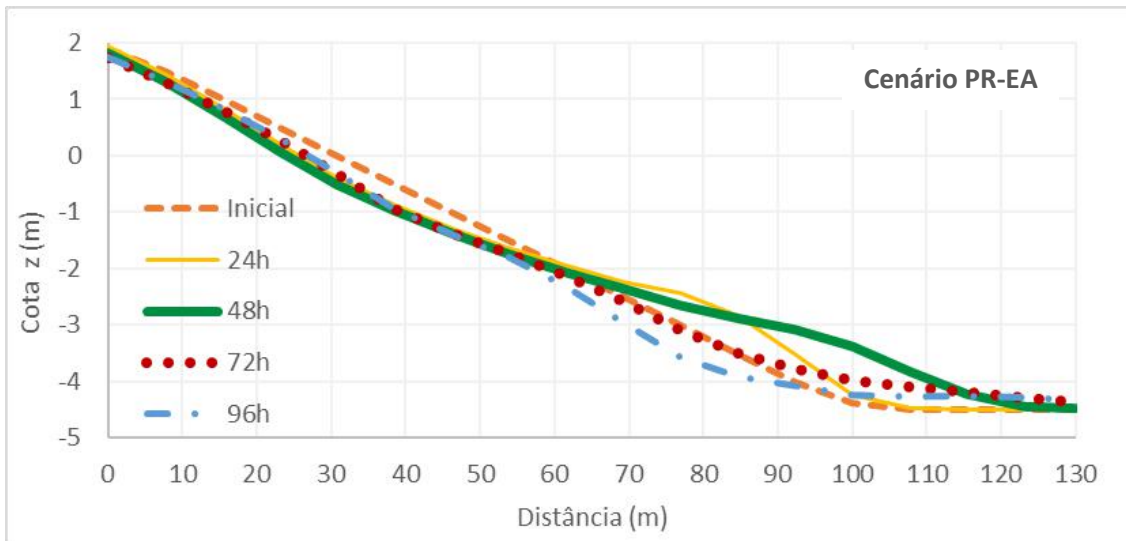
**Figura 4.39: Evolução do perfil de uma praia plana regular com cálculo apenas de transporte longitudinal ( $Q_L$ ) e cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal ( $Q_L + Q_T$ ) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós tempestade.**

*Resposta Morfodinâmica – Erosão-Acreção / Acreção-Erosão  
(Cenários PR-EA e PR-AE)*

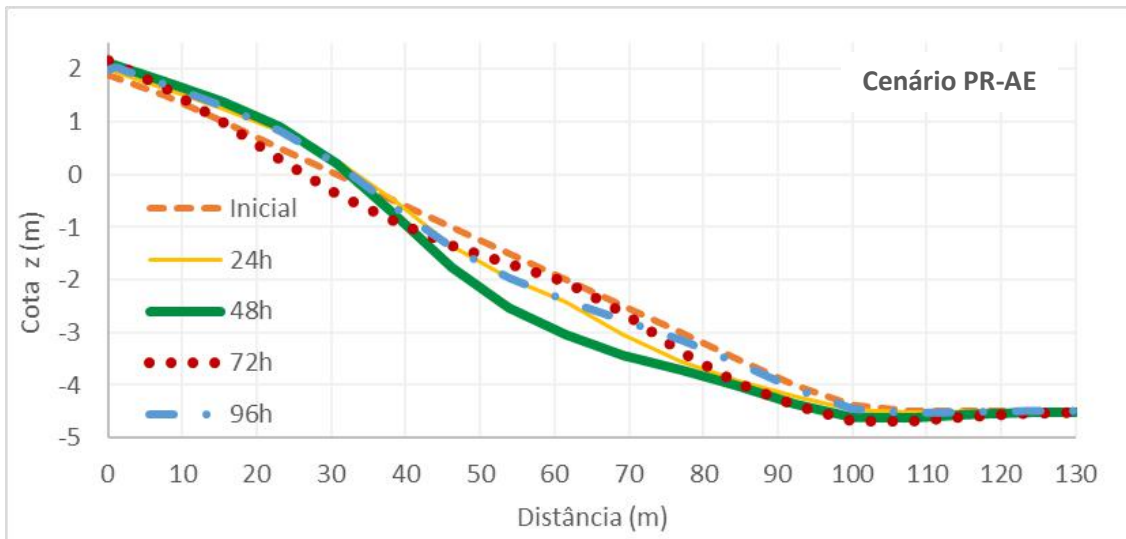
A Figura 4.40 apresenta a evolução do perfil de praia referente ao cenário PR-EA, que simula um período 48 horas com onda de tempestade, seguido de um período de 48 horas com onda de bom tempo. Nota-se que o banco de areia formado durante as primeiras 48 horas é desfeito e o perfil de praia após 96 horas apresenta geometria similar à observada no instante inicial, embora o perfil tenha recuado ligeiramente em direção à linha de costa.

Na Figura 4.41, que retrata o cenário PR-AE, com 48 horas de onda de bom tempo, seguidas de 48 horas de condições de mau tempo, observa-se a tendência exatamente oposta. O transporte transversal em direção ao largo, entre 48 e 96 horas, consome a

berma construída ao longo das primeiras 48 horas e deposita o sedimento ao largo da zona de arrebentação. A declividade do perfil de praia diminuiu e o perfil passa a ter traçado similar ao original.



**Figura 4.40:** Evolução do perfil de praia para um cenário com condição de erosão nas primeiras 48 horas e acreção entre 48 e 96 horas.



**Figura 4.41:** Evolução do perfil de praia para um cenário com condição de acreção nas primeiras 48 horas e erosão entre 48 e 96 horas.

### 4.3.2 Resultados – praia plana com espigão

#### *Resposta morfodinâmica – erosão (Cenários PE -E e PE-SE)*

A Figura 4.42 apresenta as alturas e direções de onda ao longo da praia, referentes aos cenários de erosão para a praia com espigão. As ondas apresentam período  $T = 5.6$  s e arrebentam na praia com altura de  $H_B = 1,97$  m inclinadas de  $5^\circ$  em relação à costa. A Figura 4.31 apresenta as correntes longitudinais geradas, cujo perfil transversal apresenta velocidade máxima igual 0,95 m/s. O espigão interrompe o fluxo litorâneo, direcionando as correntes litorâneas para ao largo e criando uma célula de recirculação a sotamar, em sua zona de sombra.

A Figura 4.44 apresenta a batimetria inicial e após 48 horas para os cenários PE-SE e PE-E. Nota-se a deposição de sedimentos a barlar do espigão e a erosão a sotamar em ambos os cenários, padrão esperado para este tipo de simulação. Entretanto, as isóbatas apresentam mais regularidade no cenário PE-SE. Conforme coloca KRISTENSEN *et al.* (2013), a introdução de efeitos de transporte transversal em simulações torna mais regular o padrão de evolução morfológica (Figura 2.18), evitando a degeneração dos perfis de praia por erros numéricos cumulativos .

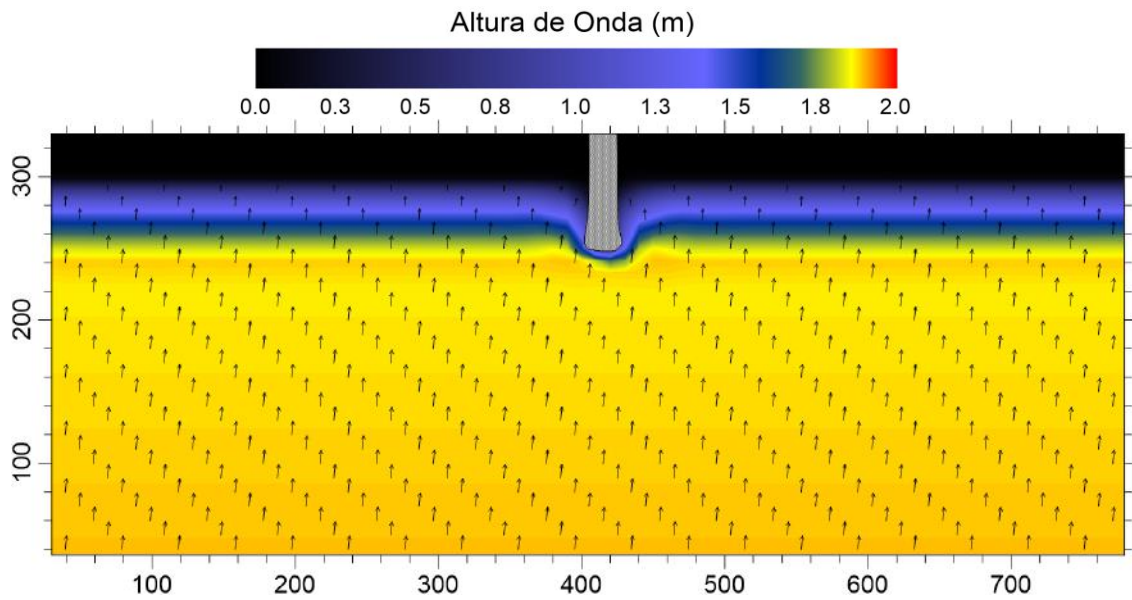


Figura 4.42: Altura e direção de ondas para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com espigão.

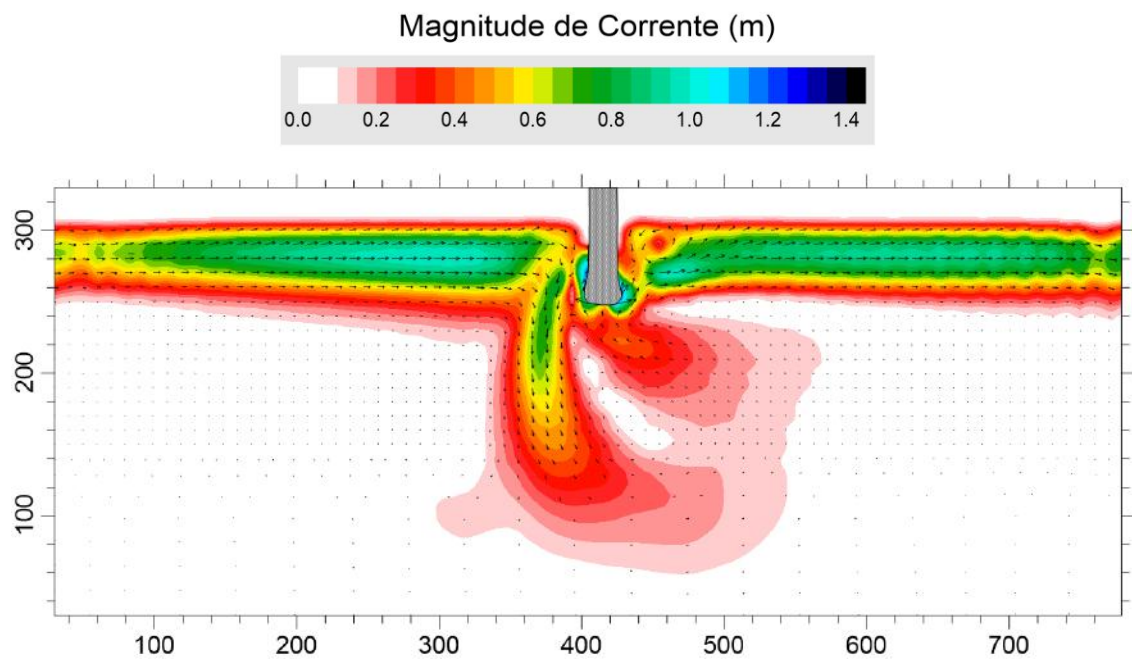


Figura 4.43: Correntes litorâneas geradas para a condição de erosão. Nota-se a interrupção do fluxo longitudinal a barlar do espigão, o que direciona as correntes litorâneas para largo.

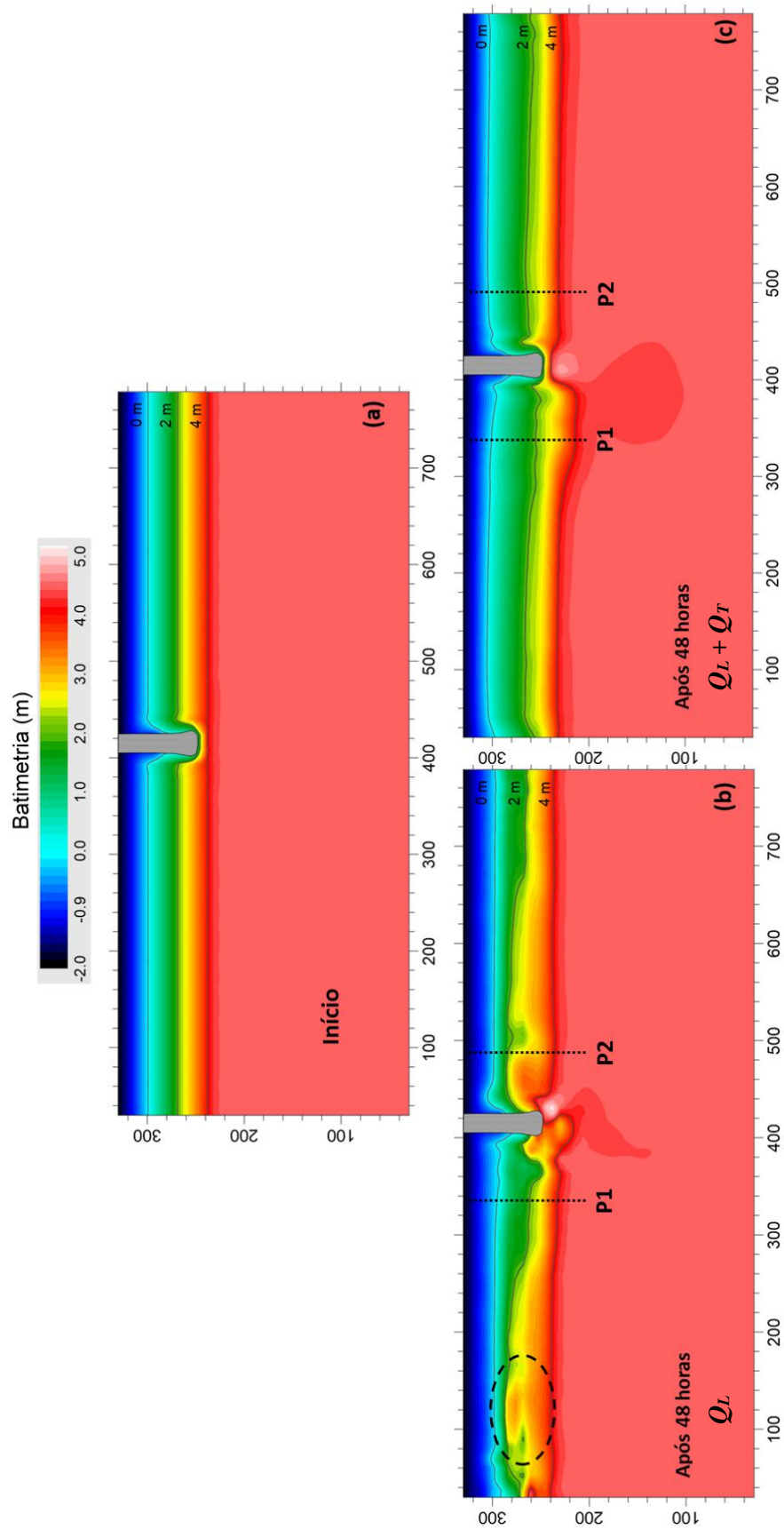
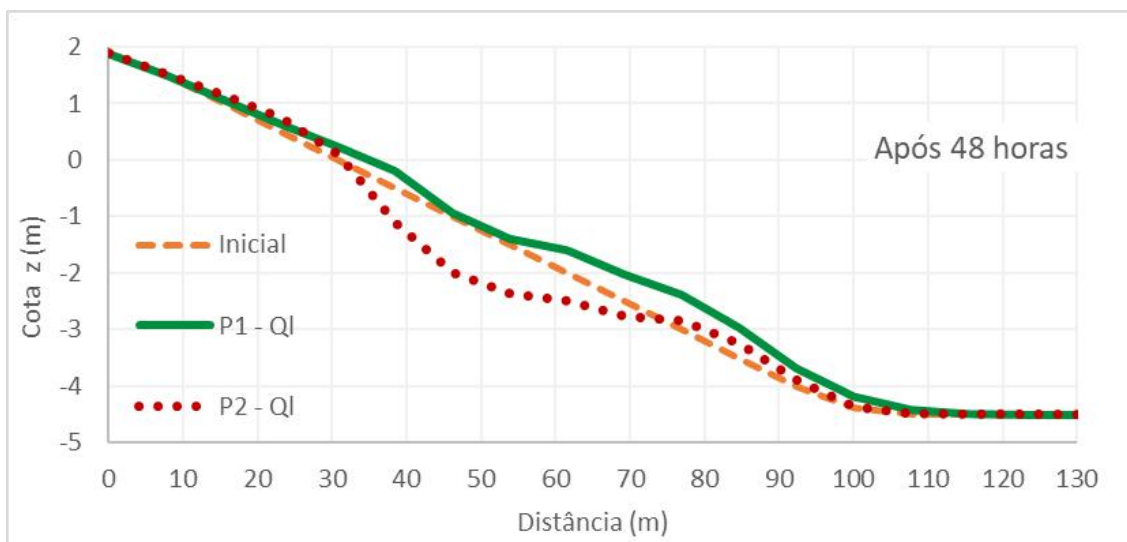


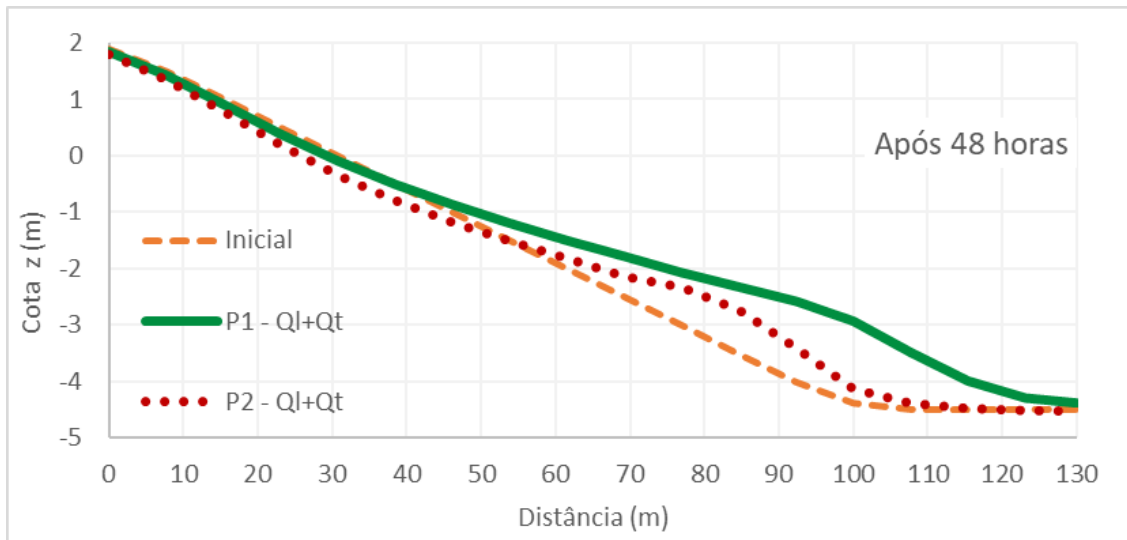
Figura 4.44: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade.

A Figura 4.45 apresenta os perfis de praia P1 e P2, indicados na Figura 4.44, após 48 horas no cenário com cálculo apenas de  $Q_L$ . Nota-se avanço do perfil de praia P1 em direção ao largo. A deposição de sedimentos observada na parte mais elevada da praia se deu por conta da interrupção do fluxo litorâneo, enquanto que o banco de areia ao largo da zona de arrebentação formou-se devido às correntes que ocorrem da praia para o mar a barlar do espigão. Observa-se ainda erosão do perfil P2, gerada pela retomada do fluxo litorâneo longitudinal a sotamar do espigão, que gera gradientes de transporte sólido positivos na região erodida.

A Figura 4.46 apresenta a configuração dos perfis P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo de  $Q_L + Q_T$ . Por conta do transporte transversal em direção ao largo, observa-se a formação de um banco de areia, tanto a barlar quanto a sotamar do espigão. Por conta da interrupção do transporte longitudinal devido ao espigão, o banco de areia observado no perfil P2 é menor que o banco observado no perfil P1. O perfil P1 é alimentado ainda pelo fluxo litorâneo da terra para o mar a barlar do espigão. Apesar da formação do banco de areia, não se observa erosão da face de praia do perfil P1, uma vez que essa região é alimentada pelo transporte longitudinal barrado pelo espigão.



**Figura 4.45: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo de transporte longitudinal apenas.**



**Figura 4.46: Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal.**

*Resposta morfodinâmica – acreção (Cenários PE-SA e PE-A)*

A Figura 4.47 apresenta as alturas e direções de onda ao longo da praia, simuladas para os cenários de acreção. As ondas apresentam período  $T = 5.6$  s e arrebentam na praia com altura de  $H_B = 1,97$  m inclinadas de  $5^\circ$  em relação à costa. Conforme apresenta a Figura 4.48, as correntes longitudinais geradas apresentam velocidade máxima igual a  $0,90$  m/s. Diferentemente do observado nos cenários de erosão, neste cenário as correntes litorâneas contornam parcialmente o espigão. Observa-se novamente uma célula de recirculação na zona de sombra da estrutura.

A Figura 4.49 apresenta a batimetria inicial e após 48 horas para os cenários PE-SA e PE-A. O avanço das isóbatas de 2 m e 4 m para ao largo, a barlamar do espigão, indica a ocorrência esperada de sedimentação nessa região, enquanto a erosão à sotamar fica evidente pelo recuo dessas isóbatas. Novamente, as feições de fundo são mais regulares no cenário que incorpora transporte transversal.

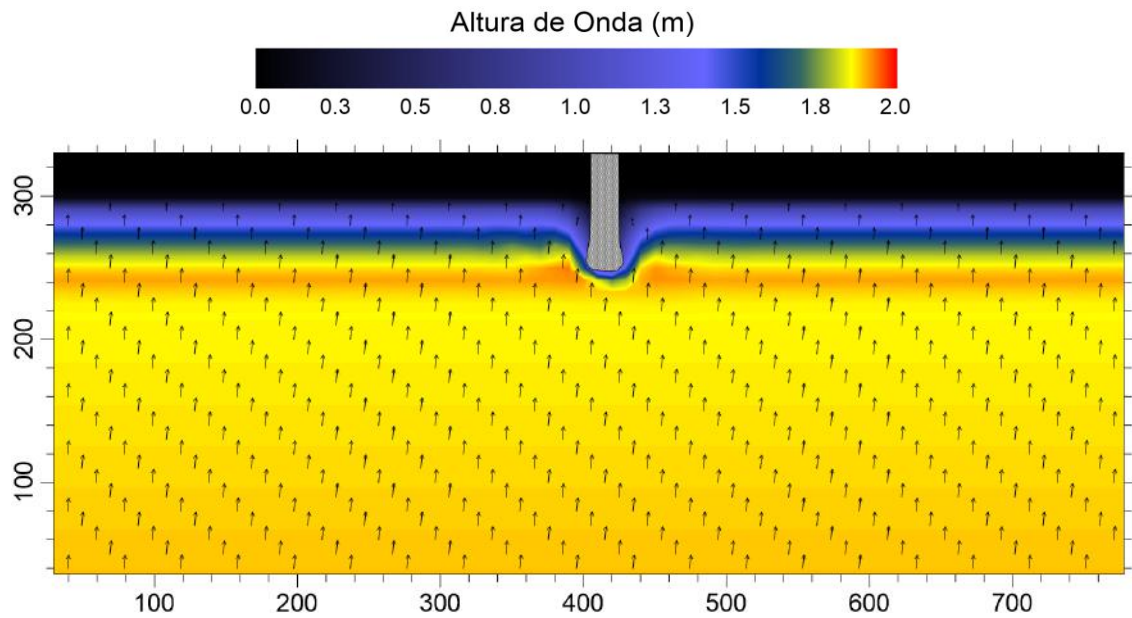


Figura 4.47: Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com espigão.

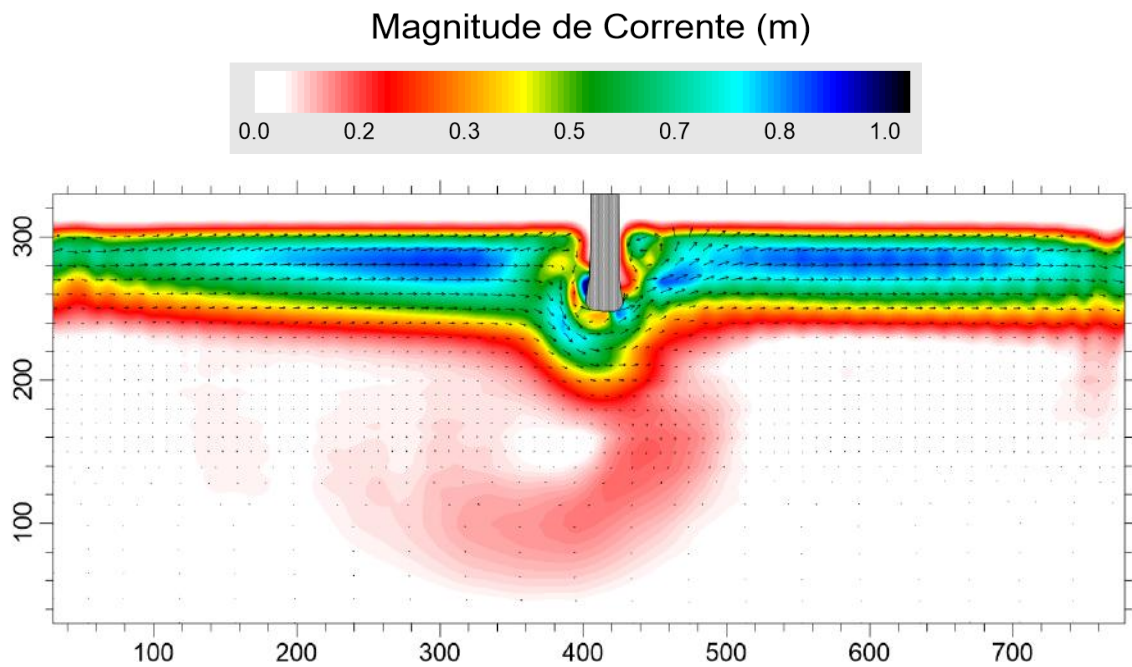


Figura 4.48: Correntes litorâneas geradas para a condição de acreção. Embora haja interrupção do fluxo longitudinal a barlar do espigão, parte do fluxo consegue contornar a estrutura.



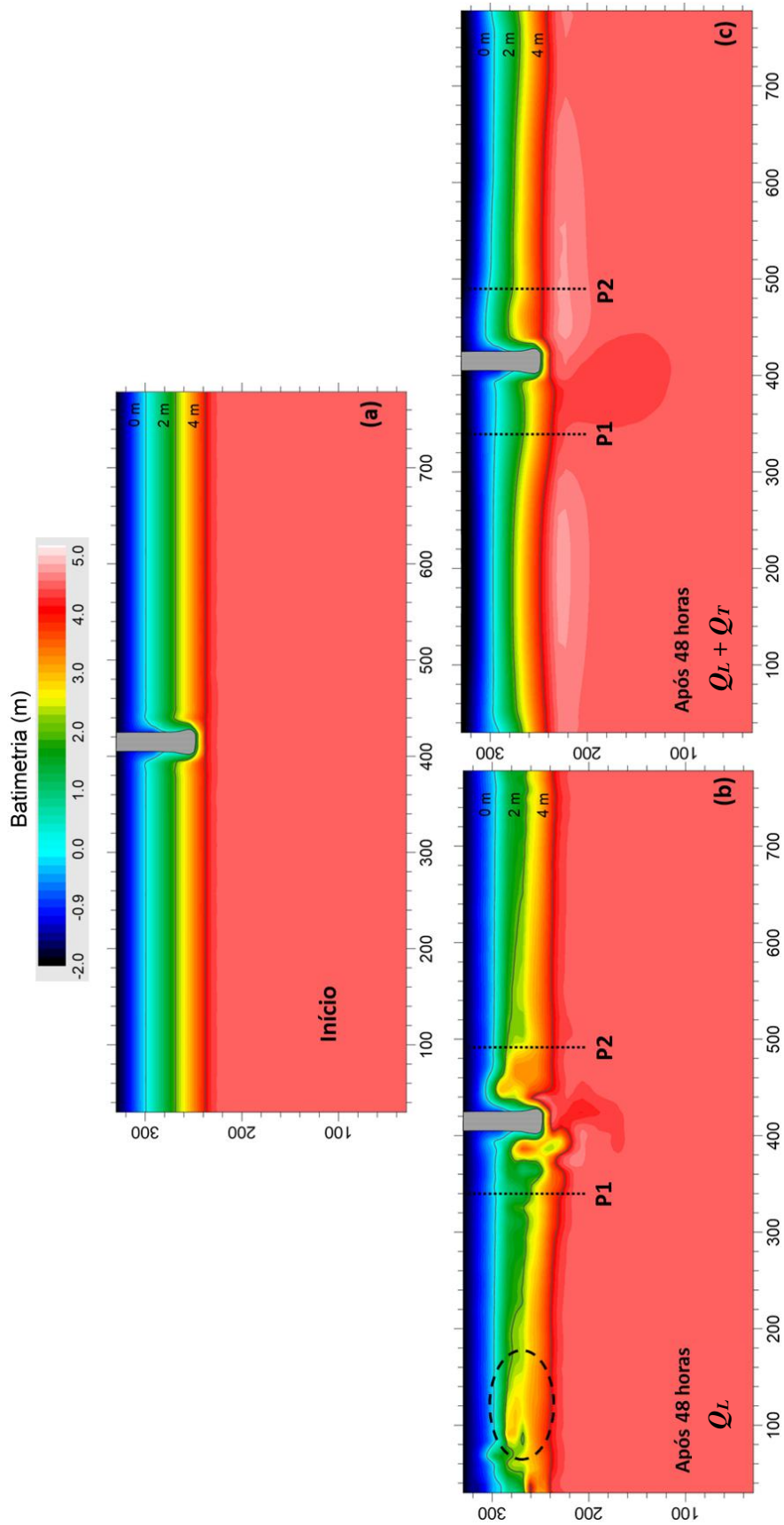
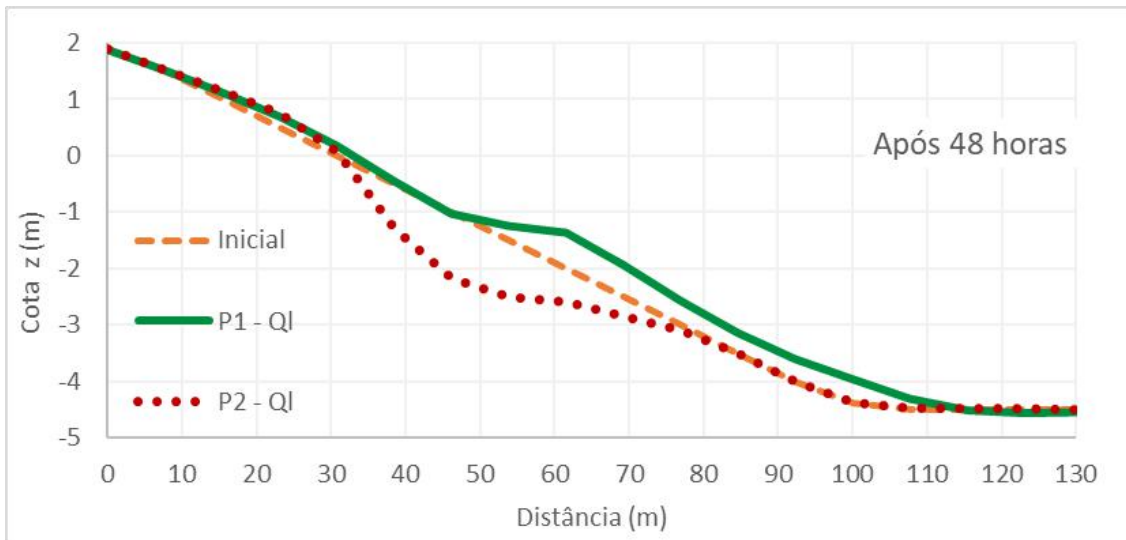


Figura 4.49: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.

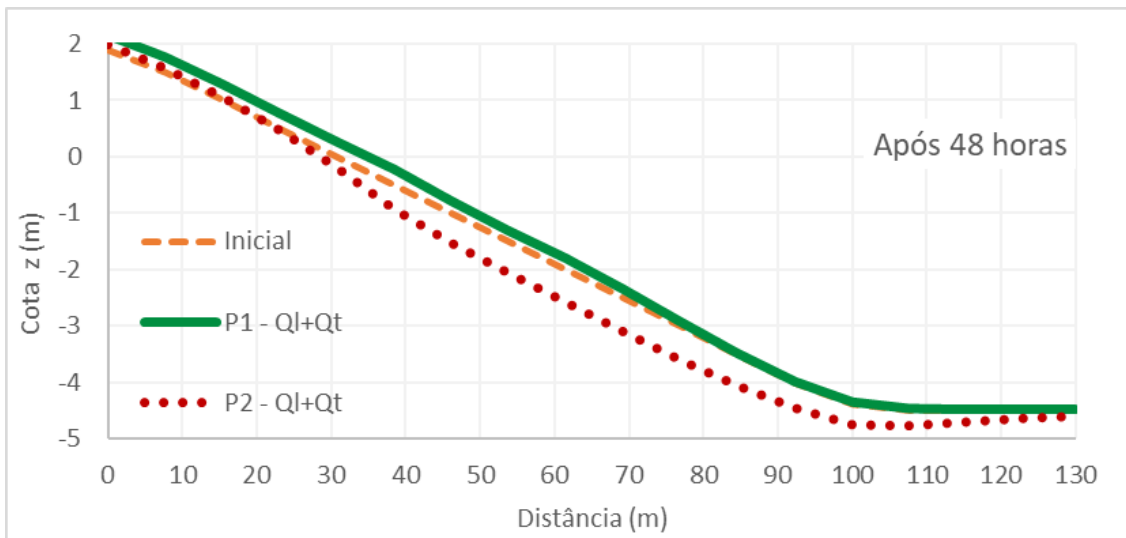
A Figura 4.50 apresenta os perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo apenas de  $Q_L$ . Assim como no caso PE-SE, nota-se no perfil P1 o banco de areia formado pelo transporte induzido pelas correntes litorâneas que contornam o espigão. No perfil P2, nota-se novamente erosão, por conta da retomada do fluxo litorâneo longitudinal que ocorre a sotamar do espigão.

Apresentam-se na Figura 4.51 os perfis P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo de  $Q_L + Q_T$ . O transporte em direção ao largo induzido pelas correntes litorâneas que contornam o espigão é contrabalançado pelo transporte transversal em direção à costa, fazendo que o perfil P1 tenha se alterado muito pouco. Embora tenha havido erosão do perfil P2, por conta do barramento do transporte longitudinal, o volume erodido se distribuiu mais regularmente ao longo do perfil de praia. O transporte transversal calculado com a fórmula de Kriebel & Dean (1984) transferiu sedimento da base do perfil P2 para a região que aparece erodida na Figura 4.50.

Observando a Figura 4.51, nota-se que o talude inicial dos perfis de P1 e P2 se manteve praticamente inalterada. Pode-se dizer, portanto, que os perfis P1 e P2 se deslocaram na direção transversal à costa, em função dos gradientes de transporte longitudinal, de modo semelhante ao observado em modelos 1D. O resultado observado é, de certa forma, equivalente ao gerado pelo modelo híbrido de KRISTENSEN *et al.* (2013), que compensa alterações irreais no perfil de praia por meio da introdução de um transporte transversal difusivo. Embora as feições de fundo observadas no entorno do espigão para os cenários sem transporte transversal sejam coerentes com a circulação hidrodinâmica observada, nota-se, no domínio de modelagem, padrões de evolução morfológica que não parecem ser forçados pelos processos físicos simulados, mas sim por acumulação de erros numéricos. Este é o caso das feições que se observa nas regiões delimitadas no canto superior esquerdo da Figura 4.44 e da Figura 4.49. A implementação do modelo de transporte transversal parece ter contornado esse problema.



**Figura 4.50:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PE-SA).



**Figura 4.51:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PE-A).

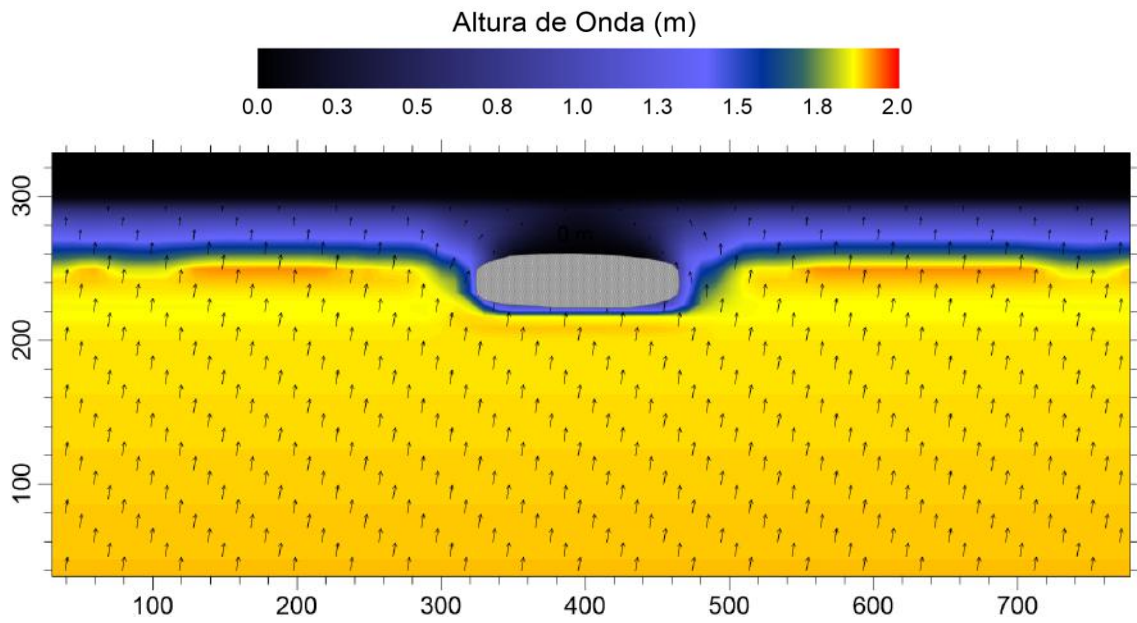
### 4.3.3 Resultados – praia plana com quebra-mar

#### *Resposta morfodinâmica - Erosão (Cenário PQ-SE e PQ-E)*

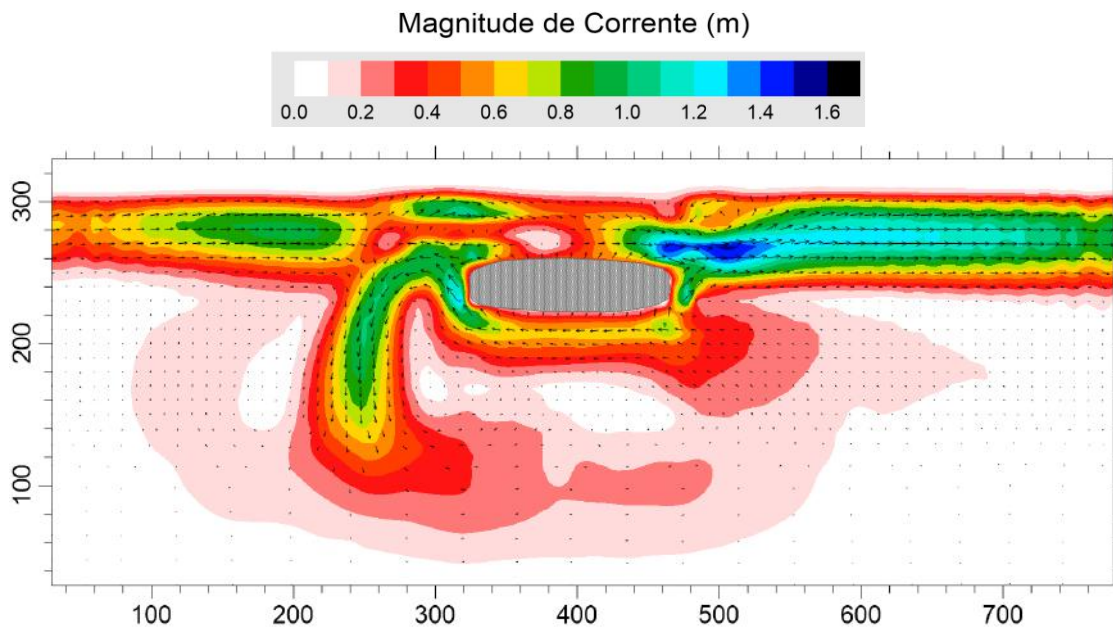
A Figura 4.52 apresenta as alturas e direções de onda ao longo da praia, simuladas para os cenários de erosão. As ondas apresentam período  $T = 5.6$  s e arrebentam na praia com altura de  $H_B = 1,97$  m, inclinadas de  $5^\circ$  em relação à costa. O quebra-mar faz com que as ondas arrebentem mais distante da costa ao longo de seu comprimento, criando uma região abrigada, na qual tende a haver formação de saliência ou tómbolo no longo prazo. BRICIO *et al.* (2008) propuseram que a formação de tómbolo depende de que o comprimento do quebra-mar seja pelo menos 1,3 vezes maior que a distância da estrutura até a linha de costa. Este é o caso do domínio de modelagem aqui analisado.

A Figura 4.53 apresenta as correntes litorâneas geradas, que apresentam velocidades máximas de até 1,5 m/s na região imediatamente a sotamar do quebra-mar. A inclinação de  $5^\circ$  com que as ondas arrebentam gera as correntes longitudinais observadas e o padrão assimétrico de circulação na região em torno do quebra-mar. A estrutura interrompe parcialmente o fluxo litorâneo, gerando uma recirculação direcionada para ao largo a barlamar. Parte do fluxo litorâneo segue ainda na direção longitudinal nas regiões mais rasas atrás do quebra-mar. A desaceleração de fluxo litorâneo nessas regiões gera um gradiente negativo de transporte longitudinal, que tende a causar sedimentação atrás do quebra-mar. A hidrodinâmica assimétrica observada na Figura 4.53, com célula de recirculação apenas a barlamar, apresenta padrão similar ao observado por NEMES *et al.* (aceito para publicação), que mediram correntes em torno de um banco de pedras, similar a um quebra-mar submerso, na Praia da Reserva, que se situa na Barra da Tijuca, na cidade do Rio de Janeiro.

Apresentam-se na Figura 4.54 a batimetria inicial e após 48 horas para os cenários PQ-SE e PQ-E. Em ambos os cenários houve erosão nas regiões próximas às extremidades do quebra-mar, onde a circulação se intensifica, sendo que a região a sotamar foi mais erodida em virtude da interrupção parcial do transporte longitudinal. A recirculação observada a barlamar transporta o sedimento erodido das proximidades do quebra-mar e o deposita ao largo, em ambos os cenários. Nota-se novamente maior regularidade nas feições de fundo para o caso com transporte transversal.



**Figura 4.52:** Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de erosão da face de uma praia plana com quebra-mar.



**Figura 4.53:** Correntes litorâneas geradas para a condição de erosão.

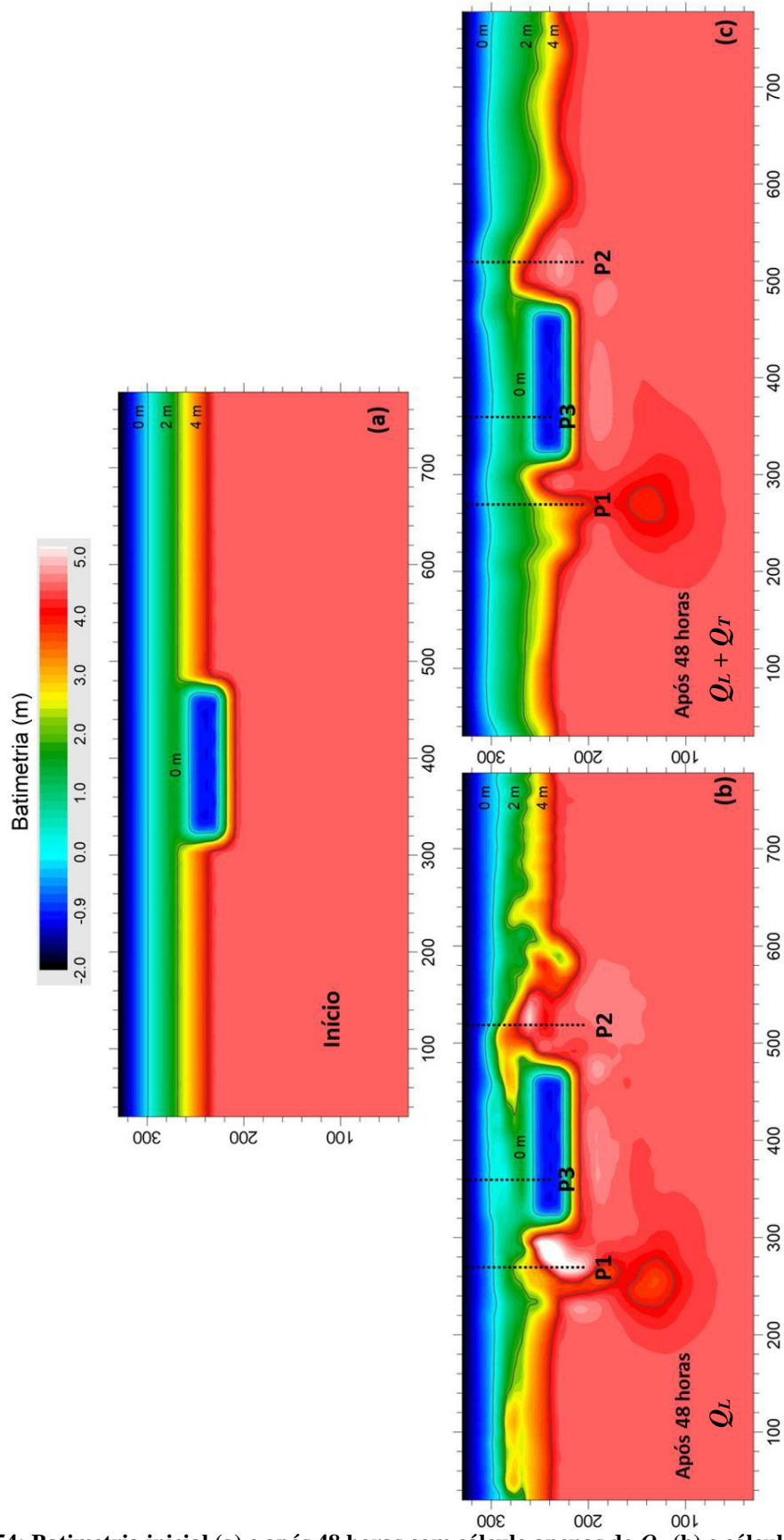
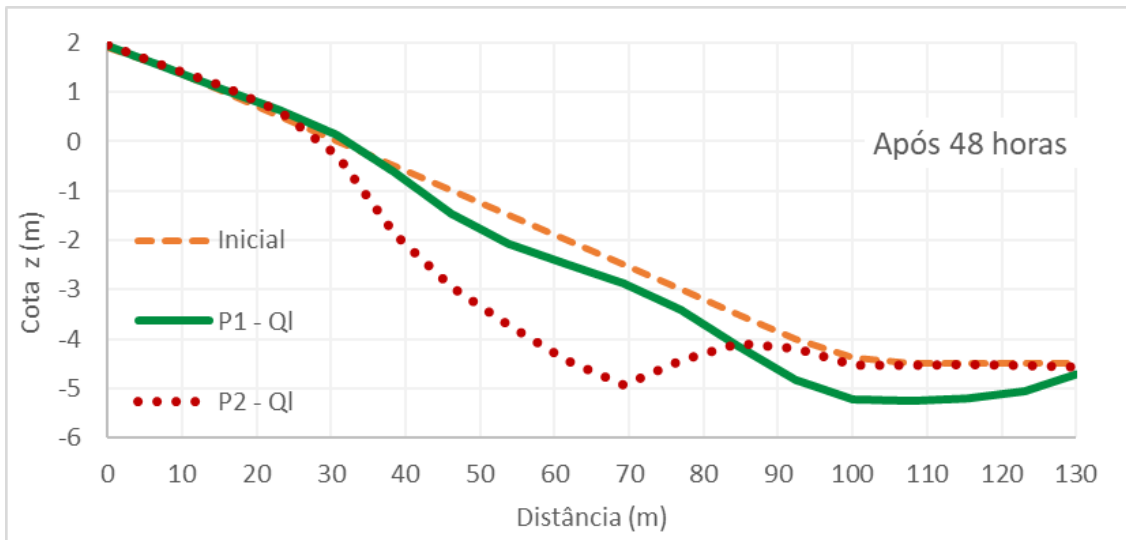


Figura 4.54: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de erosão típica de tempestade.

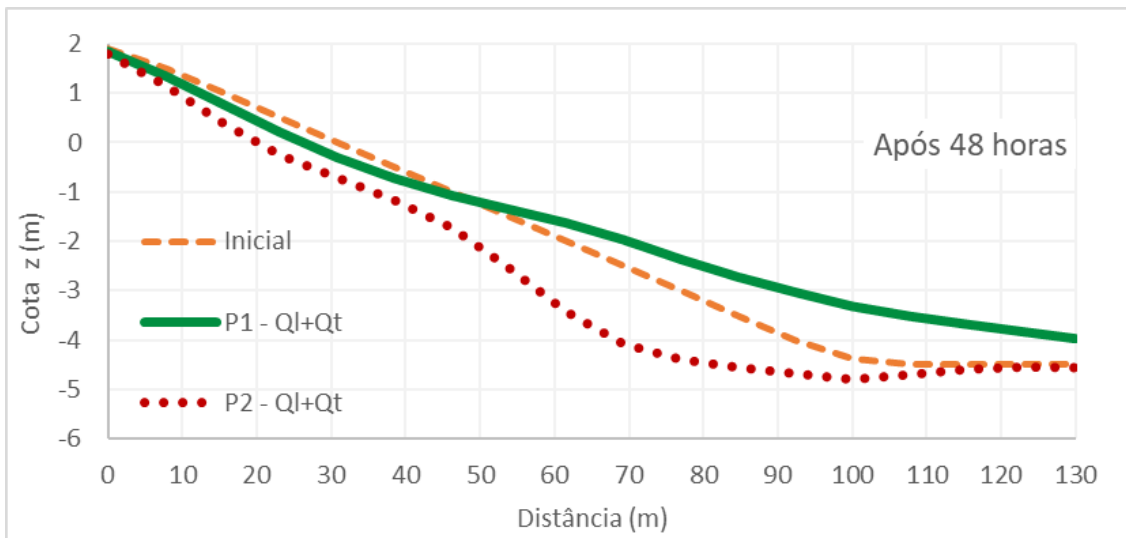
A Figura 4.55 apresenta os perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo apenas de  $Q_L$ . Ambos os perfis foram erodidos, sendo que a maior erosão ocorreu no perfil P2, a sotamar.

Apresentam-se na Figura 4.56 os perfis P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo de  $Q_L + Q_T$ . No Perfil P1, nota-se a formação de um banco de areia ao largo da zona de arrebentação, forçada tanto pelo transporte transversal, quanto pela célula de recirculação, que transporta sedimentos em direção ao largo. Assim como no cenário com  $Q_L$  apenas, o perfil P2 foi também erodido, mas o volume de erosão se distribui melhor ao longo do perfil de praia. A face da praia foi erodida pelo efeito de onda de tempestade e o sedimento se depositou na região mais ao largo que aparece erodida na Figura 4.55.

A Figura 4.57 apresenta o perfil de praia P3, posicionado atrás do quebra-mar, para ambos os cenários. Observa-se o início da formação de um tómbolo no cenário com cálculo apenas de  $Q_L$ . Observa-se também essa tendência para o cenário com transporte  $Q_L + Q_T$ , mas em bem menor escala, uma vez que o volume de sedimentos acumulado atrás do quebra-mar é pequeno. Esse padrão para o cenário com  $Q_L + Q_T$  se dá, provavelmente, pelo fato de o transporte transversal de mau tempo carrear o sedimento para ao largo, diminuindo o aporte areia que chega à região situada na sombra do quebra-mar.

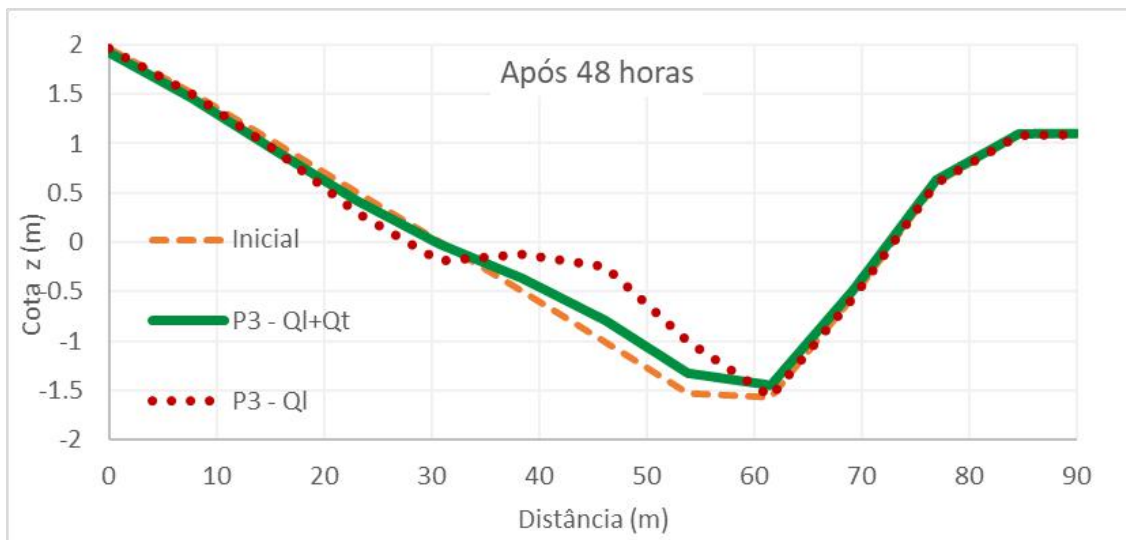


**Figura 4.55:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PQ-SE).



**Figura 4.56:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PQ-E).





**Figura 4.57: Perfil de praia P3 após 48 horas para os cenários e sem a incorporação de transporte transversal no MTS.**

*Resposta Morfodinâmica – Acreção (Cenário PQ-SA e PQ-A)*

A Figura 4.58 e a Figura 4.59 apresentam, respectivamente, as alturas e direções de onda e as correntes litorâneas para os cenários PQ-SA e PQ-A. Os campos de ondas e correntes são em tudo similares aos apresentados para os cenários de erosão, Figura 4.52 e Figura 4.53.

Apresentam-se na Figura 4.59 a batimetria inicial e após 48 horas para os cenários PQ-SA e PQ-A. À primeira vista, os padrões de erosão e sedimentação nas proximidades do quebra-mar são similares ao que se observou nos cenários de erosão. Entretanto, as análises dos perfis de praia revelam algumas diferenças.

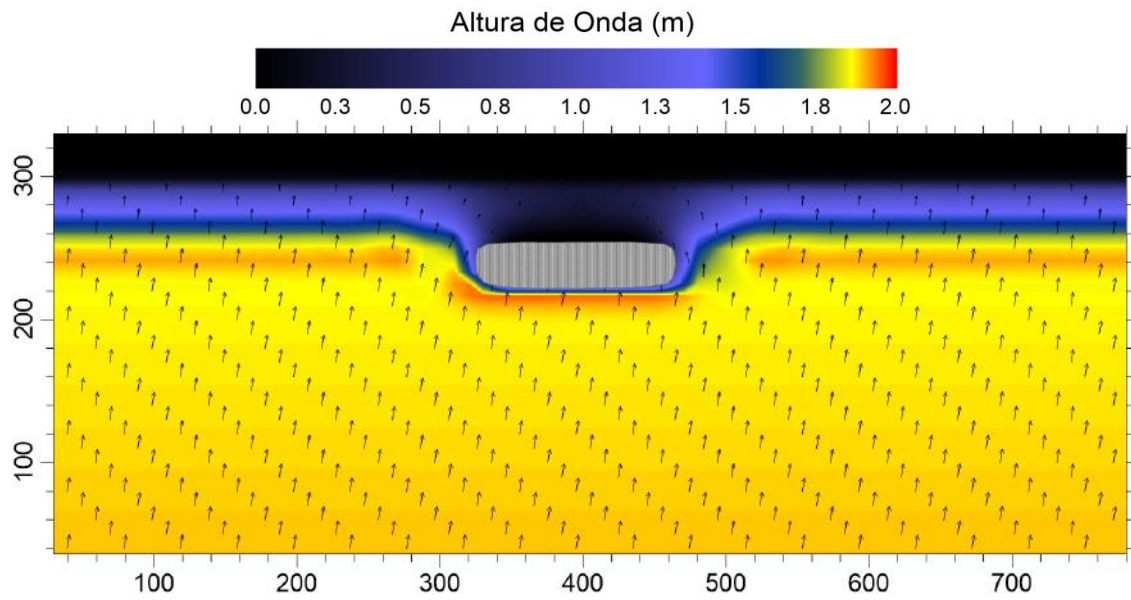


Figura 4.58: Altura e direção de ondas ao longo da praia para um cenário de onda geradora de acreção da face de uma praia plana com quebra-mar.

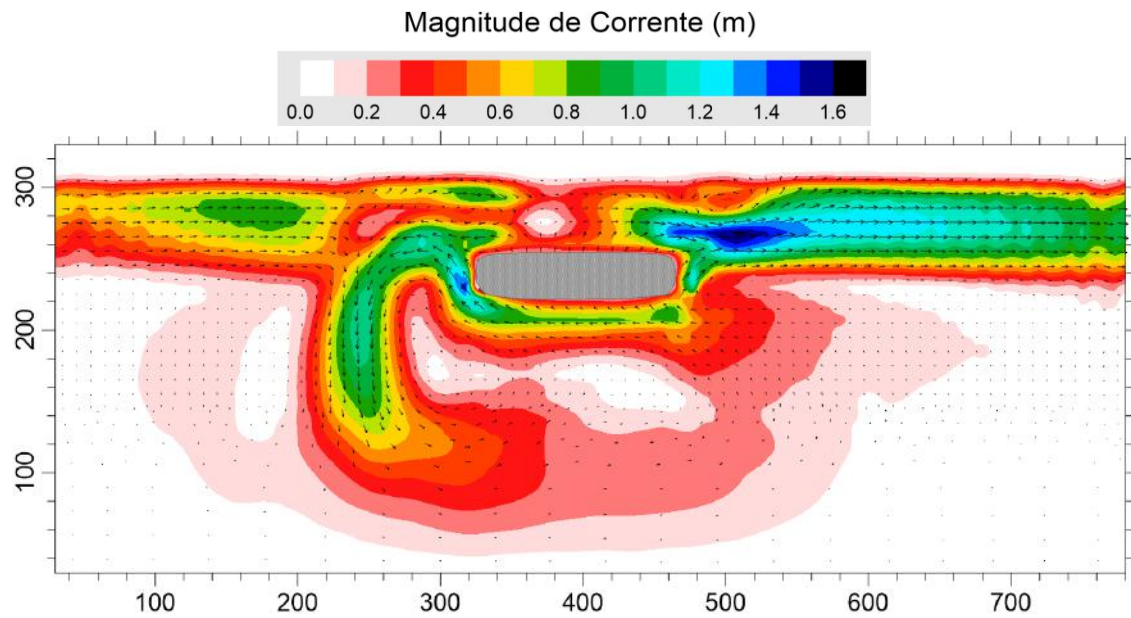


Figura 4.59: Correntes litorâneas geradas para a condição de acreção.

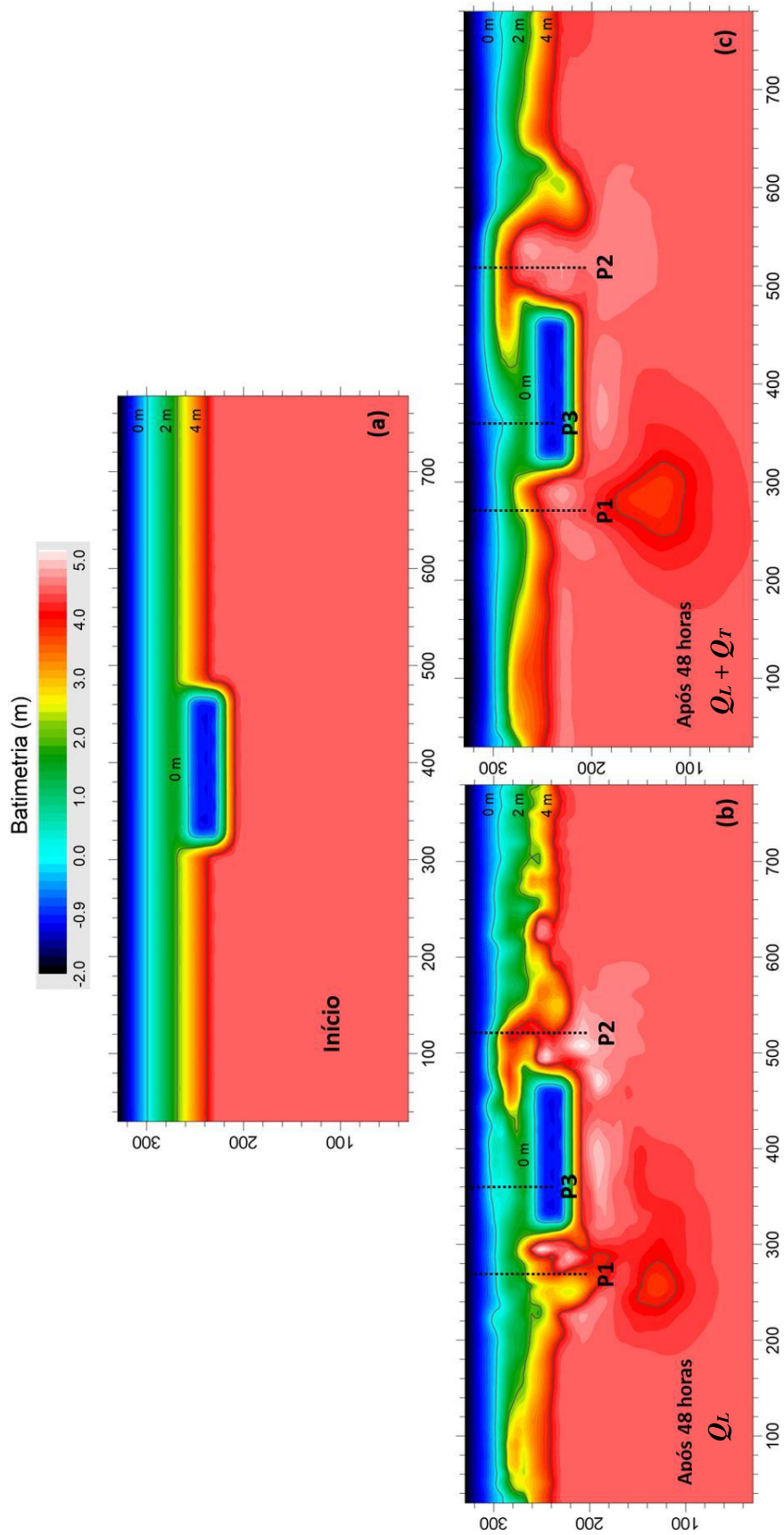
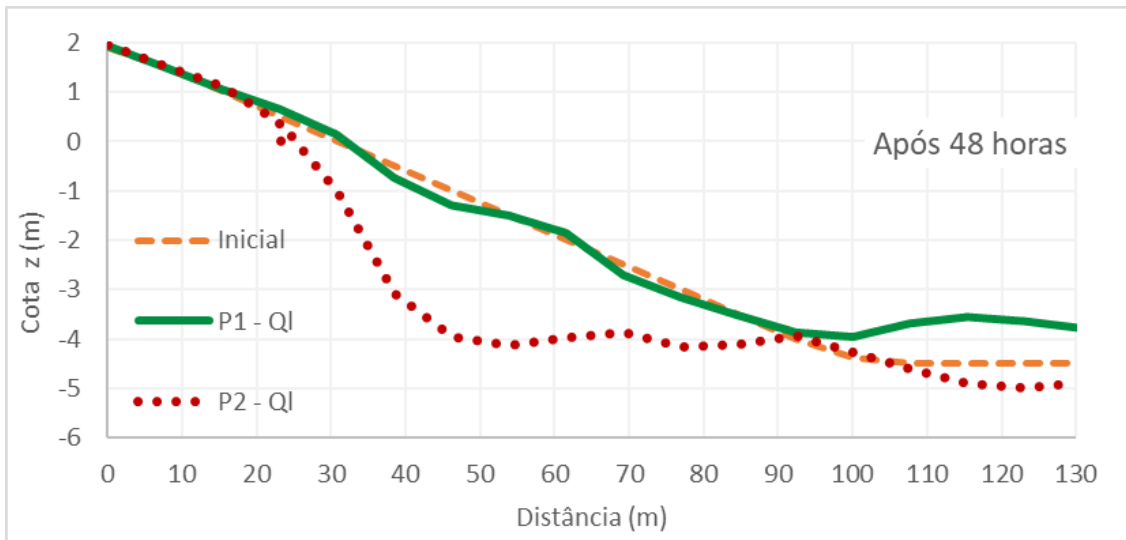


Figura 4.60: Batimetria inicial (a) e após 48 horas com cálculo apenas de  $Q_L$  (b) e cálculo conjunto de  $Q_L + Q_T$  (c) para uma condição de onda geradora de acreção típica de períodos pós-tempestade.

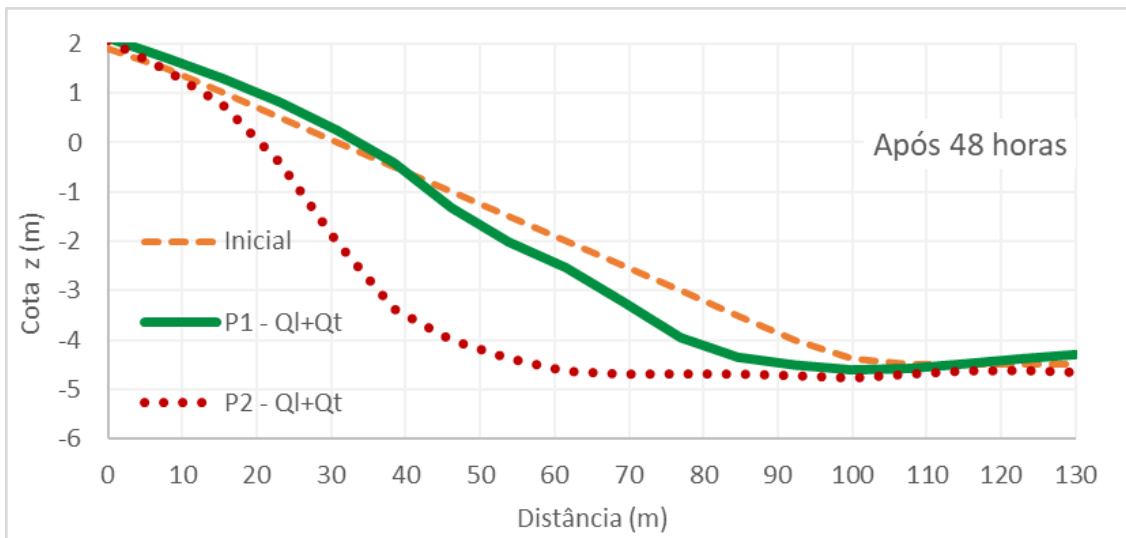
A Figura 4.61 apresenta os perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário PQ-SE, com cálculo apenas de  $Q_L$ . O talude do perfil P1 sofreu poucas modificações e manteve sua posição inicial. Entretanto, formou-se um banco de areia ao largo, na região já fora do talude, devido ao transporte gerado pela célula de recirculação observada à esquerda do quebra-mar. O perfil P2 foi significativamente erodido, devido à retenção de sedimento na região ao largo, a sotamar do quebra-mar.

Apresentam-se na Figura 4.62 os perfis P1 e P2 após 48 horas no cenário PQ-A, com cálculo de  $Q_L + Q_T$ . Em relação ao cenário anterior, observa-se maior erosão do perfil P2. Não se observa acreção na zona de espraiamento, pois o sedimento transportado das regiões mais baixas do perfil P2 para as regiões mais altas é transportado pelas intensas correntes que ocorrem à direita do quebra-mar. Como o gradiente de transporte longitudinal é positivo nessa região, ocorre erosão.

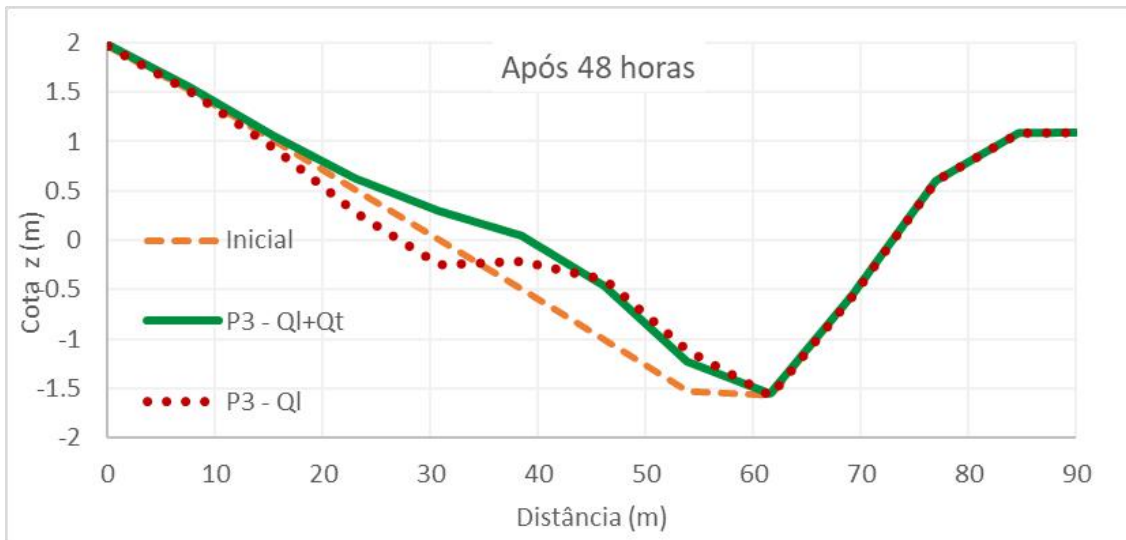
Diferentemente do caso anterior, observa-se a formação de uma berma na zona de espraiamento do perfil P1. Não há mais formação de banco na base do perfil. Em vez disso, parte do sedimento da face da praia é transportado para a zona de espraiamento. A berma de bom tempo, entretanto, cresceu pouco por conta das correntes longitudinais, que transportam o sedimento dessa região para a região de sombra atrás do quebra-mar. O transporte transversal em direção à linha de costa, portanto, aumenta a disponibilidade de sedimentos na zona de espraiamento e nas regiões mais altas da face da praia, favorecendo o aumento da descarga sólida longitudinal que chega à região de sombra do quebra-mar, potencializando mais a formação de tómbolo. A Figura 4.63 corrobora essa conclusão. Nota-se que o volume de sedimentos acumulado no perfil P3, na zona de sombra do quebra-mar, é maior no cenário com transporte transversal.



**Figura 4.61:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário sem cálculo de transporte transversal (PQ-SA).



**Figura 4.62:** Perfis de praia P1 e P2 após 48 horas no cenário com cálculo conjunto de transporte longitudinal e transversal (PQ-A).



**Figura 4.63: Perfil de praia P3 após 48 horas para os cenários com e sem a incorporação de transporte transversal no MTS.**

## 5 CONCLUSÃO

Este trabalho apresentou contribuições metodológicas para a área de modelagem numérica de processos litorâneos para fins de Engenharia Costeira. Estudaram-se aspectos práticos relacionados a um modelo morfodinâmico com transporte litorâneo longitudinal e transversal à zona de arrebenção, que foi implementado no sistema de modelagem SisBaHiA.

Apresentou-se, primeiramente, uma metodologia para prescrição de condições de contorno em fronteiras abertas de modelos de hidrodinâmica costeira com influência de ondas. Incorporaram-se às condições de contorno usuais condições internas de níveis e correntes, que representam a influência dos níveis de água e das correntes litorâneas calculadas nos nós internos da malha de discretização espacial nas proximidades da zona de arrebenção. A incorporação de condições internas conferiu um padrão mais regular à hidrodinâmica simulada, gerando campos de correntes litorâneas e de elevações de nível água mais realistas.

O principal objeto aqui analisado foi a implementação e validação de um modelo de transporte de sedimentos transversal à zona de arrebenção no SisBaHiA, que até então calculava adequadamente apenas o transporte longitudinal. O transporte sólido na zona de arrebenção passou a ser calculado como a soma das componentes transversal e longitudinal à costa. Enquanto que o transporte longitudinal já era calculado pela fórmula de Van Rijn (2007), o transporte transversal foi calculado por meio da fórmula de Kriebel e Dean (1984). Até o momento da finalização deste trabalho não se sabia de outro sistema de modelagem 2DH que utilizasse esta última fórmula para cálculo de transporte transversal. Introduziu-se ainda na fórmula original de Kriebel & Dean (1984) o coeficiente  $\alpha$ , que multiplica a taxa de dissipação de energia de ondas por unidade de volume e regula a direção do transporte transversal.

O modelo de transporte transversal foi validado para o cálculo da evolução morfológica de perfis de praia em canal de ondas de laboratório, considerando diferentes condições de sedimento de fundo e ondulação incidente. O modelo foi testado para cenários de erosão típica de tempestade e acreção típica de bom tempo. Avaliou-se a capacidade do modelo implementado em reproduzir os volumes de erosão, os volumes de berma na zona de

espraçamento e os volumes de banco de areia ao largo da zona de arrebentação. O modelo apresentou precisão de 90% para o cálculo dos volumes de banco de areia pós-tempestade, precisão de 79% e 63% para cálculo de volumes de erosão de berma e de erosão de bom tempo, respectivamente, e precisão de 47% para representação dos volumes de berma bom tempo. O desempenho razoável para reprodução do volume de berma de bom tempo pode ser explicado pelo fato de ainda não estar implementada no SisBaHiA uma metodologia para parametrização do transporte transversal na zona de espraçamento. Embora o transporte na zona espraçamento seja frequentemente desprezado por modelos numéricos de processos litorâneos (*e.g.* KRIEBEL & DEAN, 1985; RANASINGHE *et al.*, 1999), os resultados aqui apresentados para acreção de perfil de praia ressaltam a importância da incorporação de tais processos nos modelos.

Observou-se um padrão bem definido para o coeficiente  $\alpha$  para os cenários de erosão ( $\alpha = 2,3$ ). A execução do modelo com  $\alpha = 1,0$ , que corresponde ao formato original da fórmula de Kriebel & Dean (1984), subestimou em muito os volumes de banco de areia e de erosão de berma. Para os cenários de acreção,  $\alpha$  apresentou maior a variabilidade, com valores sempre menores que 1,0. Conforme observado nos resultados apresentados, a calibração do coeficiente  $\alpha$  regula principalmente a direção do transporte transversal. A introdução deste coeficiente foi fundamental para a validação do modelo implementado.

A fórmula de Kriebel & Dean (1984) é consagrada por apresentar bons resultados para erosão. Até o momento da finalização deste trabalho não se sabia também de estudos que tenham apresentado resultados de acreção, ou recuperação pós-tempestade, por meio da fórmula de Kriebel & Dean (1984). Destaca-se ainda que a recuperação pós-tempestade é um tema raramente estudado. Os poucos estudos disponíveis na literatura ressaltam a dificuldade em validar modelos de acreção de perfil de praia. Resultados realistas de recuperação pós-tempestade foram obtidos apenas recentemente por meio da incorporação nos modelos da análise estatística de evolução morfológica pretérita e do clima de ondas (*e.g.* PENDER & KARUNARATHNA, 2013).

Após validação do modelo de transporte transversal, analisou-se o desempenho do modelo de transporte de sedimentos do SisBaHiA na simulação de evolução morfológica



de domínios de modelagem 2DH, onde a morfodinâmica praias depende da ação conjunta de transporte longitudinal e transversal. Analisaram-se os seguintes casos: praia plana regular, praia plana com espigão e praia plana com quebra-mar. As modelagens realizadas para a praia regular revelaram que a interface dissipativa de velocidades do SisBaHiA é um bom calibrador para a distribuição do perfil transversal de correntes longitudinais. Os perfis de velocidades obtidos mostraram-se coerentes com o clássico caso analítico de LONGUET-HIGGINS (1970 b).

Os cenários simulados para os três domínios de modelagem 2DH deixaram claro que a incorporação do transporte transversal é relevante em situações nas quais o interesse está na resposta morfodinâmica de curto prazo. A comparação dos cenários simulados com e sem a influência do transporte transversal revelou que o transporte longitudinal por si só pode não alterar de forma realista os perfis de praia. A introdução dos efeitos do transporte transversal no modelo conferiu ainda uma maior regularidade às feições de fundo observadas. Ao considerar apenas efeitos de transporte longitudinal, observou-se em alguns pontos das praias modeladas o aparecimento de feições de fundo incompatíveis com a hidrodinâmica simulada. KRISTENSEN *et al.* (2013) argumentaram que tais incoerências são causadas essencialmente por acúmulos de erros numéricos. A introdução do transporte transversal parece ter minimizado esse problema.

## 6 RECOMENDAÇÕES

Esta pesquisa analisou aspectos relativos ao desenvolvimento de uma ferramenta de análise de processos litorâneos. Embora o modelo de transporte de sedimentos do SisBaHiA com o modelo de transporte transversal implementado tenha se mostrado capaz de representar os processos hidro-sedimentológicos na zona de arrebentação, sugerem-se aqui melhorias que poderiam ser implementadas em pesquisas futuras, bem como análises complementares que podem vir a ser realizadas.

A etapa de validação da metodologia de prescrição de condições de contorno hidrodinâmicas com absorção de condições internas de níveis e correntes considerou um domínio de modelagem regular e uma única condição de onda. Sugere-se a verificação da eficácia desta metodologia para a modelagem de situações reais, em costa irregular e com clima de ondas variável.

Uma vez que os dados disponíveis consideravam um único valor de diâmetro mediano de sedimento, as análises de validação do modelo de transporte transversal consideraram um único tipo de sedimento de fundo para cada cenário simulado. Recomenda-se a implementação no SisBaHiA de uma versão do modelo de transporte transversal que possa trabalhar com curva granulométrica. Diferentes estratégias podem ser adotadas para este propósito. Uma delas seria um modelo que dependesse, primeiramente, dos estoques de sedimento disponíveis para classe de sedimento considerada. A descarga sólida referente à cada classe seria calculada em função do fator de forma  $A$  correspondente a cada tipo de sedimento, levando sempre em consideração a disponibilidade de sedimento de cada classe granulométrica. A descarga sólida total seria calculada como a soma da descarga sólida relativa a cada classe de sedimentos.

Dispondo-se de um modelo de transporte transversal multi-sedimentos, seria interessante analisar as mudanças no padrão de evolução morfológica dos casos analisados, considerando-se curvas granulométricas distintas, mas com os mesmos valores de diâmetro mediano considerados. Supõe-se que modificações na distribuição da curva granulométrica para um mesmo diâmetro mediano possam causar mudanças significativas na evolução morfológica, vindo, possivelmente, a gerar feições de fundo não representadas pelo modelo com sedimento único.

Recomenda-se ainda a implementação no modelo de transporte de sedimentos do SisBaHiA de um método para representação do transporte litorâneo na zona de espraiamento. Embora tenha ganhado mais atenção nas últimas duas décadas (*e.g.* LARSON *et al.*, 2004; BAKHTYAR *et al.*, 2009; BRIGANTI *et al.*, 2016; CHARDÓN-MALDONADO *et al.*, 2016), a dinâmica da zona de espraiamento é ainda um assunto não amplamente compreendido e está dentre os temas mais estudados atualmente na área de processos litorâneos.

Outra limitação que ainda persiste na modelagem morfodinâmica da zona de arrebentação é a validação dos modelos para escalas tempo maiores do que a de uma tempestade. A análise estatística e a correlação entre o clima de ondas e os eventos morfológicos parece ser um caminho promissor para avanços na modelagem de perfis de praia. Assim sendo, recomendam-se pesquisas futuras que, para uma dada região de interesse, correlacionem as informações de ondulação medidas aos padrões de evolução de perfil de praia observados. Recomenda-se também o desenvolvimento de algoritmos que possam reconhecer esses padrões e incorporá-los às simulações.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAILARD, J. A. An Energetics Total Load Sediment Transport Model for a Plane Sloping Beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. C11, p. 10938–10954, 1981.
- BAKHTYAR, R.; BARRY, D. A.; LI, L.; JENG, D. S.; YEGANEH-BAKHTIARY, A. Modeling sediment transport in the swash zone: A review. **Ocean Engineering**, v. 36, n. 9–10, p. 767–783, 2009.
- BATTJES, J. A.; JANSSEN, J. P. F. M. “Energy loss and set-up due to breaking of random waves”. **Coastal Engineering Proceedings**, pp. 569 – 587, Hamburgo, 1978.
- BERGILLOS, R. J.; MASSELINK, G.; ORTEGA-S ANCHEZ, M. Coupling Cross-Shore and Longshore Sediment Transport to Model Storm Response along a mixed Sand-Gravel Coast under varying Wave Directions. **Coastal Engineering**, v. 129, p. 93–104, 2017.
- BOLLE, A.; MERCELIS, P.; ROELVINK, D.; HAERENS, P.; TROUW, K. Application and Validation of XBeach for three different Field Sites. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 32, p. 40 – 31, 2011.
- BOSBOOM, J.; STIVE, M. J. F. *Coastal Dynamics I*. 0.5 ed., Delft Academic Press, 2015.
- BRICIO, L.; NEGRO, V.; DIEZ, J. J. Geometric Detached Breakwater Indicators on the Spanish Northeast Coastline. **Journal of Coastal Research**, v. 245, p. 1289–1303, 16 2008.
- BRIGANTI, R.; TORRES-FREYERMUTH, A.; BALDOCK, T. E.; BROCCINI, M.; DODD, N.; HSU, T.-J.; JIANG, Z.; KIM, Y.; PINTADO-PATIÑO, J. C.; POSTACCHINI, M. Advances in Numerical Modelling of Swash Zone Dynamics. **Coastal Engineering**, v. 115, p. 26–41, 2016.
- BRUUN, P. *Coast Erosion and the Development of Beach Profiles*. Technical ed., Washington DC: Beach Erosion Board, 1954.
- BUGAJNY, N.; FURMAŃCZYK, K.; DUDZIŃSKA-NOWAK, J. Application of XBeach to model a Storm Response on a sandy Spit at the southern Baltic. **Oceanological and Hydrobiological Studies**, v. 44, n. 4, p. 552–562, 2015.
- CASSAR, J. C. M. *Modelo N-Isóbatas para Evolução de Praias*. Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 1993.
- CHARDÓN-MALDONADO, P.; PINTADO-PATIÑO, J. C.; PULEO, J. A. Advances in swash-zone Research: Small-scale Hydrodynamic and Sediment Transport Processes. **Coastal Engineering**, v. 115, p. 8–25, 1 2016.

- DE ARAÚJO, R. N.; ALFREDINI, P. O Cálculo do Transporte de Sedimentos Litorâneo: Estudo de Caso das Praias de Suarão e Cibratel (Município de Itanhaém, São Paulo). **Resvista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, n. 2, p. 15–28, 2001.
- DE VRIES, J. S. M. V. T. *Dune Erosion during Storm Surges*. Delft University of Technology, 2009.
- DEAN, R. G. Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions. **Coastal Sediments**, ASCE, 1987. p. 1–24.
- DEAN, R. G. *Equilibrium Beach Profiles : U.S. Atlantic and Gulf Coasts*. Newark, Dept. of Civil Engineering and College of Marine Studies, University of Delaware, 1977.
- DEAN, R. G. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. **Journal of Coastal Research**, v. 7, n. 1, p. 53–84, 1991.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. *Coastal Processes : with Engineering Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- DHI. Profile development. LITPROF user guide. Danish Hydraulic Institute, 2008.
- DISSANAYAKE, P.; BROWN, J.; WISSE, P.; KARUNARATHNA, H. Effects of Storm Clustering on Beach/Dune Evolution. **Marine Geology**, v. 370, p. 63–75, 2015
- ENGELUND, F.; FREDSE, J. A *Sediment Transport Model for Straight Alluvial Channels*. IWA Publishing, 1976. v. 7.
- FRANZ, G.; DELPEY, M. T.; BRITO, D.; PINTO, L.; LEITÃO, P.; NEVES, R. Modelling of Sediment Transport and Morphological Evolution under the Combined Action of Waves and Currents. **Ocean Science**, v. 13, n. 5, p. 673–690, 2017.
- GOMES, G.; DA SILVA, A. C. Coastal Erosion Case at Candeias Beach (NE-Brazil). **Journal of Coastal Research**, v. 71, n. sp1, p. 30–40, 2014
- GONZÁLEZ, M.; MEDINA, R.; GONZALEZ-ONDINA, J.; OSORIO, A.; MÉNDEZ, F. J.; GARCÍA, E. An Integrated Coastal Modeling System for Analyzing Beach Processes and Beach Restoration Projects, SMC. **Computers & Geosciences**, v. 33, n. 7, p. 916–931, 2007
- GONZÁLEZ, M.; MEDINA, R.; LOSADA, M. On the Design of Beach Nourishment Projects using static Equilibrium Concepts: Application to the Spanish Coast. **Coastal Engineering**, v. 57, n. 2, p. 227–240, 2010.
- GUSMÃO, L. A. B. **Modelo Numérico de Evolução de Perfis de Praia**. Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, 1994.
- HANSON, H.; KRAUS, N. C. *Genesis: Generalized model for simulating shoreline change, report 1, technical reference*. . Vicksburg, MS: Coastal Engineering Research Center Station, 1989.

- HANSON, H.; KRAUS, N. C. Long-Term Evolution of a Long-Term Evolution Model. **Journal of Coastal Research**, v. 59, n. 10059, p. 118–129, 2011.
- I.H.CANTÁBRIA; UFSC; MMA. *Projeto SMC Brasil: Manual de Referência – Modelo de Erosão/Sedimentação de Praias (EROS)*. Ministério do Meio Ambiente / Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria / Universidade Federal de Santa Catarina. Brasília – DF, 2017a.
- I.H.CANTÁBRIA; UFSC; MMA. *Projeto SMC Brasil: Manual de Referência – Modelo de Evolução do Perfil Transversal de Praia (PETRA 3.0)*. Ministério do Meio Ambiente / Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria / Universidade Federal de Santa Catarina. Brasília – DF, 2017b.
- KAMPHUIS, J. W. Alongshore Sediment Transport Rate. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 117, n. 6, p. 624–640, 1991.
- KIRBY, J. T.; DALRYMPLE, R. A.; SHI, F. *Combined Refraction/Diffraction Model*. User Manual, University of Delaware, 2002.
- KOMAR, P. D.; MILLER, M. C. The Initiation of Oscillatory Ripple Marks and the Development of Plane-bed at High Shear Stresses Under Waves. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 45, n. 3, p. 697–703, 1975.
- KRAUS, N. C.; LARSON, M. Beach Profile Change Measured in the Tank for large Waves. US Army Corps of Engineers, Technical Report, 1988. Disponível em: <<http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a199657.pdf>>.
- KRIEBEL, D. L. **Advances in Numerical Modeling of Dune Erosion**. New York, NY: American Society of Civil Engineers, pp. 2304–2317, 1990.
- KRIEBEL, D. L. Verification Study of a Dune Erosion Model. **Shore and Beach**, v. 54, n. 3, p. 13–21, 1986.
- KRIEBEL, D. L.; DEAN, R. G. Beach and Dune Response to Severe Storms. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 19, 1984.
- KRIEBEL, D. L.; DEAN, R. G. Numerical Simulation of Time-dependent Beach and Dune Erosion. **Coastal Engineering**, v. 9, n. 3, p. 221–245, 1985.
- KRIEBEL, D. L.; DALLY, W. R.; DEAN, R. G. Undistorted Froude Model for Surf Zone Sediment Transport. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 20, 1986.
- KRISTENSEN, S. E.; DEIGAARD, R.; TAANING, M. A.; FREDSE, J.; DRØNEN, N.; JENSEN, J. H. Long Term Morphological Modelling. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 32, p. 64 – 31, 2010.

- KRISTENSEN, S. E.; DRØNEN, N.; DEIGAARD, R.; FREDSE, J. Hybrid morphological Modelling of Shoreline Response to a detached Breakwater. **Coastal Engineering**, v. 71, p. 13–27, 2013.
- KUMAR, V. S.; SHANAS, P. R.; DORA, G. U.; GLEJIN, J.; PHILIP, S. Longshore Sediment Transport in the Surf Zone based on Different Formulae: a Case Study along the central West Coast of India. **Journal of Coastal Conservation**, v. 21, n. 1, p. 1–13, 2017.
- LARSON, M.; KUBOTA, S.; ERIKSON, L. Swash-Zone Sediment Transport and Foreshore Evolution: Field Experiments and mathematical Modeling. **Marine Geology**, v. 212, n. 1–4, p. 61–79, 2004
- LARSON, M.; WISE, R. A. Simple Models for Equilibrium Profiles under breaking and non-breaking Waves. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 26, p. 2722–2735, 1998.
- LEATHERMAN, S. P. Undertow, Rip Current, and Riptide. **Journal of Coastal Research**, v. 28, n. 4, p. iii–v, 2012.
- LEITÃO, P. C.; MATEUS, M.; BRAUNSCHWEIG, F.; FERNANDES, L.; NEVES, R. Modelling Coastal Systems: the MOHID Water Numerical Lab. In: *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management in South America*, p. 77–88, 2008.
- LEITÃO, P. M. C. F. L. *Integração de Escalas e de Processos na Modelação do Ambiente Marinho*. Instituto Superior Técnico, Lisboa, 2003.
- LEONT'YEV, I. O. Calculation of Longshore Sediment Transport. **Oceanology**, v. 54, n. 2, p. 205–211, 2014.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. Longshore Currents generated by obliquely incident Sea Waves: 1. **J. Geophys. Res.**, v. 75, n. 33, p. 6778–6789, 1970a.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. Longshore Currents generated by obliquely incident Sea Waves: 2. **J. Geophys. Res.**, v. 75, n. 33, p. 6790–6801, nov. 1970b. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/jc075i033p06790>>.
- LONGUET-HIGGINS, M. S.; STEWART, R. W. Radiation Stresses in Water Waves; a Physical Discussion, with Applications. **Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts**, v. 11, n. 4, p. 529–562, 1964
- MOORE, B. D. *Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Height*. University of Delaware, 1982.
- NAM, P. T.; LARSON, M.; HANSON, H.; HOAN, L. X. A Numerical Model of Beach morphological Evolution due to Waves and Currents in the Vicinity of coastal Structures. **Coastal Engineering**, v. 58, n. 9, p. 863–876, 2011.
- NEMES, D. D., CRIADO-SUDAU, F. F., GALLO, M. N. Beach morphodynamic Response of a Submerge Reef. Artigo aceito pela revista **Water – MDPI**.

- OLIVEIRA, F. S. B. F. Erosão de Bermas com os Modelos XBeach e Litprof. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 12, n. 2, p. 195–222, 2012.
- ÖZKAN-HALLER, H. T.; BRUNDIDGE, S. Equilibrium Beach Profile Concept for Delaware Beaches. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 133, n. 2, p. 147–160, 2007.
- PELNARD-CONSIDÈRE, R. *Essai de Théorie de l'évolution des Formes de Rivage en Plages de Sable et de Galets*. **Les Energies de la Mer: Compte Rendu Des Quatriemes Journees de L'hydraulique**. Paris: Société hydrotechnique de France, 1956.
- PENDER, D.; KARUNARATHNA, H. A Statistical-Process based Approach for modelling Beach Profile Variability. **Coastal Engineering**, v. 81, p. 19–29, 2013.
- PERLIN, M.; DEAN, R. G. Prediction of Beach Planforms with Littoral Controls. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 16, 1978.
- PHILLIPS, O. M. *The Dynamics of the Upper Ocean*. 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 1977.
- RAMAKRISHNAN, R.; AGRAWAL, R.; REMYA, P. G.; NAGAKUMAR, K. C. V.; DEMUDU, G.; RAJAWAT, A. S.; NAIR, B.; NAGESWARA RAO, K. Modelling coastal Erosion: a Case Study af Yarada Beach near Visakhapatnam, East Coast of India. **Ocean & Coastal Management**, v. 156, p. 239–248, 15 abr. 2018.
- RANASINGHE, R.; PATTIARATCHI, C.; MASSELINK, G. A morphodynamic Model to simulate the seasonal Closure of Tidal Inlets. **Coastal Engineering**, v. 37, n. 1, p. 1–36, 1999.
- REED, C. W.; MILITELLO, A. Wave-adjusted Boundary Condition for longshore Current in Finite-Volume Circulation Models. **Ocean Engineering**, v. 32, n. 17–18, p. 2121–2134, 2005.
- RODRIGUES, T. K.; DOMINGUEZ, J. M. L. Utilização do Sistema de Modelagem Costeira (SMC - Brasil) no Estudo da Dinâmica do Litoral do Município de Aracaju-Sergipe. **Revista GeoNordeste**, v. 29, n. 2, p. 95–116, 2017.
- ROELVINK, D.; RENIERS, A. J. H. M.; VAN DONGEREN, A.; DE VRIES, J. V. T.; LESCINSKI, J.; MCCALL, R. *XBeach Model Description and Manual*. Delft, the Netherlands, 2010.
- ROELVINK, D.; RENIERS, A.; VAN DONGEREN, A.; DE VRIES, J. VAN T.; MCCALL, R.; LESCINSKI, J. Modelling Storm Impacts on Beaches, Dunes and Barrier-Islands. **Coastal Engineering**, v. 56, n. 11–12, p. 1133–1152, 2009.
- ROELVINK, J. A.; BRØKER, I. Cross-shore Profile Models. **Coastal Engineering**, v. 21, n. 1–3, p. 163–191, 1993.
- ROELVINK, J. A.; STIVE, M. J. F. Bar-generating Cross-shore Flow Mechanisms on a Beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. C4, p. 4785–4800, 1989.



- ROSMAN, P. C. C. *Estudos de Estabilização da Barra do Canal de Sernambetiba e Recuperação da Praia da Macumba, Rio de Janeiro, RJ*. Relatório Técnico ET-170385, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.
- ROSMAN, P. C. C. *Referência Técnica do SisBaHiA*, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2018.
- SAVILLE, T. J. Scale Effects in Two Dimensional Beach Studies. 1957, International Association for Hydraulic Research, p. A3.1-A3.10, 1957.
- SCHOONEES, J. S.; THERON, A. K. Evaluation of 10 cross-shore Sediment Transport/Morphological Models. **Coastal Engineering**, v. 25, n. 1–2, p. 1–41, 1995.
- SENTHILKUMAR, R.; MURALI, K.; SUNDAR, V. Stability of micro-tidal Inlets along Coastlines dominated by littoral Drift. **Journal of Coastal Conservation**, v. 21, n. 6, p. 789–801, 2017.
- SHIELDS, A. *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydraulic Engineering 1936.
- SHOPE, J. B.; STORLAZZI, C. D.; HOEKE, R. K. Projected Atoll Shoreline and run-up Changes in response to Sea-Level Rise and varying large Wave Conditions at Wake and Midway Atolls, Northwestern Hawaiian Islands. **Geomorphology**, v. 295, p. 537–550, 15 out. 2017.
- SILVA, R. A. G. **Interferências de Processos Litorâneos na Estabilidade de um Canal de Maré projetado: Caso da Lagoa de Araruama - RJ**. Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, 2016.
- SILVA, R.; DA SILVA, A. J.; RUSU, E.; OLIVEIRA, F. S. B. F.; LARANGEIRO, S. H. C. D.; TABORDA, R. Evaluation of the longshore Current for a Sector of the Portuguese West Coast: Application of Different Methodologies. *Coastal Engineering* 2004, p. 1455–1467, 2005.
- SOULSBY, R. *Dynamics of marine Sands: a Manual for practical Applications*. London: Telford, 1997.
- USACE. *Coastal Engineering Manual*. Washington, D.C.: U.S. Army Corps of Engineers (USACE), 2012.
- VAN RIJN, L. C. A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle. **Coastal Engineering**, v. 90, p. 23–39, 2014.
- VAN RIJN, L. C. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries, and coastal Seas*. Amsterdam: Aqua Publications, 1993.
- VAN RIJN, L. C. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 10, p. 1431–1456, 1984.

VAN RIJN, L. C. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 6, p. 649–667, 2007a.

VAN RIJN, L. C. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 6, p. 668–689, 2007b.

WALTON, T. L.; DEAN, R. G. Longshore Sediment Transport via littoral Drift Rose. **Ocean Engineering**, v. 37, n. 2–3, p. 228–235, 2010.

WINYU, R., SHIBAYAMA. Cross-Shore Sediment Transport and Beach Deformation Model, **Coastal Engineering Proceedings**, New York, NY, pp. 3062–3075, 1996.