

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

CENTRO TECNOLÓGICO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

KÁTIA MUNIZ CÔCO

---

**UTILIZAÇÃO DA MODELAGEM COMPUTACIONAL PARA  
AVALIAR A INFLUÊNCIA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NA  
HIDRODINÂMICA DE REGIÕES ESTUARINAS**

---

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM ENGENHARIA AMBIENTAL  
(RECURSOS HÍDRICOS)

VITÓRIA, 2010

KÁTIA MUNIZ CÔCO

**UTILIZAÇÃO DA MODELAGEM COMPUTACIONAL PARA  
AVALIAR A INFLUÊNCIA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NA  
HIDRODINÂMICA DE REGIÕES ESTUARINAS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração de Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rigo.

VITÓRIA, 2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)  
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

---

C667u Côco, Kátia Muniz, 1982-  
Utilização da modelagem computacional para avaliar a  
influência das planícies de maré na hidrodinâmica de regiões  
estuarinas / Kátia Muniz Côco. – 2010.  
87 f. : il.

Orientador: Daniel Rigo.  
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –  
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Estuários. 2. Marés. 3. Correntes de maré. 4. Modelagem  
de dados. 5. Hidrodinâmica. I. Rigo, Daniel. II. Universidade  
Federal do Espírito Santo. Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 628

---

# **UTILIZAÇÃO DA MODELAGEM COMPUTACIONAL PARA AVALIAR A INFLUÊNCIA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NA HIDRODINÂMICA DE REGIÕES ESTUARINAS**

**KÁTIA MUNIZ CÔCO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências em Engenharia Ambiental, na área de concentração de Recursos Hídricos.

Aprovada em 26 de agosto de 2010

## **COMISSÃO EXAMINADORA**

---

Prof. D.Sc. Daniel Rigo  
Universidade Federal do Espírito Santo  
Orientador

---

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana  
Universidade Federal do Espírito Santo  
Examinador Interno

---

Prof<sup>a</sup>. Dra. Cynara de L. da Nóbrega Cunha  
Universidade Federal do Paraná  
Examinadora Externa

À minha mãe, irmãos, sobrinhos e  
familiares.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus.

À minha mãe, pelo incentivo, dedicação, renúncia, por fazer todas as minhas vontades e por me dar colo nas horas que mais precisei.

Aos meus familiares pelo apoio e incentivo.

Ao Wesley por fazer meu coração bater mais forte.

Ao professor Daniel Rigo pela confiança e orientação.

Ao Departamento de Engenharia Ambiental e professores.

Ao Professor Rosman, Patricia e Maria de Lurdes pelos ensinamentos durante a estada na Coppe/RJ.

Aos colegas da ARSI por entender os momentos de ausência.

Aos amigos do LabHIDRO (Deusenir, Mônica e Toninho), LabeSUL (Heneri e Rafael) LabSAN (Carol e Renata), LabPANKA (Panta, Christian e Pedro) e demais amigos pessoais e de graduação.

## RESUMO

Os ambientes costeiros vêm sofrendo um considerável processo de degradação ambiental, gerado pela crescente pressão sobre os recursos naturais marinhos. Uma importante ferramenta utilizada para apoio à tomada de decisões no gerenciamento ambiental de um corpo hídrico é a modelagem computacional das condições hidrodinâmicas do escoamento e da qualidade da água. Um dos fenômenos físicos mais importantes para a hidrodinâmica dos estuários é a maré, que ao se propagar do oceano para regiões estuarinas, sofre distorções que podem ser representadas pelo crescimento não-linear de constituintes harmônicos compostos dos principais constituintes da maré astronômica. As assimetrias nas marés causam diferenças na duração da enchente e da vazante da maré vertical, originando sistemas nos quais as correntes enchentes (ou vazantes) podem dominar sobre a vazante (ou enchentes). Essas características podem ser representadas pelos parâmetros  $a/h$  (amplitude da maré/profundidade do canal) e  $V_s/V_c$  (volume do armazenamento entre marés/volume do canal no nível médio do mar). Dessa forma, realizou-se neste estudo simulações computacionais, com auxílio do mecanismo de alagamento e secamento em meio poroso do SisBaHiA®, em estuários idealizados com o objetivo de avaliar a influência das planícies de maré na dominância das correntes. Os testes mostraram que estuários sem presença de planícies, nos quais os fenômenos de fricção com o leito sobressaem, tendem a ser dominados pela enchente. Já os estuários com presença de planícies de maré tendem a ser dominado pela vazante. Pôde-se observar, também, que as assimetrias das marés são intensificadas quando as planícies de maré aumentam e quando a maré penetra em direção a cabeça do estuário.

Palavras chave: Estuários; Planícies de Marés, Alagamento e Secamento; Assimetria de Marés; Dominância de Correntes.

## ABSTRACT

Along coastal areas have suffered considerable environmental degradation caused by increasing pressure on the natural marine resources. An important tool used to support decision-making in environmental management of a water body is the computational modeling of the hydrodynamic conditions of flow and water quality. One of the most important physical phenomena for the hydrodynamics of estuaries is the tide that spread from the ocean to estuarine regions, suffer distortions that can be represented by non-linear growth of constituent compounds and harmonics of the main constituents of the astronomical tide. The asymmetries in the tides cause differences in the duration of the flood and ebb tide vertical, resulting in systems where the current flood (or ebb tides) may dominate on the ebb (or floods). These characteristics can be represented by the parameters  $a/h$  (tidal height / depth of the channel) and  $V_s/V_c$  (volume of storage intertidal / channel volume in mean sea level). Thus, we carried out computer simulations in this study, using the mechanism of flooding and drying in porous media of SisBaHiA® in idealized estuary with the aim of evaluating the influence of tidal flats in the dominance of chains. Tests showed no presence of tidal flats, in which the phenomena of friction with the bed stand, tend to be dominated by the flood. Already the presence of estuaries with tidal flats tend to be dominated by the ebb. It was observed also that the asymmetry of the tides are intensified when the tidal flats when the tide rise and penetrates into the head of the estuary.

Keywords: Estuaries; Tidal Flats, Flooding and Drying; Asymmetry of Tides; Dominance of Currents.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Combinação de $M_2$ com $M_4$ com deslocamento de fase de $0^\circ$ . Adaptado de Boon e Byrne (1981). .....	22
Figura 2: Combinação de $M_2$ com $M_4$ com deslocamento de fase de $90^\circ$ . Adaptado de Boon e Byrne (1981). .....	22
Figura 3: (a) Gráfico correlacionando $a/h$ e $V_s/V_c$ para isolinhas da razão de amplitude da superfície d'água $M_4/M_2$ ; (b) Gráfico correlacionando $a/h$ e $V_s/V_c$ para isolinhas da fase relativa da superfície d'água $2M_2-M_4$ . Adaptado de Friedrichs e Aubrey (1988).....	26
Figura 4: Níveis d'água em um canal de maré e na floresta do manguezal durante a enchente e a vazante. Adaptado de Wolanski et al. (1992). .....	29
Figura 5: (a) Representação idealizada da mudança na seção de escoamento considerada no método de fissura padrão; (b) Representação aproximada da mudança na seção de escoamento (com parâmetros $E_T$ , $E_P$ e $P$ ) considerada na opção de pântano. Adaptada de Nielsen e Apelt (2003). .....	39
Figura 6: Sistema de coordenadas utilizado pelo SisBaHiA® tanto na modelagem 3D quanto na modelagem 2HD, sendo NR o nível de referência. No caso 2DH, $U_i$ representa a velocidade promediada na vertical. Adaptado de Rosman (2010). .....	42
Figura 7: Níveis de água horários durante a maré enchente, indicado pela opção de alagamento do modelo SisBaHiA® com o método do meio poroso. Adaptado de Rosman (2010).....	47
Figura 8 Níveis de água horários durante a maré vazante, indicado pela opção de secamento do modelo SisBaHiA® com o método do meio poroso. Adaptado de Rosman (2010).....	48
Figura 9: Dimensão do sistema de manguezal reto avaliado por Wu, Falconer e Struve (2001). (a) Vista superior. (b) Vista da seção transversal na boca do canal. Adaptado desses autores.....	50

Figura 10: Dimensões do canal utilizado por Siqueira (2007). (a) Vista superior. (b) Vista da seção transversal na boca do canal. Adaptado desse autor. ....	52
Figura 11: Séries temporais de velocidade longitudinal na seção B obtidas por Wu et al. (2001) e Siqueira (2007). Adaptado de Siqueira (2007). ....	53
Figura 12: Dimensão do canal idealizado: (a) Vista superior. (b) Corte longitudinal do eixo central do canal principal. (c) Corte transversal no contorno aberto. ....	56
Figura 13: Sobreposição das séries temporais de velocidade longitudinal de Wu et al. ....	61
Figura 14: Perfis da altura da coluna de água calculada a 1600 m da fronteira aberta no eixo central do canal principal, no início, meio e final da planície de maré pelo SisBaHiA®. ....	62
Figura 15: Elevação da superfície livre do mar e velocidade longitudinal calculadas no canal principal a 1600 m da fronteira aberta ....	63
Figura 16: Vetores de velocidade obtidos durante a vazante.....	63
Figura 17: Vetores de velocidade obtidos durante a enchente. ....	64
Figura 18: comparação entre a velocidade longitudinal calculada na estação B, a 1600 m da fronteira aberta, para valores de rugosidade diferenciados na planície de maré. ....	65
Figura 19: Velocidade longitudinal predita na estação B, a 1600 m da fronteira aberta, para diferentes valores da espessura do meio poroso.....	66
Figura 20: Evolução da amplitude de $M_2$ ao longo do canal principal. ....	70
Figura 21: Evolução da diferença de fase de $M_2$ ao longo do canal principal. ....	70
Figura 22: Evolução da diferença de fase de $M_4$ ao longo do canal principal. ....	71
Figura 23: Evolução da diferença de fase de $M_4$ ao longo do canal principal. ....	71
Figura 24: $M_4/M_2$ obtidos ao longo das estações. ....	72

Figura 25: $2M_2/M_4$ obtidos ao longo das estações. ....	73
Figura 26: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 1. ....	82
Figura 27: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 2. ....	83
Figura 28: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 3. ....	83
Figura 29: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 4. ....	84
Figura 30: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 5. ....	84
Figura 31: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para escoamento restrito no canal principal para amplitude de $M_2$ na fronteira aberta igual a 0,5 m. ....	85
Figura 32: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para escoamento restrito no canal principal para amplitude de $M_2$ na fronteira aberta igual a 1,0 m. ....	86

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Significado físico da equação da quantidade de movimento no eixo x.....	44
Tabela 2: Parâmetros utilizados nos Testes A, B e C. ....	54
Tabela 3: Parâmetros utilizados nos testes para avaliar assimetria de maré e dominância de corrente.....	58
Tabela 4: Resultados de $M_4/M_2$ e $2M_2-M_4$ obtidos para os testes C.....	67
Tabela 5: Parâmetros propostos por Friedrichs e Aubrey (1988) obtidos nas simulações de estuários com planícies de maré. ....	74
Tabela 6: Velocidades longitudinais máximas, $M_4/M_2$ e $2M_2-M_4$ obtidos ao restringir os escoamento no canal principal. ....	76

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. OBJETIVOS.....	17
2.1. GERAL.....	17
2.2. ESPECÍFICOS.....	17
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
3.1. ECOSISTEMAS ESTUARINOS MARGEADOS POR PLANÍCIES DE MARÉ.....	18
3.2. HIDRODINÂMICA EM ESTUÁRIOS DOMINADOS PELA MARÉ.....	20
3.3. ASSIMETRIA DAS MARÉS E DOMINÂNCIA DAS CORRENTES EM REGIÕES ESTUARINAS.....	24
3.4. ESTUDOS RELACIONADOS À ASSIMETRIA DAS MARÉS.....	28
3.5. O MECANISMO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO.....	36
4. METODOLOGIA.....	40
4.1. DESCRIÇÃO DO MODELO COMPUTACIONAL.....	40
4.1.1. EQUAÇÕES GOVERNANTES DO MODELO HIDRODINÂMICO.....	41
4.1.2. MECANISMO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO EM MEIO POROSO	45
4.2. AVALIAÇÃO DO MÉTODO DE MEIO POROSO.....	48
4.3. AVALIAÇÃO DAS ASSIMETRIAS DE MARÉS E DOMINÂNCIA DE CORRENTES.....	55
4.4. AVALIAÇÃO DA METODOLOGIA DE FRIEDRICHS E AUBREY (1988)....	58
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
5.1. AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO MEIO POROSO.....	60
5.1.1. O RESULTADO DO TESTE A.....	60

5.1.2.	O RESULTADO DO TESTE B .....	64
5.1.3.	O RESULTADO DO TESTE C .....	66
5.2.	AVALIAÇÃO DAS ASSIMETRIAS DAS MARÉS E DOMINÂNCIA DAS CORRENTES.....	68
5.2.1.	ESTUÁRIOS COM PLANÍCIES DE MARÉ .....	68
5.2.2.	ESTUÁRIOS SEM PLANÍCIES DE MARÉ.....	75
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	77
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	78
8.	ANEXO 1 .....	82

## 1. INTRODUÇÃO

Os ambientes costeiros vêm sofrendo um considerável processo de degradação ambiental, gerado pela crescente pressão sobre os recursos naturais marinhos e continentais e pela capacidade limitada desses ecossistemas absorverem os impactos resultantes. A introdução de nutrientes, alteração ou destruição de habitats causadas por obras de engenharia, alterações no padrão de sedimentação, superexploração de recursos pesqueiros, poluição industrial, e a introdução de espécies exóticas, são alguns impactos ambientais dos estuários presentes na Zona Costeira Brasileira (GEOBRASIL, 2002).

Nesse sentido, torna-se imprescindível nas regiões costeiras a necessidade de programas de gestão ambiental que contemplem o gerenciamento da qualidade dos recursos hídricos marinhos e auxiliem na resolução desses problemas.

Uma importante ferramenta utilizada para apoio à tomada de decisões no gerenciamento de um corpo hídrico é a modelagem computacional das condições hidrodinâmicas do escoamento e da qualidade da água. Rosman (2010) destaca que independente do modelo utilizado para analisar a qualidade da água em corpos d'água naturais, a base fundamental é o modelo hidrodinâmico.

Hubertz et al. (2005) mencionam que os dois fenômenos físicos mais importantes para o movimento das águas nos estuários é a maré e o volume de água doce afluente dos rios. No entanto, outros processos físicos também podem afetar a hidrodinâmica das regiões estuarinas, como o vento, a água escoada das fronteiras terrestres, os contornos de terra dos estuários, os efeitos de Coriolis devido à rotação da Terra, a estratificação da densidade da água relacionada com a salinidade e temperatura, a chuva e a evaporação.

A maré, ao propagar-se do oceano para regiões estuarinas, sofre distorções que podem ser representadas pelo crescimento não-linear de constituintes harmônicos compostos dos principais constituintes da maré astronômica (SPEER e AUBREY, 1985). As fases e amplitudes desses constituintes compostos associadas com os constituintes principais causam diferenças na duração da enchente e da vazante da

maré, originando sistemas nos quais as correntes de vazantes (ou enchentes) podem dominar sobre a de enchente (ou vazante).

Friedrichs e Aubrey (1988) utilizando a modelagem matemática e dados de campo estabeleceram um método para quantificar as causas dessas assimetrias nas marés. Eles verificaram que nos sistemas com enchentes dominantes as dimensões dos canais são responsáveis pela distorção, enquanto que nos sistemas com vazantes dominantes o volume de água armazenada nas planícies de maré é predominante. Conseqüentemente, estabeleceram dois parâmetros para representar essas características,  $a/h$  (amplitude da maré/profundidade do canal) e  $V_s/V_c$  (volume do armazenamento entremarés/volume do canal no nível médio do mar).

Assim, neste estudo propõe-se avaliar a influência das planícies de maré de regiões estuarinas na hidrodinâmica de seus canais principais, através do emprego de ferramentas da modelagem computacional, relacionado as causas das assimetrias de marés e dominância de correntes com a teoria proposta por Friedrichs e Aubrey (1988).

No capítulo 2 apresentam-se os objetivos gerais e específicos deste estudo. A revisão bibliográfica realizada para o desenvolvimento desta pesquisa é apresentada no Capítulo 3. A metodologia desenvolvida para prever a onda de maré e o padrão de correntes e, assim, comparar com o método de Friedrichs e Aubrey (1988) é apresentada no Capítulo 4. Os resultados e discussão são apresentados no Capítulo 5 e as conclusões e recomendações no Capítulo 6.



## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. GERAL**

O objetivo geral deste estudo é avaliar a influência das planícies de maré de regiões estuarinas na circulação hidrodinâmica de seus canais principais, através de simulações computacionais, relacionado as causas das assimetrias de marés e da dominância de correntes com a teoria proposta por Friedrichs e Aubrey (1988).

### **2.2. ESPECÍFICOS**

Para atender ao objetivo geral, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- I) Avaliar o mecanismo de alagamento e secamento implementado no SisBaHiA®;
- II) Simular a hidrodinâmica de regiões estuarinas idealizadas, considerando a área ocupada pelas planícies de maré, utilizando o modelo SisBaHiA® com auxílio do mecanismo de alagamento e secamento;
- III) Investigar o comportamento da assimetria das marés e da dominância das correntes a partir dos resultados do modelo hidrodinâmico; e
- IV) Avaliar a aplicação da teoria que trata da assimetria de marés e dominância de correntes proposta por Friedrichs e Aubrey (1988) na região estuarina estudada.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão de literatura que serviu de sustentação para este estudo encontra-se subdividida em cinco seções. Na primeira são abordadas as características dos sistemas estuarinos no que se refere a geometria e os forçantes que o caracterizam. A segunda seção descreve a propagação da maré nos estuários, sua função nos processos de mistura e as interações da onda de maré com a geometria estuarina, podendo produzir enchentes ou vazantes dominantes. Na terceira seção é apresentado o estudo de Friedrichs e Aubrey (1988), que relaciona as assimetrias das marés com a geometria estuarina. Na quarta seção são apresentados os estudos de vários autores que aplicaram o método de Friedrichs e Aubrey (1988) para explicar a assimetria das marés nos estuários. E na quinta, e última, seção são abordados os mecanismos utilizados nos modelos computacionais para representar o escoamento em regiões estuarinas com presença de planícies de maré alagando e secando, no qual é dado ênfase ao método de fissura, apresentado por Nielsen e Alpet (2003) e empregado neste estudo.

#### 3.1. ECOSISTEMAS ESTUARINOS MARGEADOS POR PLANÍCIES DE MARÉ

De acordo com Miranda et al. (2002), a palavra estuário é derivada do adjetivo latino *aestuarium*, cujo significado é maré ou onda abrupta de grande altura, fazendo referência a um ambiente altamente dinâmico, com mudanças constantes em resposta a forçantes naturais. Esse é o termo genérico para indicar o encontro do rio com o mar, caracterizando uma foz litorânea. Portanto trata-se um ecossistema de transição entre o oceano e o continente, cuja complexidade e vulnerabilidade à influência do homem são características comuns.

Os estuários caracterizam-se por possuírem canais com margens inclinadas, onde a profundidade é maior do que o nível mais baixo atingido pelas marés, pelos quais a

maré se propaga. Estes canais podem ter geometrias bastante variáveis, desde relativamente estreitos e profundos até bastante largos e com pouca profundidade.

Além dos canais, uma característica muito marcante dos estuários é a existência de grandes áreas laterais ao canal principal, com baixa declividade que funcionam como planícies de inundação. Estas áreas são mais rasas que o canal e geralmente inundadas apenas na parte do ciclo da maré no entorno da preamar, permanecendo emersas no restante do tempo. Comumente são denominadas como planícies de maré (PERILLO, 1995).

As declividades do terreno das planícies de maré reportadas na literatura variam entre  $1.10^{-3}$  e  $4.10^{-3}$  (m/m), com a razão de área de mangue por área de canal situando-se na faixa de 2 a 10, o que indica que as planícies de maré podem aumentar consideravelmente o prisma de maré de regiões estuarinas (WOLANSKI et al., 1992).

De acordo com Mazda et al. (1997), para os casos em que as planícies de marés são ocupadas por espécies de manguezais, os troncos e raízes da vegetação formam uma intrincada rede de obstáculos ao escoamento, cuja geometria depende das espécies presentes. Além disso, a presença de raízes, galhos, troncos, folhas caídas e buracos de animais torna o micro-relevo do solo bastante movimentado. Essa característica causa uma rugosidade elevada no leito, causando um efeito de bloqueio do escoamento pela vegetação.

Conseqüentemente pode-se distinguir três diferentes etapas da interação da vegetação com o escoamento a partir da baixamar: inicialmente só existe água nos canais e o nível desta não atinge as planícies de maré; em seguida o nível sobe o suficiente para o escoamento ser influenciado pela vegetação que margeiam os canais; a seguir o nível d'água sobe até a borda dos canais e o escoamento passa a atingir as áreas laterais ocupadas pela vegetação (RIGO, 2004).

Segundo Fortunato et al. (1999) as planícies de maré possuem características importantes para os estuários: a partir de uma perspectiva física, elas diminuem a velocidade de propagação da maré e promovem a mistura por interceptação das marés; e a partir da perspectiva ecológica, contribuem significativamente para a produção primária, e muitas vezes possuem terreno fértil para muitas espécies.

Esses autores afirmam ainda que os efeitos da maré na hidrodinâmica podem ter repercussões sobre o ecossistema, uma vez que a mistura reduz a estratificação e aumenta a concentração de oxigênio na parte inferior, afetando, assim, os ciclos biológicos. A evolução das planícies de maré devido à deposição de sedimentos, recuperação de áreas degradadas ou elevação do nível do mar pode, portanto, influenciar o estuário como um todo.

Wolanski et al. (1980, apud Bryce et al, 2003) demonstraram que nos estuários com presença de manguezais, sobre influência dos bancos de maré, grandes gradientes de superfície da água são criados devidos aos efeitos causados pela densidade de vegetação dos manguezais, que produzem uma menor e mais forte vazante, que por sua vez influencia na erosão do sedimento do leito no canal principal e, dessa forma, exporta sedimentos para fora desses sistemas.

### **3.2. HIDRODINÂMICA EM ESTUÁRIOS DOMINADOS PELA MARÉ**

De acordo com Perillo (1995) a maioria dos estuários existentes são influenciados pela maré. A física das relações de maré é complexa, no entanto interligadas e associados com a influência dos processos lunares e o movimento das ondas.

A maré astronômica pode ser matematicamente estimada através da técnica da “análise harmônica” de dados medidos em uma determinada localização. Este método faz uso do conhecimento de que a maré observada é a soma de um número de constituintes harmônicos senoidais, cujos períodos correspondem precisamente com o período de algum componente do movimento relativo astronômico entre a Terra, Sol e Lua. Dessa forma, para qualquer localização da costa, os constituintes harmônicos têm uma amplitude e ângulo de fase particular.

A lua é o astro que mais influência na amplitude das marés. Seu principal constituinte ( $M_2$ ) semi-diurno representa o efeito a rotação da Terra em relação à lua. Entretanto, a maré, ao propagar-se do oceano para regiões estuarinas, sofre distorções que podem ser representadas pelo crescimento não-linear de constituintes compostos e harmônicos dos principais constituintes da maré

astronômica (SPEER e AUBREY, 1985). Quando a frequência da onda transformada é um múltiplo exato da frequência fundamental chamamos a essa onda de sobre-maré (do inglês, *overtides*). O constituinte de águas rasas mais comum é o quarto-diurno  $M_4$ , que possui frequência duas vezes o valor da frequência de  $M_2$ . Como outro exemplo,  $M_6$  é o segundo harmônico do constituinte  $M_2$  com frequência angular três vezes o valor da frequência de  $M_2$ . Dessa forma, a fase e amplitude relativas dos sub-harmônicos  $M_4$ ,  $M_6$  e  $M_8$  de  $M_2$  causam diferenças na duração da enchente e da vazante da maré vertical (ROSMAN, 2010).

Essa interação pode ser vista na Figura 1 e Figura 2, onde é feita a composição de  $M_2$  e  $M_4$  para exemplificar as diferenças de duração de enchente e vazante presentes em sistemas estuarinos. Vale ressaltar que este exemplo produz uma maré resultante completamente estacionária, pois a frequência de  $M_4$  é exatamente o dobro de  $M_2$ , o que não é o caso para combinações da maior parte dos constituintes, cujas frequências não são múltiplos exatos.

Miranda et al. (2002) afirma que as oscilações harmônicas de curto período são ocasionadas pela topografia local, ou seja, a excursão da onda de maré é bloqueada pela descarga fluvial e, simultaneamente, ocorre dissipação de energia devido ao atrito nas margens e no fundo do estuário. A convergência das margens do estuário faz com que a onda de maré seja comprimida lateralmente e, na ausência do atrito, a conservação de energia ocasiona o aumento da altura da maré. Conseqüentemente, a onda de maré, ao propagar-se estuário acima, pode ser substancialmente deformada. O efeito é que o fluxo normal de vazante e enchente pode ocorrer em períodos diferentes. Este processo é conhecido como assimetria de maré.

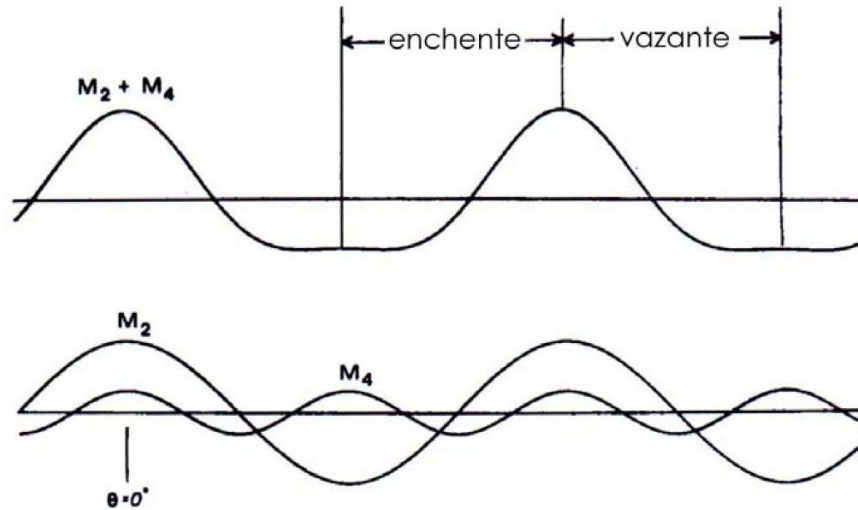


Figura 1: Combinação de  $M_2$  com  $M_4$  com deslocamento de fase de  $0^\circ$ . Adaptado de Boon e Byrne (1981).

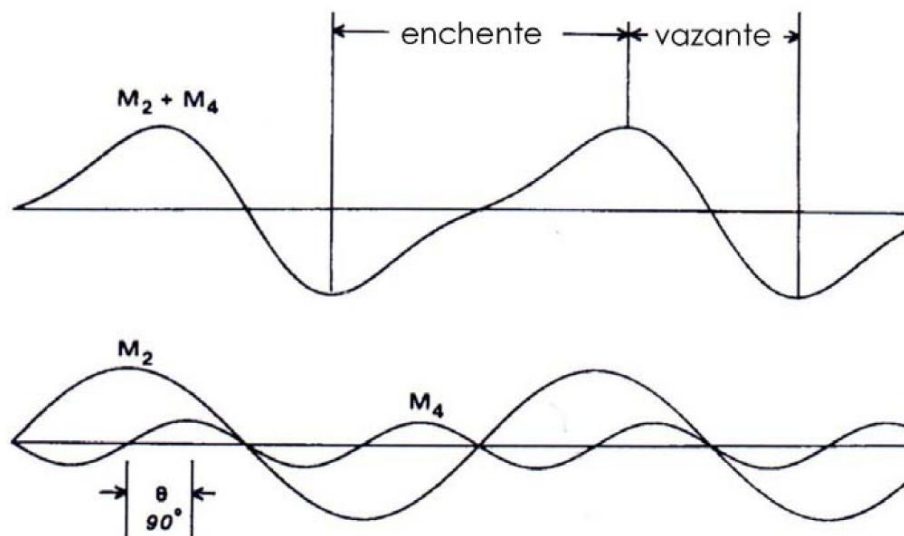


Figura 2: Combinação de  $M_2$  com  $M_4$  com deslocamento de fase de  $90^\circ$ . Adaptado de Boon e Byrne (1981).

De acordo com Miranda et al. (2002) essa assimetria nas marés ocorre porque os intervalos de tempo na enchente e vazante são diferentes e, uma vez que, no decorrer do ciclo de maré há um transporte de volume estuário acima (enchente) e estuário abaixo (vazante), segue-se pelo princípio da conservação de volume que no evento de menor duração a velocidade do movimento será mais intensa. Em

conseqüência, o transporte de sedimentos em suspensão ou a advecção longitudinal de poluentes será maior.

Quando a duração do evento de enchente é maior do que na vazante o transporte de sedimentos em suspensão na vazante é maior que na enchente. Neste caso, o estuário diz-se dominado pela maré vazante. Para o caso em que a vazante tem maior duração que a enchente, as velocidades da corrente são maiores na enchente e, diz-se que o estuário possui enchente dominante.

Para French (1997) é importante estudar a assimetria de marés, na gestão das zonas costeiras, pela seguinte razão:

A onda se move uma quantidade definida de água para dentro e fora de um estuário em cada ciclo de maré. Se a enchente e vazante têm duração desigual, o volume fixo de água tem que se mover mais rápido no menor tempo. A única maneira que isso possa ser conseguido é por variações na velocidade e, portanto, na energia. Se as enchentes são mais curtas, e de maior energia, mais sedimentos podem ser transportados na maré enchente do que na vazante (assumindo adequado aporte de sedimentos). Assim, o estuário irá experimentar uma entrada líquida de sedimentos. Em contrapartida, se a situação fosse inversa, e a enchente levou mais tempo do que a vazante, haveria uma maior velocidade na vazante e, portanto, promovendo uma perda líquida de sedimentos do sistema (FRENCH, 1997).

Uma vez dentro de um estuário, as marés também sofrem alterações significativas na força de arrasto devido à canalização do escoamento e rugosidade no leito. Segundo French (1997) uma variedade de efeitos pode ocorrer, como por exemplo, a alteração da seção transversal com o afunilamento dos canais pode causar o aumento da amplitude das marés, pois a única maneira de acomodar o volume de água é aumentar a sua altura.

Outro fator importante que ocasionam a distorção da onda de maré em estuários é a existência de extensas planícies de maré margeando os canais principais. Essas áreas formam uma zona alagável entre-marés, que pode armazenar um grande volume de água, comparado ao volume do canal principal. A propagação da maré é mais lenta na região entre-marés, pois o atrito nessas áreas é maior, resultando em velocidades mais baixas. Próximo à baixamar, a maré se propaga

predominantemente nos canais principais, mais profundos, onde o atrito é menor (EISMA, 1998).

### 3.3. ASSIMETRIA DAS MARÉS E DOMINÂNCIA DAS CORRENTES EM REGIÕES ESTUARINAS

Friedrichs e Aubrey (1988) estabeleceram um método para avaliar a assimetria das marés e dominância das correntes com base nas geometrias de estuários norte americanos. Tal método é descrito nesta seção.

Esses autores estudaram a distorção da maré em estuários rasos bem misturados e parametrizaram seus resultados para explicar a dominância das correntes, utilizando principalmente dados de maré. Para isso, utilizou informações do constituinte astronômico  $M_2$  (dominante) e o sub-harmônico  $M_4$ .

Dentro do estuário, a altura da superfície do mar distorcida,  $A$ , e a velocidade da maré,  $V$ , podem ser modeladas pela superposição de  $M_2$  e  $M_4$ :

$$A = a_{M_2} \cos(\omega t - \theta_{M_2}) + a_{M_4} \cos(2\omega t - \theta_{M_4}) \quad (1)$$

$$V = v_{M_2} \cos(\omega t - \varphi_{M_2}) + v_{M_4} \cos(2\omega t - \varphi_{M_4}) \quad (2)$$

Onde  $t$  é o tempo,  $\omega$  é a frequência da maré,  $a$  é a amplitude da altura de maré,  $v$  é a amplitude da velocidade de maré,  $\theta$  é a fase da altura de maré e  $\varphi$  é a fase da velocidade de maré. A fase da superfície do mar de  $M_4$  relativa à  $M_2$  foi definida como:

$$2M_2 - M_4 = 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} \quad (3)$$

Uma medida da distorção não-linear, a razão da amplitude da superfície do mar de  $M_4$  para  $M_2$  foi definida como:

$$M_4 / M_2 = a_{M_4} / a_{M_2} \quad (4)$$



Para a velocidade da maré, estes parâmetros são definidos como  $2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$  e  $V_{M_4} / V_{M_2}$ .

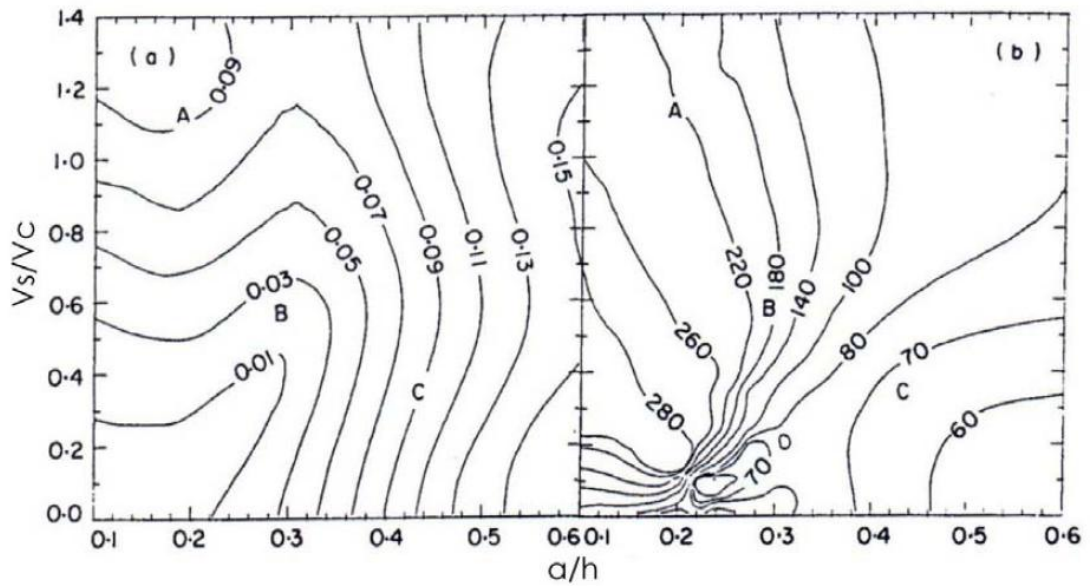
Visando determinar relações entre a geometria dos estuários e a assimetria das marés, esses autores simularam o escoamento em 84 sistemas estuarinos da costa Norte Americana com auxílio de um modelo unidimensional. Conseqüentemente, concluíram que a distorção não-linear da maré é devida a dois efeitos principais:

- I) a interação friccional entre a maré e o fundo dos canais (refletida pela relação  $a/h$  = amplitude da maré/profundidade média do canal) causando enchentes relativamente mais curtas; e,
- II) o armazenamento entre-marés (medido por  $V_s/V_c$  = volume do armazenamento entremarés/volume do canal no nível médio do mar – NMM) que reflete o efeito potencial do transporte não dinâmico da água estocada causando vazantes relativamente mais curtas.

De acordo com esses autores, uma maré não distorcida tem a razão de amplitude  $M_4/M_2$  igual a zero. Já uma maré distorcida, porém simétrica, tem fase (da velocidade)  $2M_2 - M_4$  de  $\pm 90^\circ$  e  $M_4/M_2 > 0$ . Se a fase (da velocidade) de  $M_4$  relativa à  $M_2$  estiver entre  $-90^\circ$  a  $+90^\circ$  com  $M_4/M_2 > 0$  a maré distorcida criada terá maior velocidade de enchente e é definida como enchente dominante. Assumindo uma relação linear, os sistemas com enchentes dominantes têm fase da elevação do mar de  $0^\circ$  a  $180^\circ$ .

No entanto, se  $M_4$  tiver fase (de velocidade) entre  $90^\circ$  e  $270^\circ$  e fase de superfície do mar de  $180^\circ$  a  $360^\circ$  a relação é revertida, resultando num sistema de vazante dominante. Nos dois casos, quanto maior a taxa de  $M_4/M_2$ , mais distorcida é a maré e mais forte o sistema dominante de vazante ou enchente.

Os resultados deste trabalho foram sistematizados em gráficos que sintetizam os 84 sistemas modelados, através de correlações entre  $a/h$  e  $V_s/V_c$  com a razão de amplitude e fase relativa da superfície do mar (Figura 3). Foram feitas comparações da análise da maré medida em 26 estuários com os resultados modelados e a correlação foi considerada boa.



**Figura 3: (a) Gráfico correlacionando  $a/h$  e  $V_s/V_c$  para isolinhas da razão de amplitude da superfície d'água  $M_4/M_2$ ; (b) Gráfico correlacionando  $a/h$  e  $V_s/V_c$  para isolinhas da fase relativa da superfície d'água  $2M_2-M_4$ . Adaptado de Friedrichs e Aubrey (1988).**

Friedrichs e Aubrey (1988) também estabeleceram hipóteses para explicar qualitativamente a dominância de enchente e vazantes em estuários. Na ausência de fricção, a dominância de enchente é atribuída à distorção de uma onda de maré progressiva não refletida (DRONKERS, 1986). Em estuários com pouca fricção onde  $a/h$  é grande, a maré principal propaga-se como uma onda de águas rasas, com celeridade igual a  $\sqrt{gh}$ , onde  $g$  é a aceleração da gravidade. Como  $h$  varia de acordo com o ciclo de maré, a profundidade da água é significativamente maior na crista do que na cava, assim a crista da onda tende a mover-se mais rapidamente que a cava ao longo de um estuário raso. A crista da maré aproxima-se da cava, resultando em enchente mais curta, numa longa vazante e na ocorrência de maiores correntes durante a enchente (devido à conservação da massa).

No entanto, a propagação da maré em alguns estuários pequenos (onde o comprimento do estuário é muito menor que o comprimento da onda de maré) é complicada pela co-oscilação, devido à reflexão da onda de maré na cabeça do estuário. Parte da energia da onda incidente é dissipada, assim a onda refletida é menor do que a incidente, tornando a maré uma onda parcialmente progressiva (DRONKERS, 1986). Nesse tipo de estuário a fricção não linear amortece a

propagação em águas rasas, retardando a mudança do nível da água em torno da maré baixa (DRONKERS, 1986; DYE, 1997). Deste modo, o intervalo de tempo entre a baixamar na embocadura e a baixamar no interior do estuário é maior do que o intervalo de tempo entre as preamares. Com isso, no estuário tem-se uma vazante mais longa, uma enchente mais curta e maiores velocidades durante a enchente. Este efeito deve aumentar com o aumento de  $a/h$  ou com o aumento da distância em um estuário em direção a cabeça.

A dominância de vazantes é atribuída a uma ineficiente troca de água ao redor da preamar nos estuários com canais relativamente profundos, e a um grande armazenamento de água no entre marés (SPEER e ALBREY, 1985). Nesses estuários a razão  $V_s/V_c$  é maior do que a razão  $a/h$  e, as baixas velocidades nos pântanos e baixios entre marés causam preamares que se propagam mais lentamente que a baixa-mar. Dessa forma, durante a maré baixa os pântanos e baixios esvaziam, enquanto que os canais estão relativamente profundos, possibilitando uma troca de água mais rápida. A demora na mudança para vazante nas planícies causam uma vazante mais curta, uma enchente mais longa e maiores correntes de velocidade durante a vazante.

Speer e Albrey (1985) desenvolveram um modelo conceitual para avaliar a assimetria das marés e seus resultados numéricos indicaram que canais sem armazenamento entre marés possuem enchente dominante, enquanto que os canais com armazenamento entre marés grande o suficiente para superar os efeitos da fricção do canal possuem vazante dominante.

Apesar do estudo de Friedrichs e Aubrey (1988) focar nas relações entre  $a/h$  e  $V_s/V_c$ , como os parâmetros determinantes para distorção não linear da maré em estuários rasos, eles verificaram que existem outros fatores que afetam o grau e a natureza da distorção, como a posição da estação de medição dentro do estuário, o comprimento do estuário e as assimetrias nas condições de contorno da maré. Se as distorções não lineares são atribuídas ao atraso relativo na propagação da preamar ou baixa-mar dentro do estuário, segue-se que o grau da distorção da superfície do mar deverá aumentar com a distância desde a entrada da enseada.

### 3.4. ESTUDOS RELACIONADOS À ASSIMETRIA DAS MARÉS

Nesta seção são apresentados os principais estudos disponíveis na literatura que analisaram a interação entre os constituintes principais da maré e seus sub-harmônicos para analisar a assimetria das marés e dominância das correntes.

Boon e Byrne (1981) utilizam modelagem numérica para estudar a influência da hipsometria de bacias costeiras ligadas ao mar por canais de maré, além da configuração geométrica destes canais, na hidrodinâmica e no transporte de sedimentos. Foram utilizados os constituintes  $M_2$  e  $M_4$  para explicar a dominância de correntes.

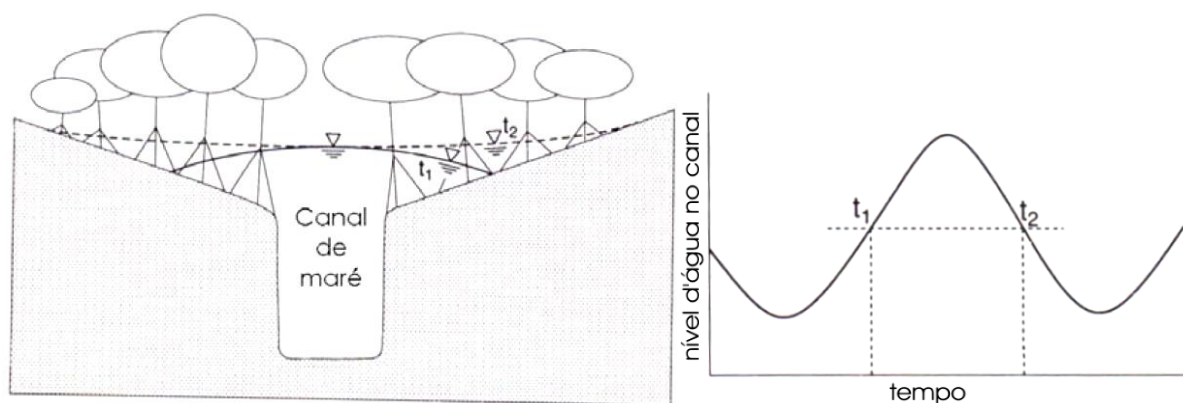
Aubrey e Speer (1985) analisaram a propagação da maré medida em sistemas estuarinos rasos conectados ao oceano por canais estreitos. Verificaram a importância de sub-harmônicos e harmônicos compostos nestes estuários, onde o crescimento de sub-harmônicos de  $M_2$  (principalmente  $M_4$ ) produzem assimetrias nas marés.

Aubrey e Speer (1985) utilizaram um modelo 1-D que foi aplicado a um estuário hipotético linearizado para estudar a influência da geometria de sistemas estuarinos rasos conectados ao oceano por canais estreitos na propagação e assimetria da maré. Identificaram a importância de  $a/h$  (amplitude da maré/profundidade média) na assimetria de marés, onde estuários mais rasos ( $a/h > 0,3$ ) geralmente são caracterizados por vazantes mais longas e correntes de enchente mais intensas, a menos que existam grandes baixios de maré. Sistemas mais profundos ( $a/h \sim 0,1 - 0,2$ ) com baixios de maré tendem a ter enchentes mais longas e correntes de vazante mais intensas.

Dronkers (1986) discutiu as implicações da assimetria da maré para a morfologia estuarina e transporte de sedimentos. Indicou, entre outras situações, que os estuários pequenos com grandes planícies de maré, as velocidades máximas tendem a ocorrer no fim da vazante. Explicou que a onda de maré propaga-se mais rapidamente nos canais do que nas planícies de maré e, portanto, o abaixamento do nível d'água se dá primeiro nos canais e depois na planície inundável, o que leva a

uma declividade da linha d'água e correntes fortes durante o último estágio da vazante.

Wolanski et al. (1992) apresentam medições mais detalhadas feitas no manguezal de Nakama Gawa (Irimote Island, Japão) e discutiram a assimetria da maré nos canais do manguezal, onde as velocidades da vazante em canais com grandes áreas de mangues são freqüentemente 20 a 50% maiores do que as velocidades de enchente. Isso foi atribuído à mudança de fase do sinal da maré entre a cabeça e a boca do canal, devido à fricção com o leito e raízes do mangue. Quando a maré alcança a preamar na cabeça do canal, já está vazando na boca, o que provém a declividade da água necessária para acelerar a água em direção à boca quando a vazante começa. Isso é mostrado esquematicamente na Figura 4, onde as alturas atingidas pela água são mostradas para a enchente ( $t_1$ ) e vazante ( $t_2$ ). Embora o nível d'água no canal nas duas situações seja o mesmo, os níveis d'água e seus gradientes no mangue são bem diferentes.



**Figura 4: Níveis d'água em um canal de maré e na floresta do manguezal durante a enchente e a vazante. Adaptado de Wolanski et al. (1992).**

Mazda et al. (1995) analisam a assimetria da maré em canais de mangue usando um modelo numérico 2D para identificar a interação da geometria do canal de maré e as áreas laterais densamente ocupadas pela vegetação, onde o efeito da vegetação no escoamento foi parametrizado pelo coeficiente de arrasto ( $\gamma$ ). Estes autores apontam que a assimetria das velocidades é insignificante para valores de

densidade de vegetação (que induzem força de arrasto) muito baixos ou muito altos e que a velocidade num canal de mangue pode ser modelada como a soma de duas parcelas:  $u_H$  e  $u_A$ , onde  $u_H$  é devida ao escoamento provocado pela maré em um canal sem planícies de inundação e é simétrica em relação à maré, e  $u_A$  é devida à troca de água entre o canal e o mangue e apresenta uma assimetria pronunciada em relação à maré. Dentro do mangue, o nível d'água e a velocidade do escoamento são fortemente controlados pela força de arrasto devida à vegetação.

Segundo estes autores a velocidade máxima no canal decresce na enchente e cresce na vazante, resultando na dominância da vazante no canal. Quando a força de arrasto é excessiva, a dominância da vazante é reduzida devido à relação de amplitude. Isso sugere que em áreas de manguezais naturais há um mecanismo de retro-alimentação entre a vegetação do mangue, o assoreamento e o escoamento que mantém o ecossistema do manguezal otimizado.

Aldridge (1997) aplicou um modelo 3D para prever a hidrodinâmica na baía de Morecambe e comparou com dados de campo. As macro-marés e correntes desses estuários apresentaram boa concordância com as produzidas pelo modelo. A orientação de todos os constituintes foi considerada bem reproduzida, assim como na assimetria da maré. Para os canais principais na baía de Morecambe, a combinação dos harmônicos  $Z_0$  e  $M_4$  foi suficiente para determinar a direção da assimetria da maré. Apurou-se ainda que o padrão geral da assimetria da maré neste estuário pode ser determinado a partir da consideração da dinâmica das marés produzidas somente por  $M_2$  e sem a necessidade de se considerar um ciclo de quadratura e sizígia.

Fortunato et al. (1999) estudaram os efeitos das planícies de maré na hidrodinâmica do estuário Targus (Portugal) usando um modelo de águas rasas de alta resolução apoiado por dados de campo. Os resultados mostram que as planícies de maré funcionam como filtros de energia, transferindo-a, a partir das frequências astronômicas, para as frequências não-lineares. Embora a dissipação de energia nas planícies de marés seja considerada relativamente pequena (cerca de 5% da energia utilizada no sistema), estas áreas rasas desempenham um papel importante na determinação do período de ressonância do estuário ampliando os constituintes

semi-diurnos. Os autores verificaram também que as seções superiores do estuário, com extensas planícies de maré, possuem vazantes mais duradouras.

Le Hir et al. (2000) discutem os diferentes forçantes que controlam a hidrodinâmica em planícies de maré. Apresentam medições realizadas em Brouage (França) onde há uma inversão da dominância das correntes ao longo do período monitorado, e apontam que essa mudança é devida à composição harmônica da maré.

Ranasinghe e Pattiaratchi (2000) discutem a assimetria da maré em sistemas costeiros com marés diurnas. Observaram que nestes sistemas a assimetria não é ocasionada por efeitos não-lineares como mostrado outros autores em sistemas semidiurnos, mas pela assimetria existente na maré oceânica incidente. Assim, a ocorrência de dominância de enchente/vazante em sistemas diurnos, onde não existem mecanismos não-lineares de distorção da maré, pode ser prevista usando-se as elevações das marés oceânicas. O grau de assimetria, entretanto, não pode ser determinado usando-se as elevações das marés oceânicas. Estes autores mostram que a dominância de enchente/vazante nestes sistemas varia em períodos curtos, de alguns dias.

Aucan e Ridd (2000) estudaram o estuário de Cocoa Creeck (Austrália) e verificaram a ocorrência de correntes de maré dominadas pela vazante. Os resultados foram obtidos a partir de um modelo analítico simples para o escoamento, juntamente com observações detalhadas de nível de água. Apurou-se que o principal fator para induzir a dominância da vazante pode ser a declividade da superfície do pântano. Durante a maré enchente, as inundações ocorrem progressivamente sendo influenciadas pela resistência imposta pelo leito. Nas marés vazantes, se a inclinação da superfície da água é menor que a declividade do pântano, a água é drenada gradualmente, secando as áreas mais afastadas. No entanto, se a declividade da superfície da água é maior do que inclinação do pântano, essas áreas secam mais rápido alimentado o canal principal mais rapidamente. Assim, pouco tempo depois do início da maré vazante, há uma grande quantidade de água no canal principal.

Bryce et al. (2003) também analisam o canal de mangue de Cocoa Creek através de medições de campo e verificaram que a assimetria das correntes medidas não pode

ser explicada apenas com  $a/h$  e  $V_s/V_c$ , pois a presença de assimetria na maré incidente na região também tem um papel importante. Constataram que estes estuários possuem um duplo pico nas correntes durante a enchente, fazendo com que a maré seja assimétrica, porém ligeiramente diferente da descrita pela maioria dos estuários rasos estudados anteriormente, como por exemplo, o de Friedrichs e Aubrey (1988). Por outro lado, conferiram que a assimetria da maré neste estuário se altera durante o ano e é controlada pela maré offshore e pelo efeito do armazenamento de água no entre-marés, ocupado pelos manguezais.

Wang et al. (2002) avaliaram a aplicação das relações entre a morfologia estuarina e a assimetria da maré vertical através de medições de larga escala das mudanças morfológicas e da elevação do nível da água em seções do estuário de Westerschelde, no sudoeste da Holanda. Suas análises mostraram, assim como exposto na literatura, que as seções rasas do estuário tendem a ter enchente dominante, enquanto que as bacias profundas possuem dominância de vazante. As observações em Westerschelde indicaram também que os dois parâmetros morfológicos ( $V_s/V_c$  e  $a/h$ ) são mutuamente dependentes e isso pode ser uma desvantagem quando usados para estudar as relações entre a geometria dos sistemas e a assimetria das marés. Ao final, sugerem três parâmetros adicionais a serem estudados para quantificar a relação entre a morfologia e a assimetria das marés, sendo eles: (a) a relação entre o comprimento do estuário e do comprimento de onda da maré, (b) a relação da escala de comprimento da variação morfológica ao longo do estuário (por exemplo, a mudança de largura) com o comprimento de onda de maré, e (c) a razão entre o período da maré com o atraso do tempo induzido por fricção.

Blanton et al. (2002) analisam a propagação da maré e a assimetria de correntes em três sistemas costeiros: um estuário de planície costeira, um longo canal de maré e um canal lateral de um estuário. Avaliaram o desenvolvimento de  $M_4$  e  $M_6$  e as mudanças nos diagramas de velocidade-nível da água a fim de descobrir como sub-harmônicos afetam a assimetria da maré em diferentes sistemas. Nos sistemas em que as planícies de marés enchem e esvaziam próximo à preamar, as correntes máximas na enchente e vazante ocorrem num pequeno tempo próximo a elevação de preamar. Ao contrario, quando as planícies de marés enchem e esvaziam próximas a baixa-mar, as correntes máximas na enchente e vazante ocorrem



próximas a elevação de baixa-mar. Já as áreas entre marés que alagam e secam durante todo o ciclo de maré possuem a assimetria mais complexa.

Kang e Jun (2003) avaliaram a dominância de enchente e vazante na costa da Coreia. Utilizaram um modelo 2D para prever a propagação da maré em dois estuários, avaliando amplitude e fase modeladas ao longo do comprimento dos estuários. Analisaram as componentes  $M_2$  e  $M_4$ , e as conclusões sobre a dominância são retiradas das medições de maré, sem análise de medições de corrente. Concluíram que a dominância de enchente em um dos estuários é devida principalmente à dissipação de energia pela fricção, enquanto a dominância de vazante no outro estuário é devida principalmente às vastas planícies de maré.

Rigo (2004) implantou e calibrou o modelo bidimensional do DIVAST (Depth Integrated Velocities and Solute Transport) para a hidrodinâmica da região do entorno da Ilha de Vitória com o intuito de avaliar a influência das planícies de mangue na hidrodinâmica da baía para dois cenários: com mangue e sem mangue. Além disso, foram realizados experimentos de campo com levantamentos batimétricos e altimétricos no manguezal, além de medições de nível d'água e correntes. O modelo DIVAST emprega um método numérico de diferenças finitas com uma malha composta de células quadradas.

Com os resultados numéricos Rigo (2004) observou que o manguezal da região norte do sistema estuarino da Baía de Vitória tem um papel importante na deformação da onda de maré, provocando um atraso na propagação da maré no entorno da preamar, favorecendo o aumento do tempo da enchente, a diminuição do tempo de vazante e resultando na dominância das correntes de vazante, influenciada pelo volume de água armazenado no manguezal. No entanto, em algumas estações, as correntes simuladas aparecem menores que as medidas, tanto nas vazantes quanto nas enchentes, o que foi atribuído, em parte, à dificuldade de representação da geometria dos canais pelas células de diferenças finitas.

Fortunato e Oliveira (2005) avaliaram a geração de assimetrias de marés em estuários através do exame das diferenças entre a celeridade em preamar e baixa-mar. Uma expressão analítica para a diferença entre as durações da enchente e da vazante foi apresentada e aplicada a uma seção transversal composta por um canal

ladeado por planícies de maré. Os resultados confirmam que as planícies de maré aumentam a dominância de vazante, enquanto grandes amplitudes de maré promovem a dominância de enchente. A máxima dominância de vazante ocorre quando as planícies de maré estão no nível médio do mar ou acima.

Seim et al. (2006) analisaram séries temporais da onda de marés medidas no estuário de Satilla (Florida) e suas características ao entrar estuário adentro e verificou que a onda se torna mais progressiva dentro do estuário. Indicaram ainda que o atrito com o leito do estuário e a convergência do canal origina significativa energia para geração dos constituintes de águas rasas. Primeiramente é gerado  $M_4$  através dos termos não lineares da equação de movimento e continuidade, e em menor grau pelo atrito. Esses autores realizaram a análise da assimetria das marés através dos parâmetros  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$ , calculados através dos dados de maré e corrente, e verificaram que as relações estabelecidas por Friedrichs e Aubrey (1988), que relaciona a dominância de enchentes e vazantes à presença de planícies de marés, não são aplicáveis para este estuário, particularmente em relação à duração da fase de vazante e enchente. Afirmaram ainda que a teoria apresentada por Friedrichs e Aubrey (1988) é mais aplicável a sistemas sem descarga de água doce, o que não é o caso do Satilla.

Estudos feitos por Nicolle e Kaepytchev (2007) na baía de Pertuis Breton (França) verificaram que os constituintes semi-diurnos da maré são ampliados e distorcidos quando se propaga em um estuário. Um modelo numérico bidimensional de elementos finitos foi implementado para investigar a influência do atrito da onda de maré com o fundo do estuário na amplitude e fase do constituinte  $M_2$  e seu sub-harmônico  $M_4$ .

Esses autores verificaram, assim como Parker (1991, apud NICOLLE e KAEPYTCHEV, 2007), que a dependência quadrática do atrito com o leito, com as correntes e outras formas não lineares (como devido a advecção da quantidade de movimento nos termos da equação hidrodinâmica), são os principais mecanismos responsáveis pela troca de energia entre os constituintes e a parametrização correta do atrito com o leito é essencial para a modelagem de assimetria das marés e das correntes em estuários e embaiamentos costeiros de águas rasas.

Medições de campo analisadas por Huang et al. (2008) no estuários de Okatee (Carolina do Sul) mostram que as correntes de maré são distorcidas da forma senoidal astronômica, o que significa uma transferência de energia de  $M_2$  para  $M_4$ . A principal consequência da geração do sub-harmônico neste estuário faz com que as correntes vazantes sejam mais fortes que as enchentes. Além disso, as correntes máximas na vazante e enchente ocorrem bem próximo ao instante da baixa-mar.

Ao aplicar um modelo numérico de volumes finitos, com um método de alagamento e secamento, Huang et al. (2008) verificaram que existem diferenças relativamente grandes entre a previsão do modelo e as observações de campo na fase e amplitude do sub-harmônico  $M_4$  gerado. Este autores realizaram um conjunto de experimentos para testar a sensibilidade do modelo e identificar os principais processos não-lineares que geram o sub-harmônico  $M_4$ . Os resultados experimentais sugerem que a geração de  $M_4$  é resultado da interação não linear das correntes de maré com a geometria irregular e topografia de fundo. Coerente com a teoria clássica, o grande volume de armazenamento no entre-marés é a principal razão para a dominância de vazante em Okatee.

Huang et al. (2008) justificaram que o fato do instante de máxima corrente de vazante e enchente ocorrer mais perto da baixa-mar está, provavelmente, relacionado com a morfologia do canal, que é cercado por planícies de marés que alagam logo após a maré baixa. Os experimentos revelaram também que a exclusão das áreas de alagamento e secagem no entre-marés tem pouco efeito sobre a amplitude de  $M_2$  e  $M_4$ . No entanto, ao considerar essas regiões, as correntes são subestimadas fazendo com que a assimetria da maré seja menos acentuada.

Moore et al. (2009) utilizaram um modelo numérico tridimensional para investigar a distorção espacial da assimetria das marés no estuário Dee (Reino Unido). A análise harmônica dos resultados de modelagem mostraram que as áreas mais rasas no entre-marés possuem maiores assimetrias e apresentaram dominância de enchente. Já os canais principais apresentaram maré relativamente não distorcida, no entanto com dominância de vazante. A sensibilidade das enchentes ou vazantes dominantes foram relacionadas com as mudanças na hipsometria de canais idealizados (tais como as mudanças na profundidade dos canais e na elevação da superfície livre do mar) também foram estudadas por esses autores. Verificaram ainda que a

magnitude e fase dos constituintes  $M_2$  e  $M_4$  podem ser usadas no espaço e no tempo para analisar a natureza da propagação e explicar as mudanças futuras na morfologia do estuário.

### **3.5. O MECANISMO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO**

As regiões sujeitas ao processo de alagamento e secamento são áreas de escoamento hidrodinâmico de águas rasas que envolvem mudanças na posição do contorno do fluido, tais como os estuários margeados por planícies de maré. Para representar essa dinâmica de contornos móveis, computacionalmente, é necessária a utilização de uma malha móvel ou fixa para que através dela as variáveis do equacionamento matemático governante possam ser avaliadas pelo modelo computacional.

De acordo com Nielsen e Alpet (2003) vários métodos têm sido utilizados para simular o alagamento e secamento em modelos hidrodinâmicos de elementos finitos. Os “algoritmos de malha ajustáveis” utilizam-se de uma malha em movimento, onde, com as alterações do nível de água, as bordas da malha se movem para ajustar o limite da superfície da água. Estes métodos podem prever com precisão a posição da linha costeira, no entanto podem requerer grande esforço computacional e levar a instabilidades numéricas. Esse algoritmos usam uma malha fixa, onde os elementos e os nós são temporariamente retirados da solução, mas a localização de elementos e nós não mudam.

Os “algoritmos de malha redutível” são mais usados que os de malha ajustável e apresentam uma combinação de diferentes métodos, sendo mais estáveis e mais simples. Os elementos e os nós são eliminados/desligados quando a profundidade da água cai abaixo de um mínimo especificado, e restaurados/ligados quando a profundidade da água se eleva acima de um máximo especificado. No entanto, esses algoritmos podem resultar em perda de massa quando o elemento é retirado do sistema ou ganho de massa quando o elemento é restaurado de volta no sistema. Além disso, a eliminação de um elemento do domínio da solução pode

resultar em um contorno irregular, que pode causar instabilidade dentro de um modelo de elementos finitos.

Já nos algoritmos de “fissura”, os elementos de secagem e os nós não são removidos do domínio. Em vez disso, os elementos e os nós entram num domínio de reduzida capacidade de escoamento, geralmente representado conceitualmente por uma fissura. Ou seja, ocorrendo o secamento dos nós de um elemento da malha o escoamento continua a um nível subterrâneo e a profundidade da água neste domínio de escoamento é parametrizada e transformada numa profundidade d’água positiva.

Desta forma, o nó ou elemento permanece no domínio da solução, removendo o problema de fronteiras dos modelos de elementos finitos. Isso elimina os problemas com a continuidade de massa e melhora a estabilidade global da solução. O método geralmente exige uma região em que há uma transição gradual entre um elemento com escoamento totalmente molhado e um elemento totalmente seco, com capacidade de vazão reduzida. Outros parâmetros podem variar dentro deste domínio de alagamento e secamento, incluindo a especificação da velocidade zero dentro do elemento, o aumento da rugosidade e da escala de redução da capacidade de escoamento.

Nielsen e Alpet (2003) investigaram o efeito da variação dos parâmetros da porosidade de pântano no desempenho do modelo hidrodinâmico bidimensional RMA2, baseado em elementos finitos, em situações em que ocorre a inundação de áreas inicialmente secas, tais como planícies de maré. Estes autores utilizaram o método da porosidade de pântano, que é um tipo de algoritmo de alagamento e secamento de “fissura”. Em tal estudo foram realizadas comparações entre exemplos simples e cálculos teóricos.

A esquematização do método de fissura padrão é mostrada na Figura 5 - a. Neste esquema os elementos e nós secos da malha nunca são removidos do domínio computacional, ao invés disso, estes entram num domínio de capacidade de escoamento reduzido (zona subterrânea de baixa porosidade).

Neste caso a redução na capacidade de escoamento ocorre sobre todo o elemento e em ambas as direções de escoamento horizontal, e a transição na porosidade

entre o “escoamento acima da superfície do fundo” e o “escoamento subterrâneo” é imediata, o que é inaceitável em aplicações de modelagem numérica. Nesse sentido, o método da fissura requer a existência de uma região de transição gradual entre um elemento molhado escoando completamente e o outro totalmente seco com capacidade de escoamento reduzido.

Para satisfazer tal exigência foi utilizada no estudo Nielsen e Alpet (2003) a opção de pântano, cujo conceito considera uma zona de transição para a redução da porosidade quando a profundidade da água se aproxima de zero (Figura 5 - b). Com aplicação deste método, o escoamento acima do solo ocorre em meio totalmente fluido no início, e em seguida, com a diminuição do nível da água, ocorre o escoamento na região de transição, então o escoamento entra no domínio do subsolo de baixa porosidade.

Os parâmetros de porosidade apresentados na Figura 5 são a espessura do meio poroso ( $E_P$ ), a espessura da zona de transição ( $E_T$ ), e a mínima fração ativa na zona de baixa porosidade no subsolo ( $P$ ) ou permeabilidade do meio poroso. Estes correspondem a entrada do modelo. Durante a simulação, a profundidade da água é transformada em uma “profundidade equivalente transformada” ( $h_{TED}$ ), que incorpora a mudança na capacidade de armazenamento de massa (ou volume) que ocorre quando estão incluídos a baixa porosidade do subsolo e a zona de transição.

As equações que descrevem o comportamento no meio poroso foram implementadas no modelo utilizado neste estudo e encontram-se descritas na seção 4.1.2.

Nielsen e Alpet (2003) verificaram em seu estudo que a seleção dos parâmetros de entrada  $E_P$ ,  $E_T$  e  $P$  deve ser considerado à luz da variação e  $h_{TED}$ . Para o usuário, isso significa que o comportamento do modelo pode não ser tal como esperado inicialmente. Os testes mostram que a má seleção de “parâmetros pântano” pode resultar em um montante significativo de água no que deviam ser regiões secas e dependendo da aplicação que está sendo modelado, isto pode ter um sério impacto sobre a precisão dos resultados.

Os resultados destacam, ainda, uma série de problemas potenciais que podem ocorrer se os parâmetros de porosidade não são utilizados corretamente. Pode ser

verificado algumas “oscilações” perto do ponto em que o escoamento entra no domínio do subsolo de baixa porosidade a partir da zona de transição, o que pode comprometer a estabilidade do modelo.

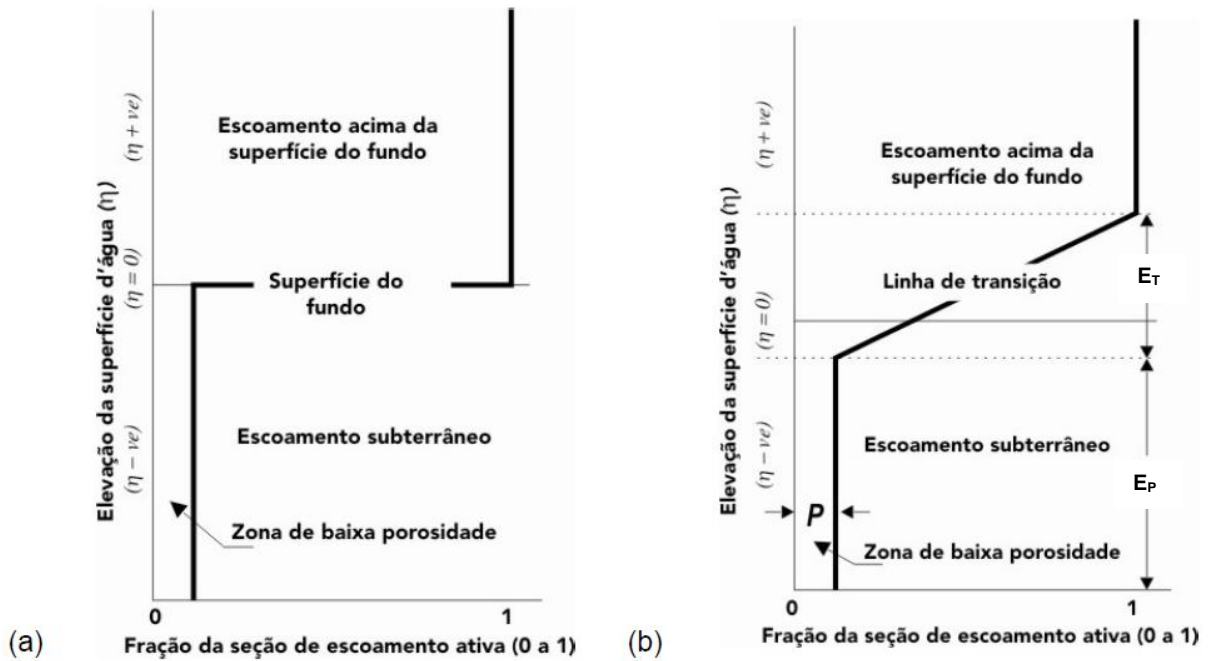


Figura 5: (a) Representação idealizada da mudança na seção de escoamento considerada no método de fissura padrão; (b) Representação aproximada da mudança na seção de escoamento (com parâmetros  $E_T$ ,  $E_P$  e  $P$ ) considerada na opção de pântano. Adaptada de Nielsen e Apelt (2003).

## **4. METODOLOGIA**

Neste capítulo serão descritas as metodologias utilizadas para as simulações de modelagem desenvolvidos e para avaliação da assimetria das marés.

### **4.1. DESCRIÇÃO DO MODELO COMPUTACIONAL**

Para auxiliar a compreensão do escoamento em áreas com a presença de planícies de maré alagando e secando, utilizou-se de modelagens computacionais realizadas com auxílio do Sistema de Base Hidrodinâmica e Ambiental, denominado SisBaHiA®. Este programa é um sistema profissional de modelos computacionais desenvolvido pela Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica do Programa de Engenharia Oceânica, pertencente ao Instituto Aberto Luiz Coimbra (COPPE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Possui seus códigos fonte abertos, podendo ser disponibilizados mediante convênio de cooperação técnica.

O SisBaHiA® é usado, basicamente, para previsão do escoamento ou movimento das águas e para previsão da qualidade das águas ou transporte de grandezas escalares. Para isso, possui um modelo hidrodinâmico para corpos d'água com densidade constante, um modelo de transporte euleriano e lagrangeano (determinístico e probabilístico), um modelo de qualidade de água e um modelo de geração e propagação de ondas, além de um módulo para análise e previsão de marés.

O modelo hidrodinâmico é de linhagem FIST (Filtered in Space and Time), que representa um sistema de modelagem de corpos de água com superfície livre, no qual a modelagem da turbulência é baseada em técnicas de filtragem que levam à Simulação de Grandes Vórtices (LES – Large Eddy Simulation). Este modelo resolve as equações de Navier-Stokes bi (2D) ou tridimensionais (3D) dominada por forçantes barotrópicos, nos quais efeitos de densidade variável possam ser desprezados (ROSMAN, 2010).



O sistema de discretização espacial é preferencialmente feita via elementos finitos quadrangulares biquadráticos, permitindo o mapeamento de corpos de água com linhas de costa e batimetrias complexas, campos de vento e atrito do fundo podendo variar dinamicamente no tempo e no espaço. Já a discretização temporal é via um esquema implícito de diferenças finitas, com erro de truncamento de segunda ordem.

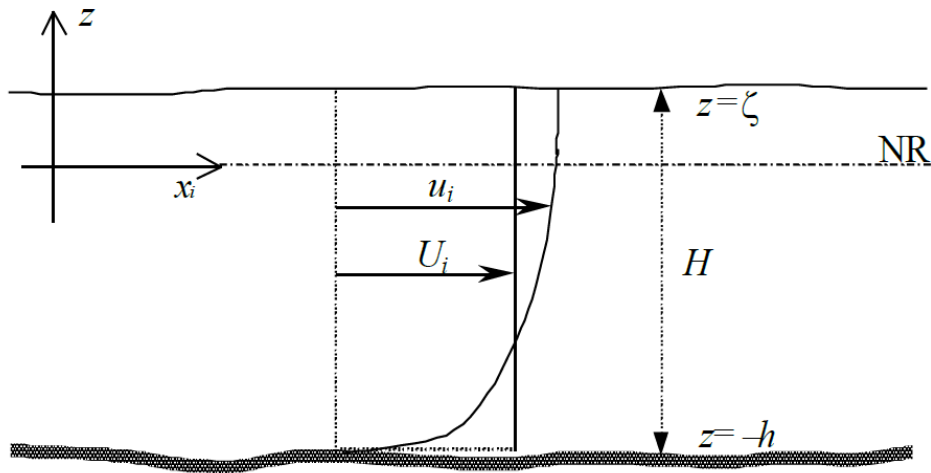
O modelo hidrodinâmico utiliza uma técnica numérica em dois módulos, calculando, primeiramente, os valores da elevação da superfície livre através de um modelamento bidimensional integrado na vertical (2DH) e, em seguida, o campo de velocidades. Dependendo dos dados de entrada, o campo de velocidades pode ser computado de forma tridimensional (3D) ou apenas bidimensional (2DH). De acordo com Rosman (2010), obtêm-se excelentes resultados com número de Courant médio da malha por volta de 5.

#### 4.1.1. EQUAÇÕES GOVERNANTES DO MODELO HIDRODINÂMICO

A mecânica do movimento para escoamento em regime turbulento é governada pelas equações de Navier-Stokes. Tais equações representam o princípio da conservação da quantidade de movimento, e, em conjunto com a equação da continuidade, uma equação de estado e uma equação de transporte para cada constituinte da equação de estado, compõem o modelo matemático fundamental para qualquer corpo de água.

A partir desse princípio, são determinadas para o módulo bidimensional as três incógnitas ( $\zeta$ ,  $U$ ,  $V$ ), que representam, respectivamente, as elevações da superfície livre e as componentes das velocidades médias nas direções  $x$  e  $y$ .

A Figura 6 apresenta o sistema de coordenadas utilizado pelo SisBaHiA® nas modelagens 3D e 2DH. Para o caso 2DH, a velocidade promediada na vertical é representada por  $U_i$ . As coordenadas  $x_i$  são  $(x_1, x_2) \equiv (x, y)$  e as velocidades horizontais são  $(u_1, u_2) \equiv (u, v)$ , sendo o índice  $i = 1, 2$ .



**Figura 6: Sistema de coordenadas utilizado pelo SisBaHiA® tanto na modelagem 3D quanto na modelagem 2HD, sendo NR o nível de referência. No caso 2DH,  $U_i$  representa a velocidade promediada na vertical. Adaptado de Rosman (2010).**

Para cada intervalo de tempo, o módulo 2HD determina as componentes das velocidades médias na vertical, na direção  $x$  (longitudinal) e  $y$  (transversal),  $U(x, y, t)$  e  $V(x, y, t)$ , respectivamente, e as elevações da superfície livre,  $z = \zeta(x, y, t)$ . As componentes da velocidade resolúvel, média na vertical, conforme ilustrada na Figura 6, são definidas como:

$$U(x, y, t) = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} u(x, y, t) dz \quad \text{e} \quad V(x, y, t) = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} v(x, y, t) dz \quad (5)$$

Onde  $H$  é a altura da coluna de água e  $\zeta$  é elevação da água em relação ao datum de referência.

Considerando esta definição e supondo uma batimetria permanente durante o período de simulação, ou seja,  $z = -h(x, y)$ , com  $h$  sendo a cota de fundo da água abaixo do datum de referência, a equação da continuidade, ou imposição da condição de escoamento incompressível, é descrita como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0 \quad (6)$$

A adoção de possibilidade de alagamento e secamento pelo método do meio poroso

obriga na definição da altura efetiva da coluna de água,  $H$ , em função do meio, conforme explicado na seção 4.1.2.

Com isso, a equação de quantidade de movimento 2HD para um escoamento integrado na vertical, na direção  $x$  e  $y$  estão representadas pelas equações (7) e (8), respectivamente.

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 H} \left( \frac{\partial (H \overline{\tau_{xx}})}{\partial x} + \frac{\partial (H \overline{\tau_{xy}})}{\partial y} \right) + \\ \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^S - \tau_x^B) - 2\Phi \text{sen}\theta U \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 H} \left( \frac{\partial (H \overline{\tau_{xy}})}{\partial x} + \frac{\partial (H \overline{\tau_{yy}})}{\partial y} \right) + \\ \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_y^S - \tau_y^B) - 2\Phi \text{sen}\theta V \end{aligned} \quad (8)$$

Sendo  $\rho_0$  uma densidade constante de referência,  $g$  a aceleração da gravidade local,  $\Phi$  a velocidade angular de rotação da Terra no sistema de coordenadas local relacionada à força de Coriolis,  $\theta$  é o ângulo de Latitude,  $\tau_{ij}$  é o tensor de tensões turbulentas,  $\tau_i^S$  é a tensão de atrito devido ao vento e  $\tau_i^B$  é a tensão de atrito no fundo.

O significado físico de cada termo da equação (7) está descrito na Tabela 1. O significado dos termos semelhantes na direção  $y$  é o mesmo.

Tabela 1: Significado físico da equação da quantidade de movimento no eixo x.

Termo da Equação	Significado físico
$\frac{\partial U}{\partial t}$	Representa a aceleração local do escoamento 2D, ou seja, a taxa de variação temporal da quantidade de movimento média na vertical por unidade de massa.
$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y}$	Representa a aceleração advectiva do escoamento 2D, ou seja, o balanço dos fluxos advectivos médios na vertical, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x, por unidade de massa.
$-g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$	Representa a variação da pressão hidrostática na direção x (gradiente de pressão), devido à declividade da superfície livre na direção x. Conforme indicado pelo sinal negativo, este termo força escoamentos de lugares onde o nível de água é mais alto para onde o nível de água é mais baixo.
$\frac{1}{\rho_0 H} \left( \frac{\partial (H \overline{\tau_{xx}})}{\partial x} + \frac{\partial (H \overline{\tau_{xy}})}{\partial y} \right)$	Representa a resultante das tensões dinâmicas turbulentas 2D no escoamento, ou seja, representam o balanço dos fluxos difusivos médios na vertical, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x, por unidade de massa.
$2\Phi \sin \theta U$	Representa a aceleração de Coriolis decorrente de o referencial estar se movendo com a rotação da Terra.
$\frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^S)$	Representa a tensão do vento na superfície livre por unidade de massa. Se o vento estiver na mesma direção do escoamento, esse termo irá acelerar o escoamento; se estiver oposto, irá retardar o escoamento.
$-\frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^B)$	Representa a tensão de atrito no fundo atuante no escoamento 2D por unidade de massa. Conforme indicado pelo sinal negativo, esse termo sempre tende a desacelerar o escoamento. É sempre oposto ao escoamento.

#### 4.1.2. MECANISMO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO EM MEIO POROSO

A idéia básica na técnica de considerar alagamento e secamento com técnica de meio poroso é que, na medida em que baixa o nível de água  $\zeta$ , o escoamento deixa o meio totalmente fluido, passa por uma zona de transição e depois entra em meio totalmente poroso. Para tratar dos diferentes casos são definidos os parâmetros,  $P$  para a permeabilidade no meio poroso,  $E_T$  para a espessura da zona de transição de meio e  $E_P$  para a espessura do meio poroso.

O conceito de “permeabilidade” aqui não é o clássico de mecânica dos solos, usa-se “permeabilidade” como valor indicativo da fração de volume do meio pelo qual ocorre o escoamento. O meio fluido tem  $P$  igual a 1,0. Já o meio poroso de sedimentos usuais tem  $P$  entre 0,001 e 0,1. Na zona de transição a permeabilidade varia linearmente entre 1,0 no meio fluido e  $P$  no meio poroso. Com os parâmetros acima, são definidos:

- Cota superior da zona de transição:

$$\zeta_{TS} = -h + \frac{E_T}{2} + \left( E_P + \frac{E_T}{2} \right) \frac{P}{1-P}; P \leq 0,95 \quad (9)$$

- Cota inferior da zona de transição:

$$\zeta_{TI} = \zeta_{TS} - E_T \quad (10)$$

Dessa forma, a altura efetiva da coluna de água,  $H$ , passa a ser:

- Caso 1: escoamento em meio fluido:  $\zeta > \zeta_{TS}$

$$H = P \left( \zeta + h + E_P + \frac{E_T}{2} \right) + (1-P) \left( \zeta - \zeta_{TS} + \frac{E_T}{2} \right) = \zeta + h \quad (11)$$

- Caso 2: escoamento em transição:  $\zeta_{TI} \leq \zeta \leq \zeta_{TS}$

$$H = P \left( \zeta + h + E_P + \frac{E_T}{2} \right) + \frac{(1-P)}{2} \left( \frac{(\zeta - \zeta_{TI})^2}{E_T} \right) \quad (12)$$

- Caso 3: escoamento em meio poroso:  $\zeta < \zeta_{\pi}$

$$H = P \left( \zeta + h + E_p + \frac{E_T}{2} \right) \quad (13)$$

Rosman (2010) sugere os valores usuais para os parâmetros de meio poroso, sendo  $P$  igual 0,04, podendo considerar valores entre 0,001 e 0,1. Indica ainda que  $E_p$  deva ser tal que a mínima altura efetiva de coluna de água,  $H$ , para escoamento em meio poroso, seja positiva, e tenha valor da ordem da amplitude da rugosidade equivalente do fundo,  $\varepsilon$ , ou maior.

Com a opção de alagamento e secamento em meio poroso, as definições de coluna de água  $H$ , discutidas acima, são utilizadas tanto nas equações de quantidade de movimento quanto na de continuidade. Efetivamente, apenas a equação de continuidade sofre alterações significativas, como descritas a seguir.

A equação original é a de meio fluido, apresentada na equação 12, e pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial U_i H}{\partial x_i} = 0 \therefore \frac{\partial H}{\partial t} + U_i \frac{\partial H}{\partial x_i} + H \frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0, \quad i = 1, 2. \quad (14)$$

Para os três casos tratados acima, as seguintes modificações ocorrem na equação da continuidade:

- Caso 1: escoamento em meio fluido:  $\zeta > \zeta_{TS}$  não tem modificação.
- Caso 2: escoamento em transição:  $\zeta_{\pi} \leq \zeta \leq \zeta_{TS}$  neste caso, partindo da equação (12), pode-se escrever:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = P \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{(1-P)}{E_T} (\zeta - \zeta_{\pi}) \frac{\partial \zeta}{\partial t}; \frac{\partial H}{\partial x_i} = P \frac{\partial (\zeta + h)}{\partial x_i} + \frac{(1-P)}{E_T} (\zeta - \zeta_{\pi}) \frac{\partial (\zeta + h)}{\partial x_i} \quad (15)$$

O que leva a seguinte equação da continuidade:

$$\left[ P + \frac{(1-P)}{E_T} (\zeta - \zeta_{\pi}) \right] \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U_i \left[ P + \frac{(1-P)}{E_T} (\zeta - \zeta_{\pi}) \right] \frac{\partial (\zeta + h)}{\partial x_i} + \left[ P \left( \zeta + h + E_P + \frac{E_T}{2} \right) + \frac{(1-P)}{2} \left( \frac{(\zeta - \zeta_{\pi})^2}{E_T} \right) \right] \frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (16)$$

- Caso 3: escoamento em meio poroso:  $\zeta < \zeta_{\pi}$  neste caso, partindo da equação (13), pode-se escrever:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = P \frac{\partial \zeta}{\partial t}; \frac{\partial H}{\partial x_i} = P \frac{\partial (\zeta + h)}{\partial x_i} \quad (17)$$

O que leva à seguinte equação da continuidade:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + U_i \frac{\partial (\zeta + h)}{\partial x_i} + \left( \zeta + h + E_P + \frac{E_T}{2} \right) \frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (18)$$

A Figura 7 e Figura 8 apresentam a elevação da superfície livre da água nos testes realizados com o método do meio poroso em diferentes instantes de tempo durante a enchente e vazante, respectivamente.

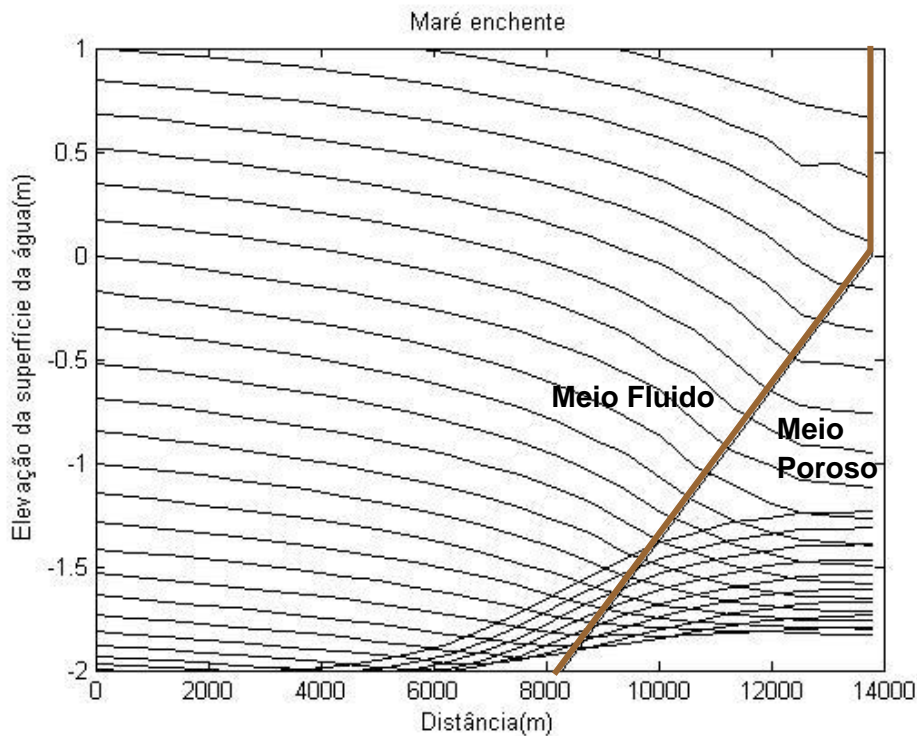
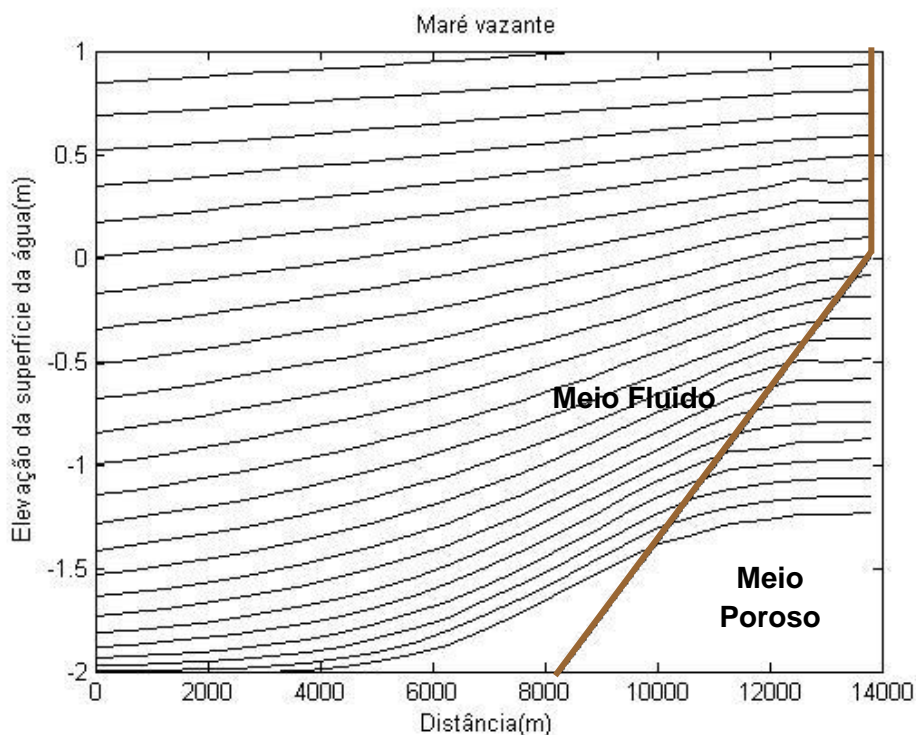


Figura 7: Níveis de água horários durante a maré enchente, indicado pela opção de alagamento do modelo SisBaHiA® com o método do meio poroso. Adaptado de Rosman (2010).



**Figura 8 Níveis de água horários durante a maré vazante, indicado pela opção de secamento do modelo SisBaHiA® com o método do meio poroso. Adaptado de Rosman (2010).**

#### **4.2. AVALIAÇÃO DO MÉTODO DE MEIO POROSO**

A opção pelo método do meio poroso configura-se como uma boa alternativa para estudar o que foi proposto nesta dissertação, porém por se tratar de uma técnica do modelo SisBaHiA® ainda não avaliada e por não se saber ao certo a qualidade numérica de seus resultados, propõe-se também uma aferição de seu resultado a partir de sua comparação com alguma solução numérica existente na literatura.

Nesse sentido, apresentam-se nesta subseção os testes realizados com objetivo de avaliar a predição do modelo, diante das simulações de canais de maré cujo fenômeno de alagamento e secamento dos platôs sejam representadas pelo método do meio poroso do SisBaHiA®. Para isso, foram realizados 3 testes.



O teste A foi realizado com objetivo de comparar a predição do método de meio poroso do SisBaHiA® com os resultados obtidos no experimento numérico de Wu et al. (2001) e Siqueira (2007). No teste B foi avaliada a influência da rugosidades diferenciadas nos canais principais e nas planícies de marés. O teste C foi realizado com objetivo de investigar os parâmetros de porosidade e seu efeito sobre o desempenho do modelo.

### **Teste A: Comparação do método do meio poroso com outros métodos.**

Este teste foi realizado com pretensão de comparar o método de meio poroso obtido com o SisBaHiA® com outros métodos de alagamento e secamento. A comparação numérica entre resultados provenientes da aplicação de um mesmo caso de estudo a partir de modelos distintos e técnicas distintas, baseadas em diferentes métodos numéricos, pode acenar o nível de concordância entre as duas aproximações. O estudo utilizado para fins de comparação com os testes do SisBaHiA® foi o trabalho de Wu et al. (2001) e Siqueira (2007).

O estudo de Wu et al. (2001) apresentam um caso extremo, no qual é avaliada a intensidade da corrente longitudinal no canal de maré, que é influenciada pela dinâmica de alagar e secar de uma planície de maré sem vegetação. O experimento desses autores consistiu em investigar a influência das florestas de manguezal na estrutura do escoamento em estuários, refinando um modelo matemático bidimensional promediado na vertical. Um de seus resultados compara séries temporais de velocidade longitudinal numa estação 'B', localizada no canal e distante 1600 m da boca do canal.

O sistema estuarino estudado por esses autores consiste de um canal reto margeado por planícies de maré. O domínio modelado possui 6.000 m de comprimento e 2000 m de largura. A discretização dessa região foi realizada através de uma grade computacional de elementos regulares, isto é, uma malha típica de diferenças finitas composta de 150 x 50 células quadradas de 40 m de lado. Dessa forma, foram utilizadas 7.500 células para cobrir todo o domínio e 1200 células para

cobrir apenas o canal. A Figura 9 apresenta uma planificação dessa geometria, um corte transversal na boca do canal e as dimensões desse sistema.

O canal reto tem 4,8 km de comprimento e 400 m de largura. Na baixa-mar a profundidade d'água é de 4 m na boca do canal e gradativamente chega a zero na cabeça do canal. A planície de maré ao longo de ambos os lados do canal possui 800 m de largura e no topo do canal possui 1200 m de comprimento. Foi especificada uma maré semi-diurna de amplitude de 1 m na fronteira aberta como condição de contorno. O passo de tempo utilizado na solução foi de 12s.

No experimento numérico de Wu et al. (2001) foi simulado um caso em que o escoamento no manguezal ocorreu na ausência de vegetação, que é o teste numérico alvo para comparar o mecanismo de alagamento e secamento com o método do meio poroso do SisBaHiA®, já que o escopo desta pesquisa é investigar o comportamento da onda de maré no canal envolto por planícies de maré. Para isso, avaliou-se a série temporal de velocidade longitudinal obtida na estação 'B', por estes autores.

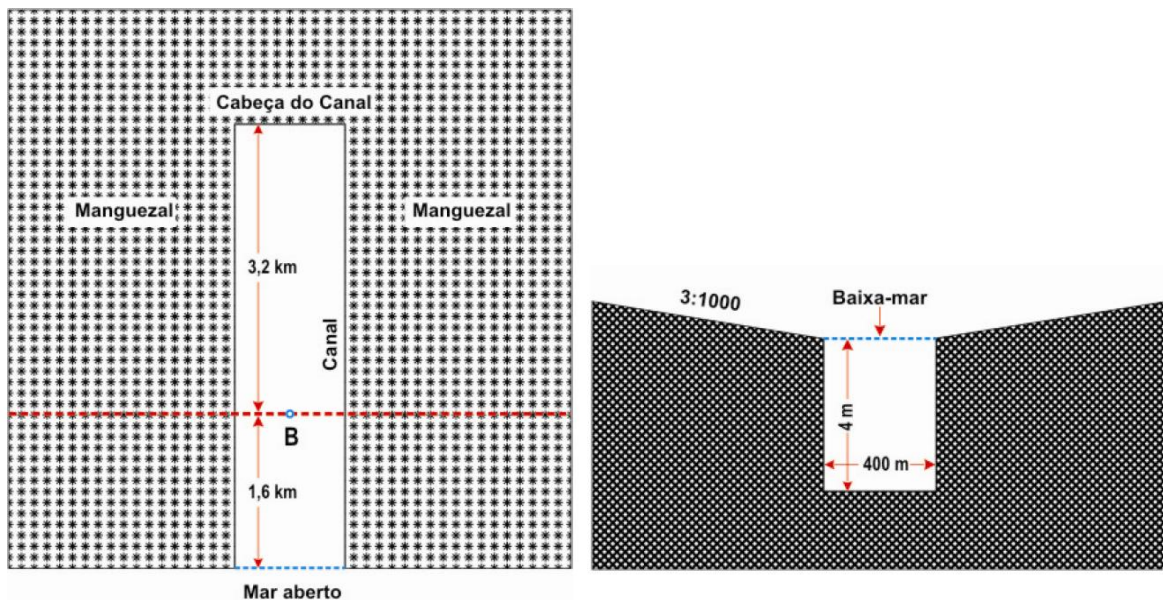


Figura 9: Dimensão do sistema de manguezal reto avaliado por Wu, Falconer e Struve (2001). (a) Vista superior. (b) Vista da seção transversal na boca do canal. Adaptado desses autores.

Siqueira (2007) utilizou o método virtual do SisBaHiA® para estudar os efeitos das planícies de maré no padrão longitudinal de velocidades em canais dominados pela maré. Para isso, utilizou a mesma geometria descrita por Wu et al. (2001) a fim de comparar os resultados numéricos obtidos.

O mecanismo de “alagamento e secamento virtual” estudado por Siqueira (2007) considera que existe uma planície de maré, disposta virtualmente, a partir da declaração do valor do talude da margem “m” na direção normal à fronteira de terra. Assim, a geometria complexa do corpo d’água sujeita à dinâmica de alagamento e secamento é simplificada, substituindo a região da planície de maré real pela virtual. Nesse sentido, o sistema de manguezal utilizado por Wu et al. (2001), proposto para avaliar o esquema virtual, foi simplificado por Siqueira (2007) excluindo-se o talude real e a vegetação, como mostra a Figura 10.

A planície de maré virtual estudada por Siqueira (2007) foi declarada utilizando-se um valor para “m” igual a 333,33, em conformidade com a inclinação da planície de maré usada no experimento de Wu et al. (2001) que era de 3:1000.

Siqueira (2007) utilizou, para representar o canal principal do experimento de Wu et al. (2001) uma malha computacional de elementos retangulares de dimensão 100 x 400 m, nas direções x e y, respectivamente. Dessa forma a geometria estudada foi representada por apenas 48 elementos, enquanto que nas simulações realizadas por Wu et al. (2001) essa mesma região foi representada por 1.200 elementos quadrangulares de dimensão 40 x 40 cada um.

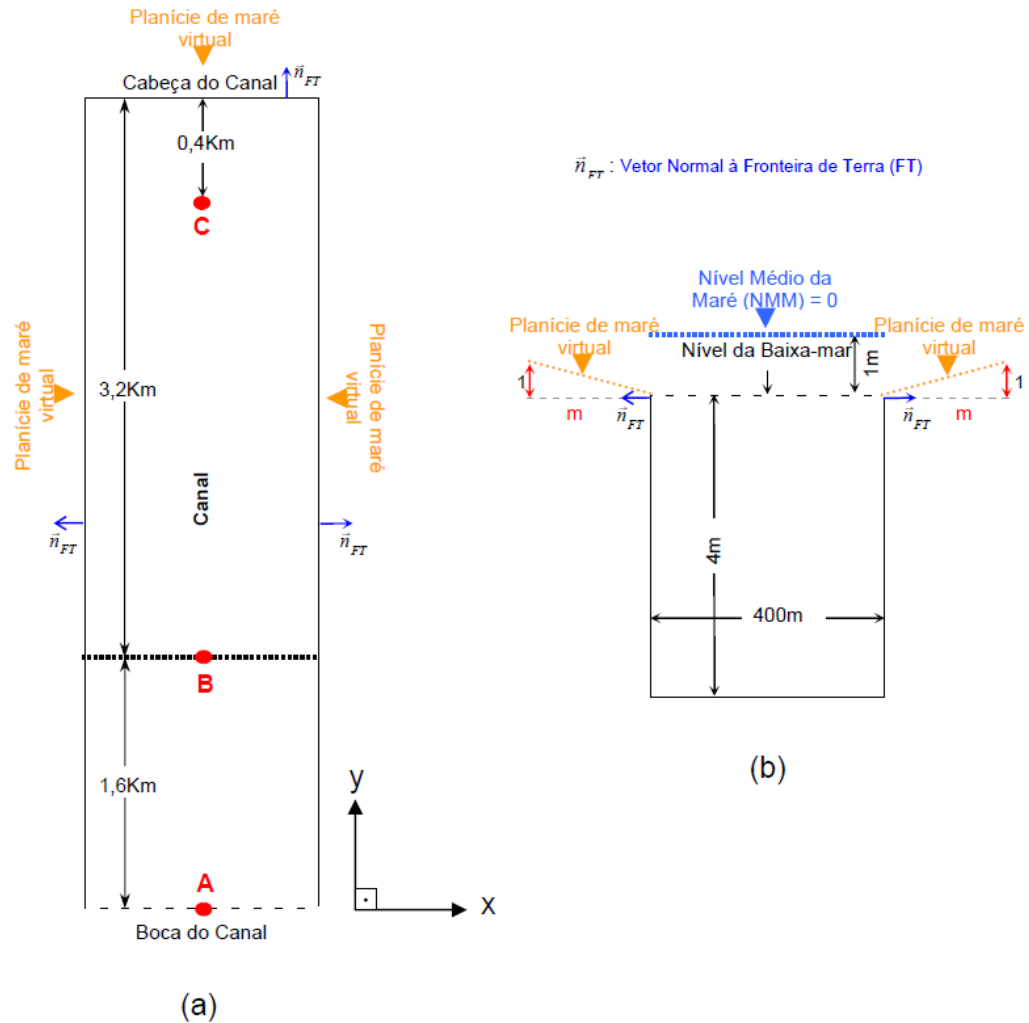
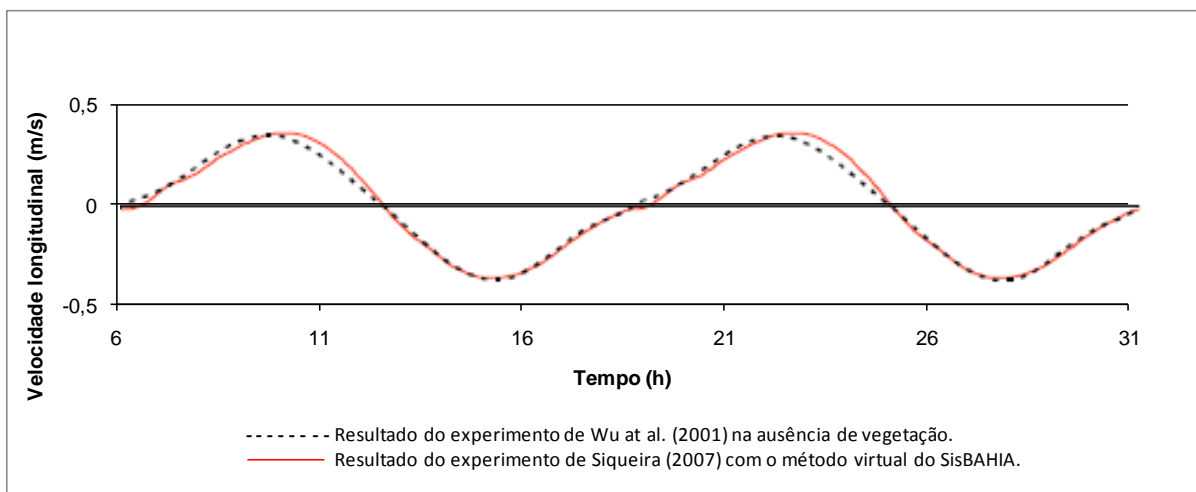


Figura 10: Dimensões do canal utilizado por Siqueira (2007). (a) Vista superior. (b) Vista da seção transversal na boca do canal. Adaptado desse autor.

O confronto dos resultados do experimento de Wu et al. (2001) e do mecanismo de alagamento e secamento virtual do SisBaHiA®, estudado por Siqueira (2007) é apresentado na Figura 11. Siqueira (2007) verificou que as simulações conservam as mesmas propriedades físicas em seus correspondentes periódicos, ou seja, ambas descrevem as velocidades longitudinais da onda de maré enchendo ou vazando num dado intervalo de tempo correspondente, encontrando uma boa concordância entre os dois resultados.



**Figura 11: Séries temporais de velocidade longitudinal na seção B obtidas por Wu et al. (2001) e Siqueira (2007). Adaptado de Siqueira (2007).**

Já para o método de meio poroso do SisBaHiA®, proposto neste estudo, o domínio modelado foi representado por uma malha de elementos retangulares composta por 40 x 13 células, nas direções x e y, respectivamente, de aproximadamente 150 m de lado. A maré semi-diurna  $M_2$  com amplitude de 1,0 m foi imposta como condição de contorno aberto. O passo de tempo foi de 50s. Apesar de Wu et al. (2001) não indicarem o valor da amplitude da rugosidade sobre o leito do canal proposto, neste trabalho, assim como nos testes de Siqueira (2007), foi utilizado uma amplitude de rugosidade de 2,0 cm sobre o leito do canal e das planícies de maré.

Os parâmetros de porosidade utilizados foram de 0,67 m para a espessura da zona de transição, 2,5 para a espessura do meio poroso e 0,04 para a permeabilidade do meio, o que indica apenas 4% da área definida como porosa sendo ocupada pelo escoamento fluido.

### **Teste B: Avaliação de a rugosidade ser diferenciada nas planícies de maré.**

O teste 2 foi realizado para avaliar a resposta do modelo SisBaHiA® diante da variação na rugosidade do leito das planícies de maré e nos canais principais

dominados pela maré. Para isso, utilizou-se a mesma geometria simulada no teste 1, porém com valores da amplitude de rugosidade nas planícies de maré 10 vezes maior que no canal principal, ou seja a rugosidade no canal principal é de 2 cm enquanto que nas planícies de maré é de 20 cm.

### **Teste C: Avaliação da espessura do meio poroso.**

Visando avaliar a resposta do modelo diante da definição de diferentes espessuras do meio poroso realizou-se o teste 3. A geometria do teste 2 foi utilizada, no entanto as espessuras de meio poroso estabelecidas foram de 2,0 m (Teste C - 3), 2,5 m (Teste C - 1) e 3,5 m (Teste C - 2).

A Tabela 2 apresenta uma síntese dos parâmetros utilizados para realização dos testes A, B e C.

**Tabela 2: Parâmetros utilizados nos Testes A, B e C.**

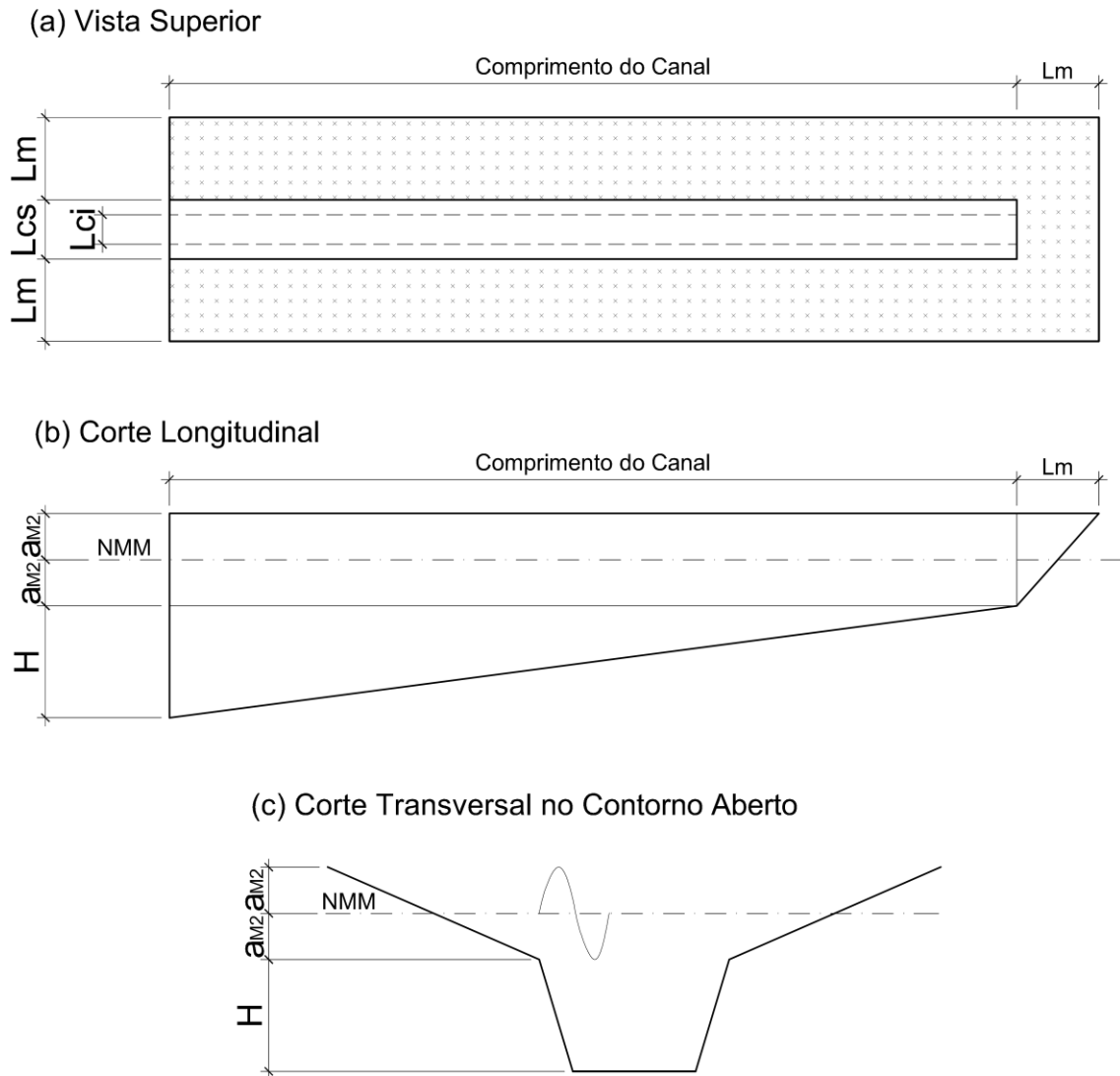
<b>Parâmetros</b>	<b>Teste A</b>	<b>Teste B e C - 2</b>	<b>Teste C - 1</b>	<b>Teste C - 3</b>
Amplitude da rugosidade no canal (m)	0,02	0,02	0,02	0,02
Rugosidade na planície de maré (m)	0,02	0,20	0,20	0,20
$E_T$ (m)	0,67	0,67	0,67	0,67
$E_P$ (m)	2,5	2,5	2,0	3,5

### 4.3. AVALIAÇÃO DAS ASSIMETRIAS DE MARÉS E DOMINÂNCIA DE CORRENTES

A fim de utilizar o mecanismo de alagamento e secamento pelo método do meio poroso para diferentes extensões de planície de maré e, assim, obter o comportamento da onda de maré num canal e do perfil de velocidades, propõe-se realizar 9 testes. Todos os testes descritos nesta seção foram simulados com objetivo de avaliar a assimetria das marés e dominância das correntes diante da variação dos parâmetros  $a/h$  e  $V_s/V_c$ , conforme estabelecido no estudo de Friedrichs e Aubrey (1988) e, assim, obter  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$ . Também foram realizados 2 testes nos quais se considerou o escoamento somente no canal principal, com objetivo de comparar com as simulações de estuários com planícies de maré.

Do ponto de vista das correntes, a dominância de um ciclo de maré é considerada “de enchente” quando as maiores velocidades são da enchente, e “de vazante” com as maiores velocidades na vazante (BOON e BYRNE, 1981; FRIEDRICHS e AUBREY, 1988).

As simulações foram realizadas para estuários idealizados cuja geometria se descreve a seguir. O canal principal foi considerado reto e margeado por planícies de marés alagando e secando nas laterais e no final do canal principal. O canal principal possui 10.000 m de comprimento e seção transversal trapezoidal, com largura de fundo igual a metade da largura superior. A profundidade do canal decresce linearmente ao longo de seu comprimento, possuindo 6 m na boca do estuário e zero no final do canal principal. Friedrichs e Aubrey (1988) analisando a relação entre a morfologia dos canais conferiram a relação entre a largura superior do canal principal de 120 vezes maior que a profundidade do canal. Esta premissa também foi utilizada neste estudo e, uma vez que, o sistema possui profundidade média de 3 m, o canal principal possui largura superior de 360 m e inferior de 180 m (Figura 12).



**Figura 12: Dimensão do canal idealizado: (a) Vista superior. (b) Corte longitudinal do eixo central do canal principal. (c) Corte transversal no contorno aberto.**

Atribuiu-se como condição de contorno na fronteira aberta a maré semi-diurna  $M_2$  com amplitude variando, de acordo com os testes: 0,5, 1,0 e 1,5 m. Admitiu-se que a declividade das planícies de maré variam de 1:2000, 1:1500 e 1:1000 m/m. Com isso, as larguras das planícies de maré nas laterais e no topo do canal principal variam de acordo com a amplitude de maré e declividade adotada.

A amplitude de rugosidade do leito atribuída foi de 3,0 cm no canal principal e de 30,0 cm nas planícies de maré. A discretização do domínio modelado foi



representada por uma malha de elementos retangulares cujas dimensões variaram de acordo com a extensão das planícies de maré.

A porosidade ( $P$ ) do meio que alaga e seca foi de 0,04 em todas as simulações. Já a espessura da zona de transição ( $E_T$ ) e do meio poroso ( $E_P$ ) tiveram valores diferenciados para cada simulação a fim de evitar oscilações nos resultados e garantir a evolução das simulações num tempo tal que a análise harmônica da maré pudesse ser realizada.

A partir destas premissas foi calculado o volume armazenado no entre marés e o volume armazenado no canal principal, necessários para comparação dos resultados com o modelo proposto por Friedrichs e Aubrey (1988). Estes autores definiram os canais como sendo as regiões que ficam submersas no estuário na maré baixa. O volume armazenado nas planícies de maré foi determinado através da soma entre o volume armazenado nas planícies laterais e na planície no topo do canal.

Vale destacar que as geometrias utilizadas neste estudo se enquadram com as avaliadas por estes autores, ou seja, tratam-se de estuários relativamente rasos e bem misturados com extensas áreas entre-marés.

A Tabela 3 apresenta, para os testes realizados, os valores da amplitude da maré, a extensão das planícies de marés a partir da declividade adotada e os valores de  $a/h$  e  $V_s/V_c$ .

**Tabela 3: Parâmetros utilizados nos testes para avaliar assimetria de maré e dominância de corrente.**

Testes	Amplitude da maré $M_2$ (m)	Declividades das planícies de maré (m/m)	Largura da planície de maré (m)	$V_s/V_c$	$a/h$
Teste 1	0,5	0,004	250	0,16	0,17
Teste 2	0,5	0,002	500	0,32	0,17
Teste 3	0,5	0,001	1000	0,66	0,17
Teste 4	1	0,004	500	0,64	0,33
Teste 5	1	0,002	1000	1,32	0,33
Teste 6	1	0,001	2000	2,76	0,33
Teste 7	1,5	0,004	750	1,47	0,50
Teste 8	1,5	0,002	1500	3,04	0,50
Teste 9	1,5	0,001	3000	6,49	0,50

#### 4.4. AVALIAÇÃO DA METODOLOGIA DE FRIEDRICHS E AUBREY (1988)

Para uma avaliação da dominância das correntes e também da intensidade dessa dominância, de acordo com o método proposto por Friedrichs e Aubrey (1988) é necessário realizar a análise harmônica dos resultados de maré obtidos do modelo de simulação a fim de determinar  $M_4/M_2$ , a partir da amplitude de seus constituintes harmônicos, e  $2M_2-M_4$ , com base em suas diferenças de fase.

No presente trabalho, a análise harmônica foi realizada através do módulo de análise de maré do SisBaHiA®. De acordo com Rosman (2010) a análise é o processo de obtenção do nível médio do mar para determinada estação de medição bem como a amplitude e fase de cada constituinte a partir de observações passadas.

Os módulos de análise de maré implementados no SisBaHiA® foram elaborados a partir das rotinas propostas por Foreman (1977) apud Rosman (2010). Tais rotinas também constituem a base do sistema TOGA utilizado pela Universidade de

Honolulu - Hawaii para o controle de qualidade dos dados do programa GLOSS (Global Sea Level Observing System) que é gerenciado pelo IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission) com o patrocínio da UNESCO. Acredita-se, atualmente, que esse conjunto de rotinas é o mais largamente utilizado em todo o mundo para a análise e previsão de dados de marés (Rosman, 2010).

Em todas as análises harmônicas de maré realizadas tentou-se respeitar um intervalo de amostragem associado à série temporal de no mínimo 5 dias de dados reais simulados. Para determinação desse intervalo de tempo, realizaram-se testes para avaliar as influências na amplitude e fases dos constituintes  $M_2$  e  $M_4$ . Nestes verificou-se que ao aumentar o tempo de simulação os resultados apontavam, no máximo, variações de uma ordem de grandeza no quarto algarismo significativo decimal, o que se torna irrelevante para as razões  $M_4/M_2$ . No entanto, o número de constantes harmônicas encontradas aumentava, o que também é insignificante para este estudo, uma vez que somente as fases e amplitudes dos sub-harmônicos de  $M_2$  são avaliadas.

As estações, para avaliação dos parâmetros propostos por Friedrichs e Aubrey (1988), para as geometrias descritas no item 4.3, foram localizadas a 2.000, 4.000, 6.000 e 8.000 m a partir da fronteira aberta no eixo central do canal principal.

## **5. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões da aplicação das metodologias descritas no Capítulo 4.

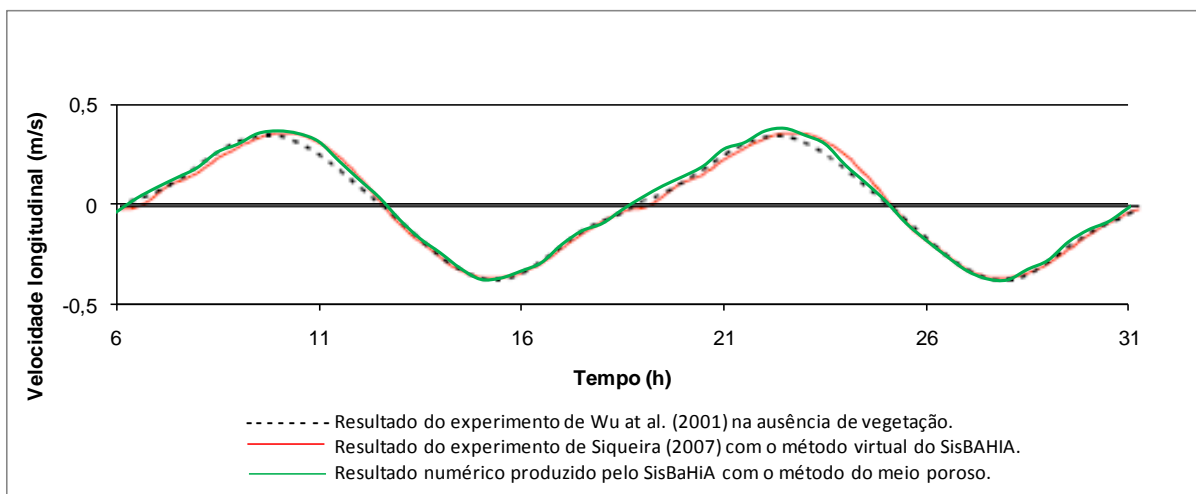
### **5.1. AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO MEIO POROSO**

Nesta seção são apresentados e comentados os resultados das simulações realizadas para avaliar a qualidade dos resultados produzidos pelo mecanismo de alagamento e secamento pelo método do meio poroso do SisBaHiA®, de acordo com a forma descrita na seção 4.2. Contudo, os testes aqui apresentados visam garantir que o modelo é capaz de prever resultados fisicamente consistentes para avaliar as assimetrias de marés e dominância de correntes propostas neste estudo.

#### **5.1.1. O RESULTADO DO TESTE A**

O confronto dos resultados dos experimentos de Wu et al. (2001) e Siqueira (2007), com o mecanismo de alagamento e secamento pelo método do meio poroso do SisBaHiA®, calculados no canal principal a 1600 m da fronteira aberta, é mostrado na Figura 13.

Os resultados apresentam valores semelhantes aos encontrados por Silveira (2007) com o método virtual do SisBaHiA® e bem próximos aos previstos por Wu et al. (2001). Assim como encontrado no estudo de Silveira (2007), as simulações conservam as mesmas propriedades físicas em seus correspondentes periódicos, descrevendo as velocidades longitudinais da onda de maré enchendo ou vazando num intervalo de tempo bem próximo.



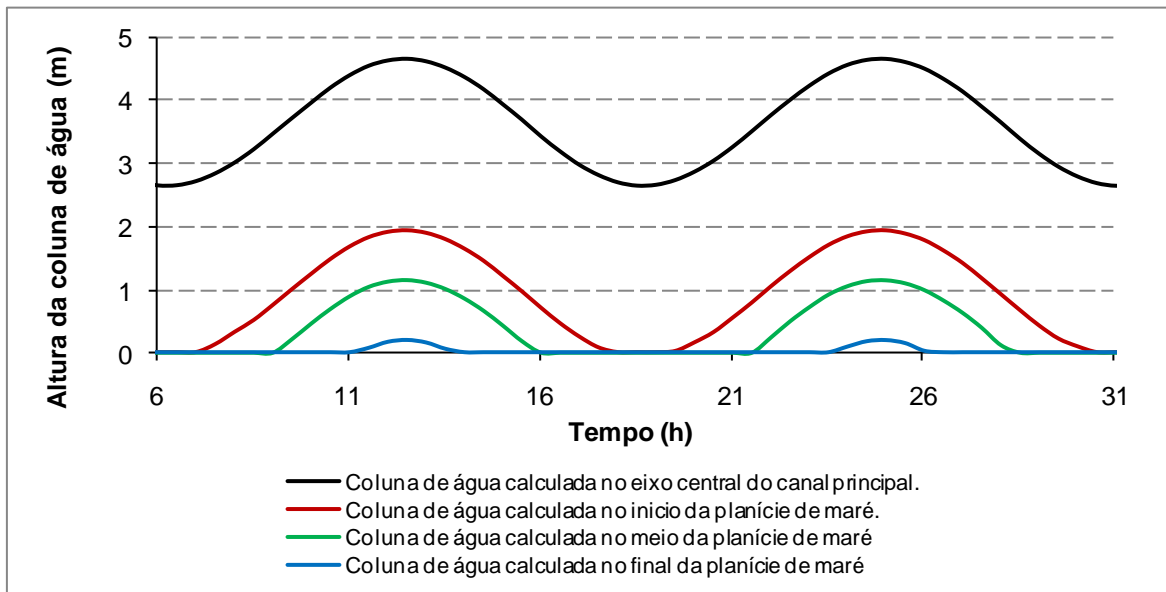
**Figura 13: Sobreposição das séries temporais de velocidade longitudinal de Wu et al. (2001), Silveira (2007) e do método do meio poroso do SisBaHiA®.**

Para todo o período simulado, obteve-se na vazante uma velocidade máxima de - 0,38 m/s contra 0,37 m/s na enchente. Pode-se observar que o instante de velocidade máxima na enchente é diferente do obtido por Wu et al. (2001) e bem próximo ao de Siqueira (2007). Já na vazante os padrões de velocidades longitudinais são bem próximos.

Os valores de  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$ , para a seção a 1600 m da fronteira aberta, são de 0,002 e  $292^\circ$ , respectivamente. De acordo com Friedrichs e Aubrey (1988) o valor de  $2M_2-M_4$  estando entre  $180^\circ$  e  $360^\circ$  é indicativo de sistemas dominados pela vazante, já  $M_4/M_2$  indica a intensidade da assimetria. Com isso, conforme método proposto por esses autores, o sistema é dominado pela vazante, no entanto possui assimetria suave, o que se assemelha aos padrões de velocidade encontrados.

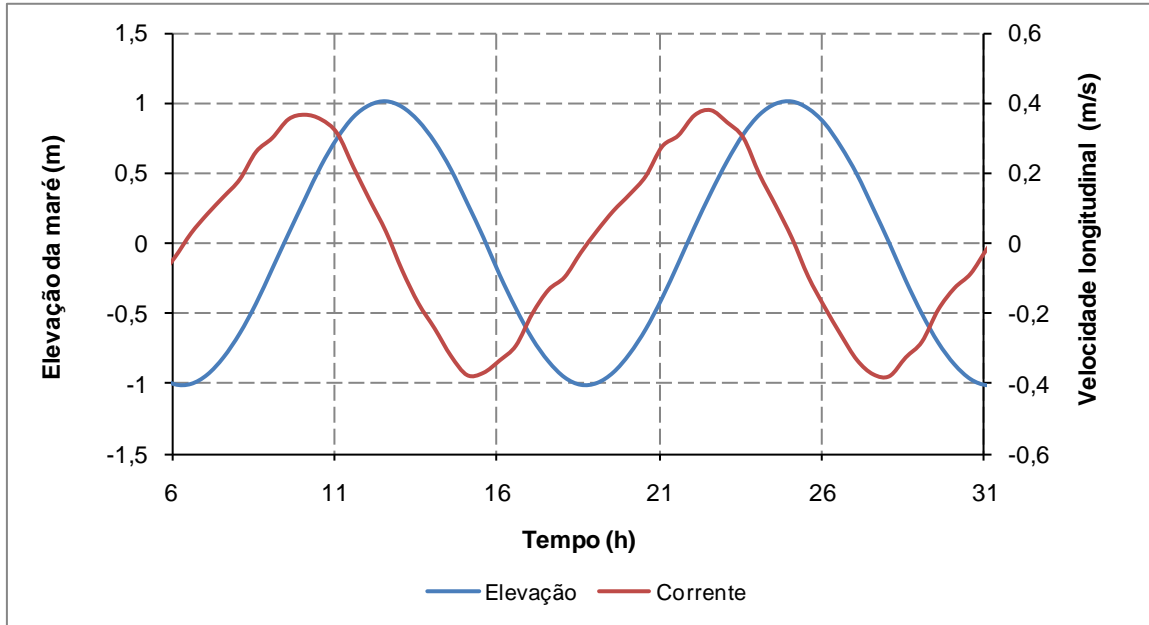
Visando analisar o secamento obtido nas planícies laterais confeccionou-se a Figura 14, que apresenta os valores de altura da coluna de água. Ambos os perfis foram calculados a 1600 m da fronteira aberta no eixo transversal do canal principal, na transição entre o canal principal e a planície de maré, na metade da planície de maré e ao final da planície de maré próximo a fronteira de terra. Com isso, observam-se os elementos totalmente cheios no canal principal, durante todo o período de oscilação da maré, e secos na planície de maré, onde os valores da

coluna de água encontraram-se praticamente nulos próximos aos instantes de maré baixa.



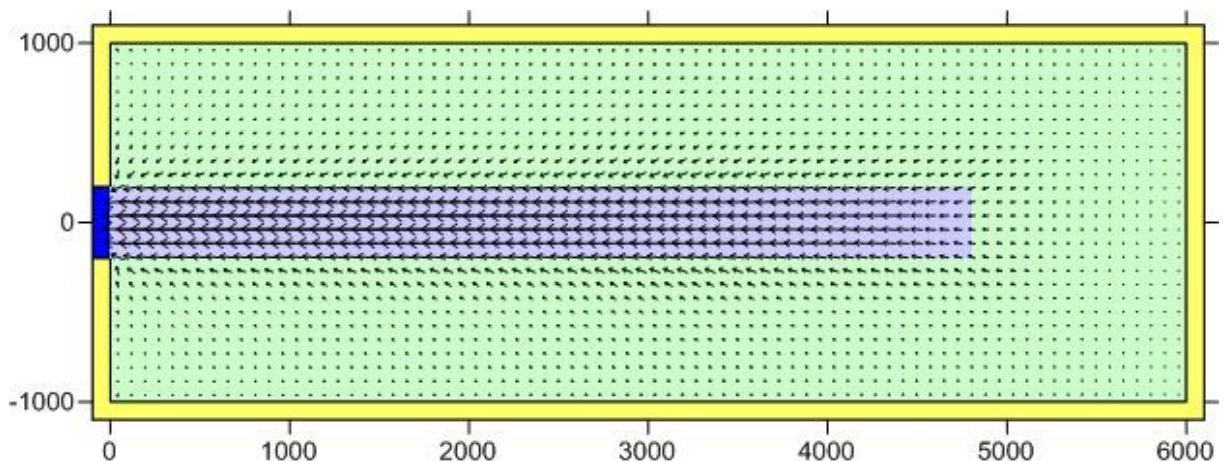
**Figura 14: Perfis da altura da coluna de água calculada a 1600 m da fronteira aberta no eixo central do canal principal, no início, meio e final da planície de maré pelo SisBaHiA®.**

A elevação da superfície livre do mar provocada pela onda de maré para a seção em estudo é apresentada na Figura 15. Ao comparar estes dados com a velocidade longitudinal observa-se que as correntes são praticamente nulas nos instantes de máxima e mínima elevação.

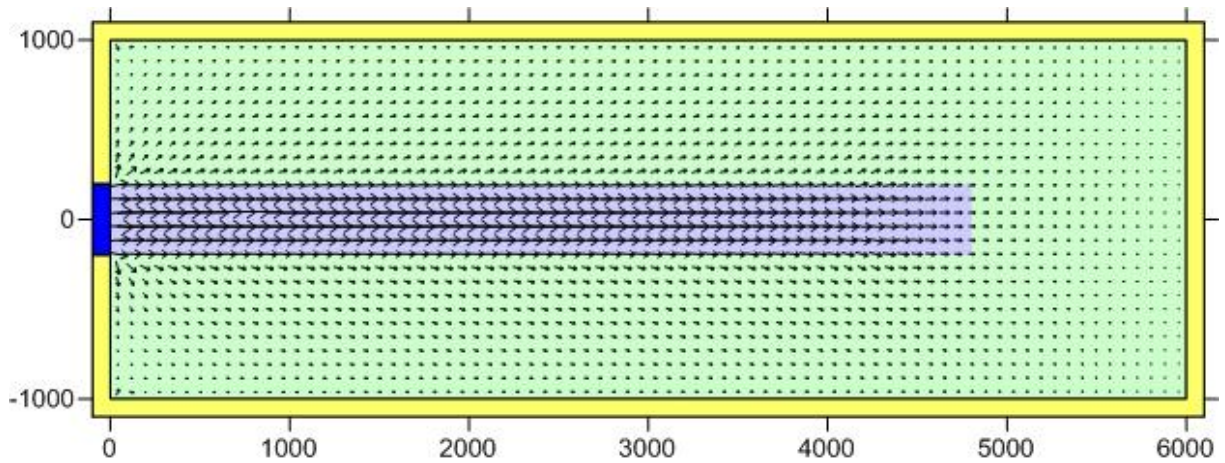


**Figura 15: Elevação da superfície livre do mar e velocidade longitudinal calculadas no canal principal a 1600 m da fronteira aberta**

Na Figura 16 e Figura 17 são apresentados os vetores de velocidade obtidos na vazante e enchente, respectivamente. É importante notar que a intensidade dos vetores de velocidades são consideravelmente reduzidos nas planícies de maré, uma vez que as profundidades nessas regiões são menores, comparando com o canal principal.



**Figura 16: Vetores de velocidade obtidos durante a vazante.**

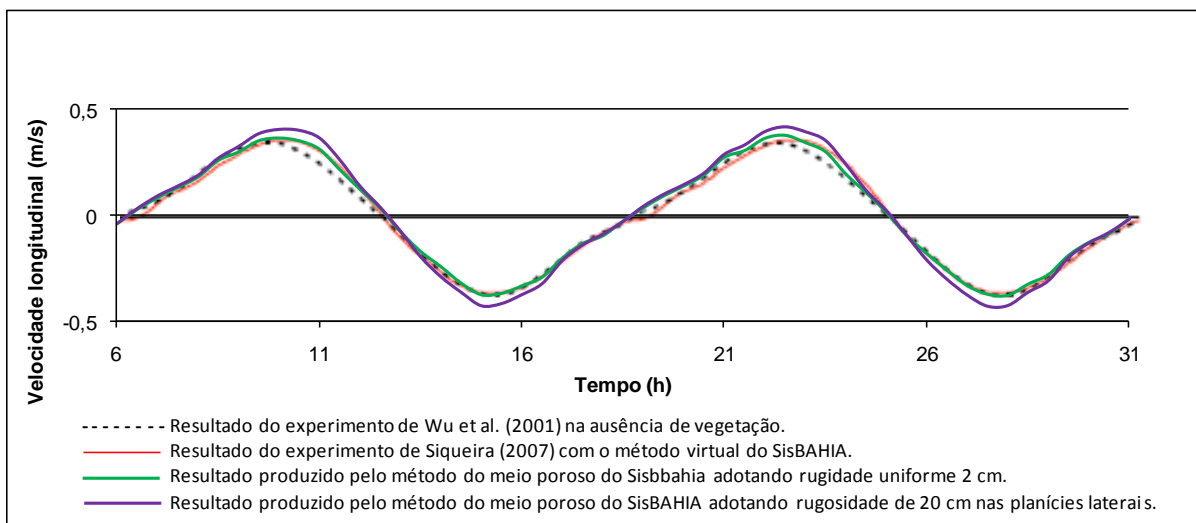


**Figura 17: Vetores de velocidade obtidos durante a enchente.**

#### 5.1.2. O RESULTADO DO TESTE B

Com objetivo de avaliar as distorções causadas no padrão de velocidades diante da imposição de um meio mais rugoso nas planícies de maré, foi realizado o teste B. Os resultados obtidos após definição da amplitude de rugosidade de leito nas planícies de maré 10 vezes maior que no canal principal, são apresentadas na Figura 18. Estes resultados foram comparados com os de Wu et al. (2001), Siqueira (2007) e os obtidos no Teste A.





**Figura 18: comparação entre a velocidade longitudinal calculada na estação B, a 1600 m da fronteira aberta, para valores de rugosidade diferenciados na planície de maré.**

Ao adotar a amplitude de rugosidade de leito 10 vezes maior nas planícies de maré percebeu-se que os picos das velocidades longitudinais foram mais intensos tanto na enchente quanto na vazante, quando comparado com o Teste A. O que era de se esperar, pois ao impor uma resistência maior nas planícies de maré o escoamento tende a se tornar mais freqüente e mais intenso no canal principal, que possui maior profundidade e menor rugosidade em seu leito.

Pode-se observar também que as simulações conservam as mesmas propriedades físicas em seus correspondentes periódicos, descrevendo as velocidades longitudinais da onda de maré enchendo ou vazando num intervalo de tempo bem próximo.

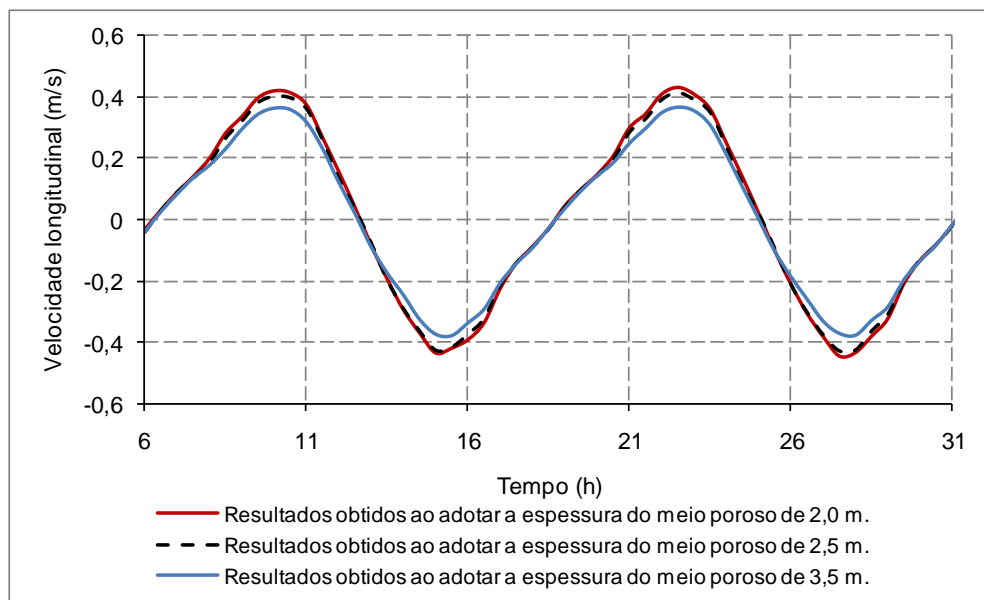
As velocidades longitudinais máximas produzidas no Teste B para a vazante e enchente foram bem próximas, com valores da ordem de  $-0,43$  m/s e  $0,42$  m/s, respectivamente. Já os parâmetros de Friedrichs e Aubrey (1988) foram de  $0,004$  para  $M_4/M_2$  e  $281^\circ$  para  $2M_2-M_4$ , implicando em uma assimetria suave tendendo para a vazante, o que se assemelha com as correntes longitudinais encontradas.

É importante ressaltar que os parâmetros responsáveis pelas assimetrias de maré e conseqüente dominância de correntes, propostos por Friedrichs e Aubrey (1988),  $a/h$  e  $V_s/V_c$ , não se alteram nos Testes A e B. No entanto, ao impor condições de

contorno diferenciadas pode-se obter valores distintos de  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$ . Nicolle e Karpytchev (2007), ao adotar coeficiente de atrito com o leito uniforme no estuário de Pertuis Breton, verificaram que ao variar este parâmetro os valores de  $M_2$  e  $M_4$  podem ser superestimados.

### 5.1.3. O RESULTADO DO TESTE C

Os resultados numéricos obtidos quando a espessura do meio poroso foi avaliada em 2,0, 2,5 e 3,5 são apresentados na Figura 19. Para este teste foi utilizada a mesma geometria avaliada no teste A e B. Os parâmetros de porosidade utilizados foram de 0,04 para a porosidade do meio e 0,67 m para a espessura da zona de transição.



**Figura 19: Velocidade longitudinal predita na estação B, a 1600 m da fronteira aberta, para diferentes valores da espessura do meio poroso.**

A partir dos testes variando a espessura do meio poroso pode-se verificar uma oscilação das correntes longitudinais próximos aos picos de vazante, quando a

espessura do meio poroso adotada foi de 3,5 m. Entretanto, as simulações nas quais se adotou a espessura do meio poroso de 2,0 e 2,5 produziram resultados bem semelhantes. Nielsen e Alpet (2003) alertaram para este fato, ao afirmar que a espessura do meio poroso interfere nos resultados produzidos e que a má seleção dos parâmetros de meio poroso podem causar instabilidades nos modelos e ter um sério impacto sobre a precisão dos resultados.

Nielsen e Alpet (2003) também apontaram que, ao modificar os parâmetros de porosidade no modelo, uma representação mais realística das áreas alagando e secando pode ser alcançada, no entanto, isso pode ter um custo adicional na estabilidade do modelo. Essas oscilações foram observadas nos testes realizados, pois algumas simulações foram interrompidas quando se impôs um intervalo de tempo de simulação muito grande. Observou-se também que o tempo de interrupção é dependente do passo de tempo utilizado.

A Tabela 4 apresenta os parâmetros  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$  para os três testes discutidos nesta seção. Pode-se perceber que a razão de amplitudes, que indica o grau de assimetria existente na elevação da superfície livre do mar, não se alterou, e ambos os resultados de fases relativas indicam sistemas com vazante dominante.

**Tabela 4: Resultados de  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$  obtidos para os testes C.**

<b>Testes</b>	<b><math>M_4/M_2</math></b>	<b><math>2M_2-M_4</math></b>
Teste C - 1	0,004	281
Teste C - 2	0,004	280
Teste C - 3	0,004	269

## **5.2. AVALIAÇÃO DAS ASSIMETRIAS DAS MARÉS E DOMINÂNCIA DAS CORRENTES**

Na primeira subseção são apresentados e comentados os resultados das simulações com a geometria idealizada descrita na seção 4.3 para analisar a influência das planícies de marés na hidrodinâmica do canal principal de estuários. Já a segunda subseção contém os resultados obtidos com a simulação de estuários cuja variação das marés é restrita ao canal principal.

### **5.2.1. ESTUÁRIOS COM PLANÍCIES DE MARÉ**

Apresenta-se nesta seção os resultados das simulações realizadas com as geometrias idealizadas descritas no item 4.3 com o objetivo de discutir as assimetrias da maré, e consequente dominância das correntes, ao longo de estações posicionadas no eixo central do canal principal a 2.000 (estação A), 4.000 (estação B), 6.000 (estação C) e 8.000 (estação D) m da fronteira aberta.

O escopo deste trabalho contava com a realização de nove testes considerando a presença de planícies de maré que alagam e secam, para avaliar as assimetrias das marés. No entanto, são apresentadas nesta seção somente os testes de 1 a 5, uma vez que o modelo utilizado interrompeu as simulações dos testes de 6 a 9 por problemas de instabilidades geradas ao calcular profundidades negativas no meio poroso. Dessa forma, não foi possível gerar dados de elevação da superfície livre do mar o suficiente para realização da análise harmônica, ou seja, um mínimo de 5 dias para a elevação da maré simulada.

Essas inconsistências no modelo também foram detectadas por Nielsen e Alpet (2003) ao perceber que a modelagem hidrodinâmica de regiões com grandes áreas alagando e secando podem comprometer a estabilidade numérica e os tempos de simulação. Alertam ainda que algumas situações requerem a adoção de parâmetros de porosidade cujos resultados não estão de acordo com a representação física do

fenômeno. Dessa forma, concluíram que a seleção dos parâmetros de porosidade para os problemas com alagamento e secamento não é tão simples como se poderia pensar a princípio.

No Anexo 1 é apresentado a elevação da superfície livre do mar e as velocidades longitudinais obtidas nas estações A, B, C e D para todos os testes. A partir dessas informações é possível observar que as velocidades longitudinais são mais intensas na vazante que na enchente.

O instante em que ocorre a preamar e baixamar coincide com as velocidades nulas, no entanto, percebe-se que os instantes de velocidades máximas na enchente e vazante tende a se deslocar para próximo do momento de elevação máxima e mínima, respectivamente.

A Figura 20 e Figura 21 apresentam o comportamento da amplitude e diferença de fase do constituinte  $M_2$  ao longo do canal principal para todos os testes. É possível perceber um aumento da amplitude desse constituinte quando a maré adentra no estuário. No entanto, nos testes 3 e 5, no qual a largura da planície de maré é de 1.000 m, a amplitude de  $M_2$  diminui em direção a cabeça do estuário. Miranda (2002) e French (1997) expuseram que as alterações no contorno estuarino podem causar o aumento da superfície livre do mar, uma vez que alterações na seção transversal comprimem a onda e, na ausência do atrito, a conservação de energia ocasiona o aumento de sua amplitude.

Verificou-se em todos os testes, que ao aumentar as planícies de maré, a diferença de fase de  $M_2$  também aumenta. A diferença de fase também possui valores ampliados nas estações mais distantes do contorno aberto.

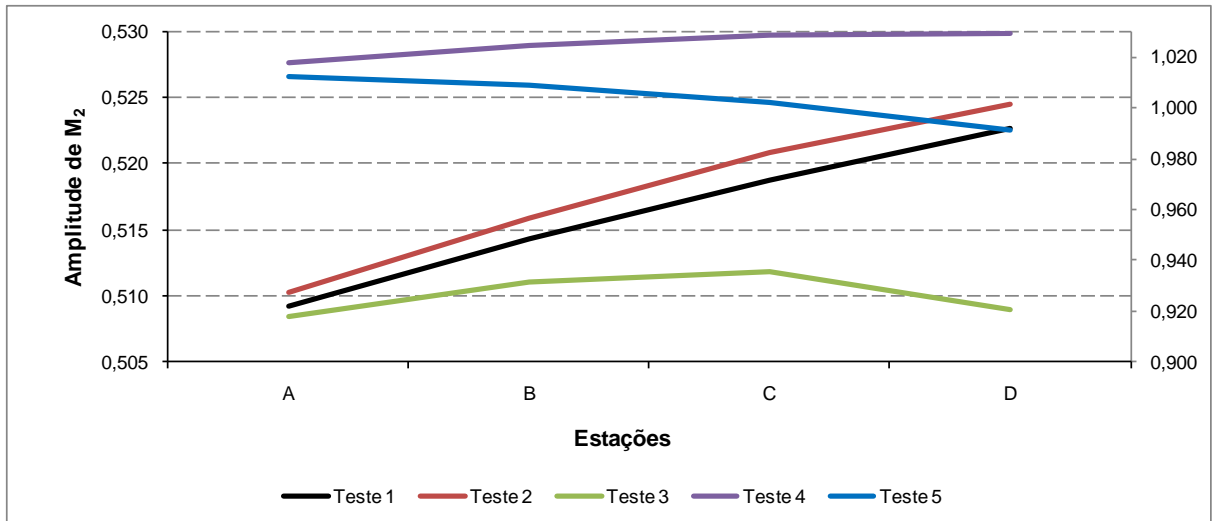


Figura 20: Evolução da amplitude de  $M_2$  ao longo do canal principal.

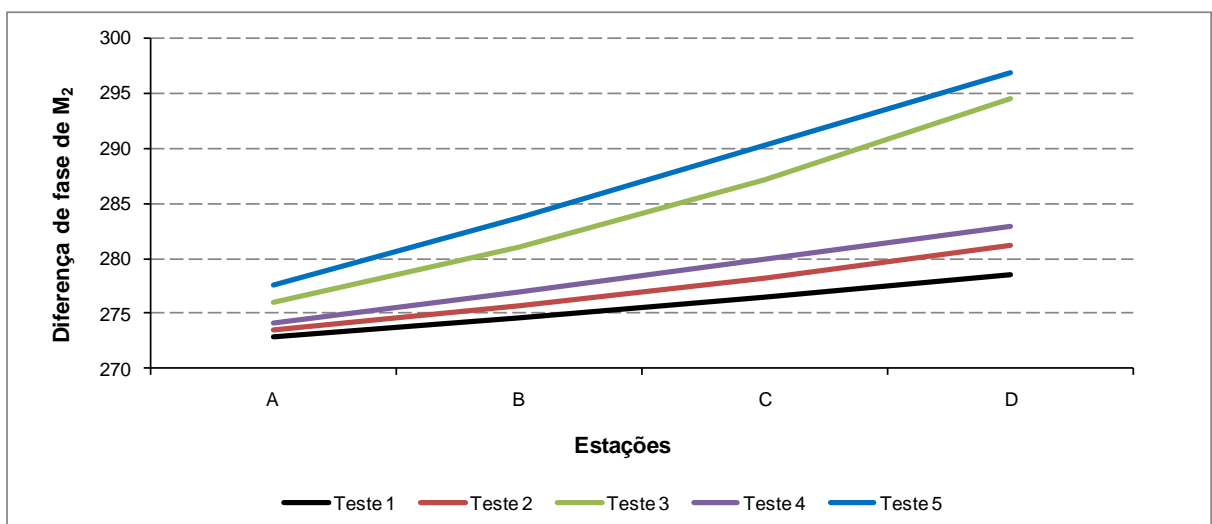


Figura 21: Evolução da diferença de fase de  $M_2$  ao longo do canal principal.

Ao analisar a evolução da amplitude e diferença de fase do sub-harmônico  $M_4$  (Figura 22 e Figura 23) observa-se uma tendência de aumento ao afastar do contorno aberto em ambos os parâmetros. O estudo de Moore (2009) mostrou que o sub-harmônico  $M_4$  possui alta amplitude dentro do estuário devido a transferência não linear do constituinte  $M_2$ .

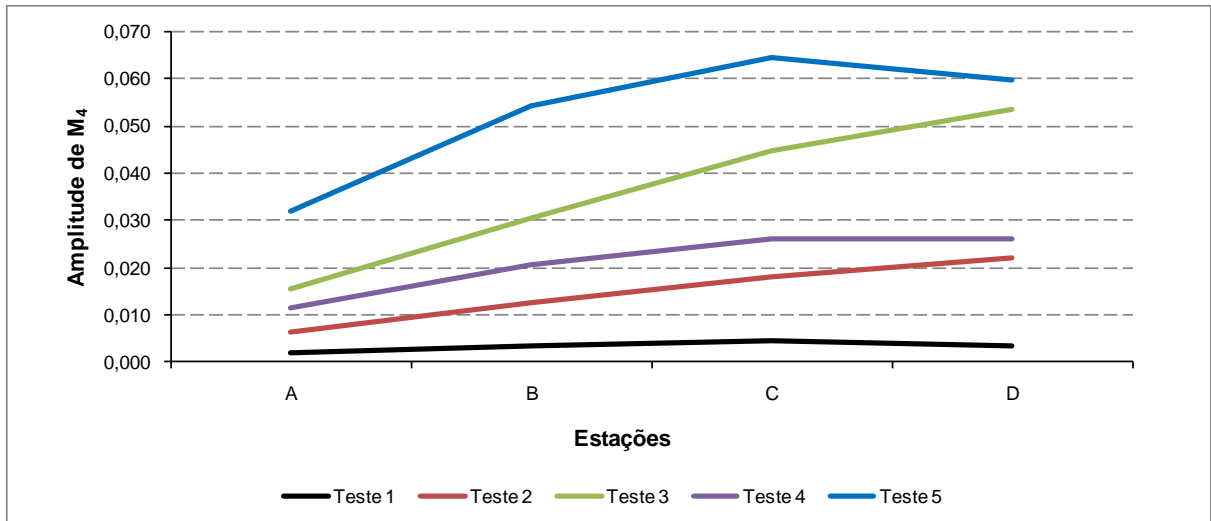


Figura 22: Evolução da diferença de fase de  $M_4$  ao longo do canal principal.

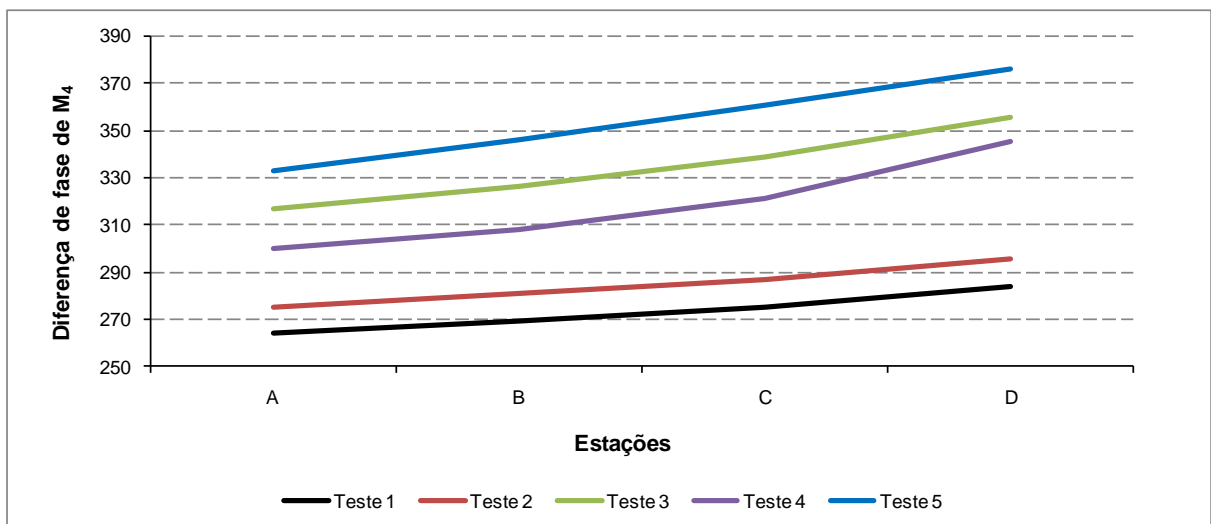


Figura 23: Evolução da diferença de fase de  $M_4$  ao longo do canal principal.

Vale lembrar que, conforme método proposto por Friedrichs e Aubrey (1988) as razões de amplitude ( $M_4/M_2$ ) indicam a intensidade da assimetria das marés. Já as fases relativas das elevações de maré ( $2M_2-M_4$ ), resultando em valores dentro do intervalo de 0 a  $180^\circ$ , são indicativos da dominância de enchente, e entre  $180$  e  $360^\circ$  correspondem a dominância de vazante.

Ao analisar a intensidade da assimetria das marés, através do parâmetro  $M_4/M_2$ , verifica-se um aumento de acordo com que a onda de maré penetra em direção a

cabeça do estuário. Nesse sentido, a elevação da superfície livre do mar tende a se tornar mais distorcida ao adentrar no sistema (Figura 24).

Assim como apresentou o perfil de velocidades, a análise da fase relativa das elevações de maré ( $2M_2-M_4$ ) indicaram valores superiores a  $180^\circ$ , o que corresponde a vazantes dominantes (Figura 25). Percebe-se também a tendência de  $2M_2-M_4$  diminuir nas estações mais distantes do contorno aberto.

O fato de todos os sistemas simulados apresentarem vazante dominante também pode ser explicado pelo fato do nível médio do mar estar localizado na planície de maré, fazendo com que a variação do nível da água ficasse restrito a estas regiões. Com isso, a onda de maré não sofre tanto as influências do atrito com o leito no canal principal.

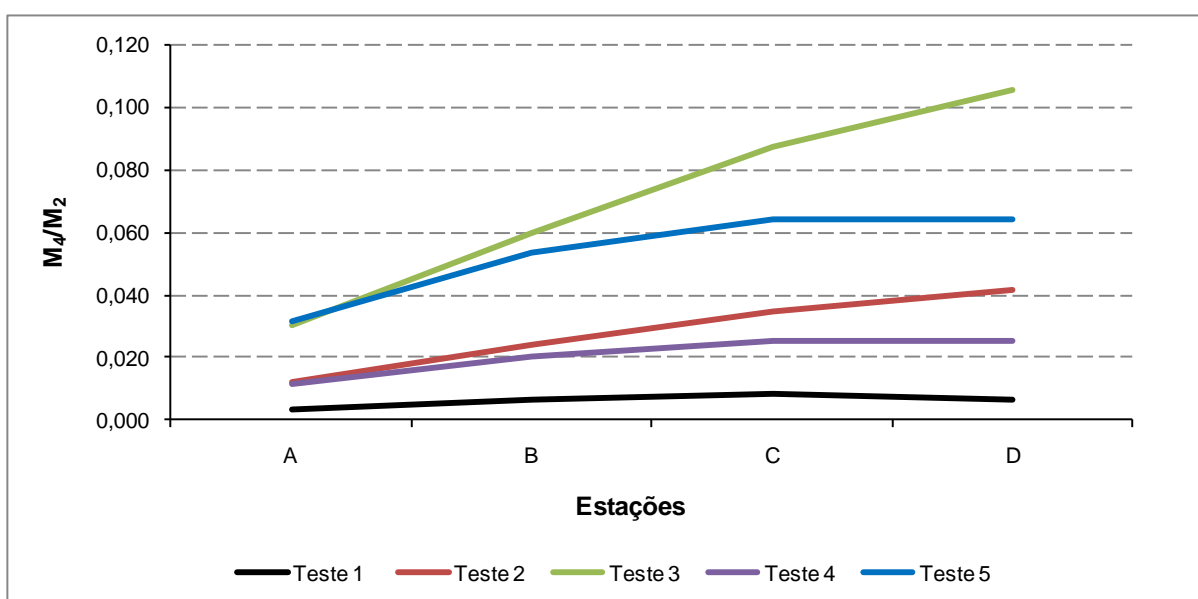


Figura 24:  $M_4/M_2$  obtidos ao longo das estações.



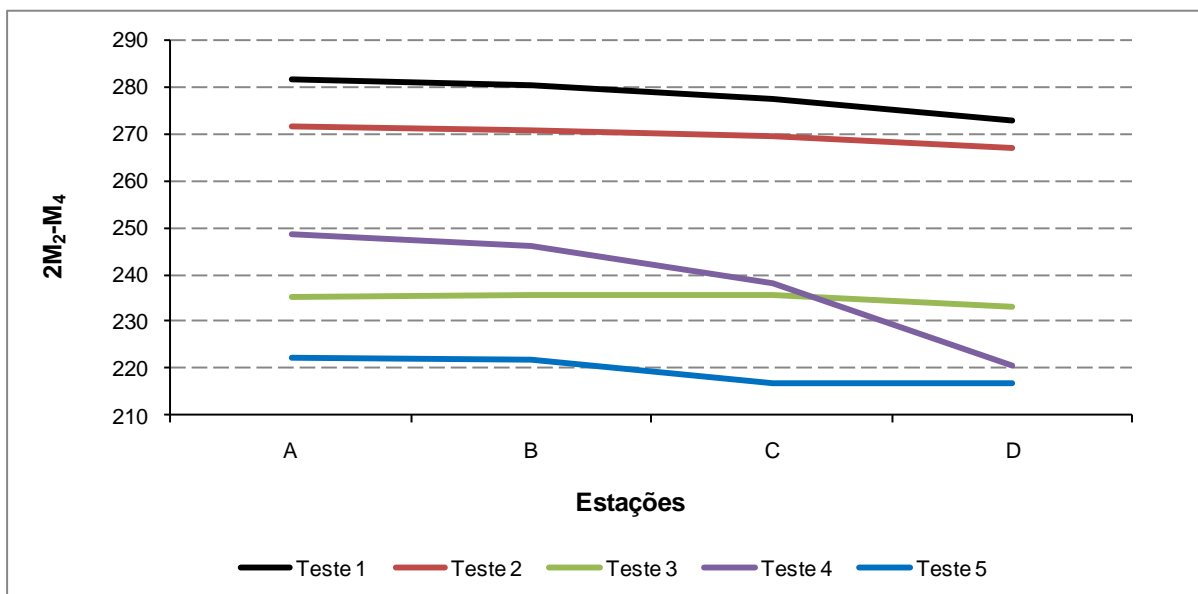


Figura 25:  $2M_2/M_4$  obtidos ao longo das estações.

Para os testes de 1 a 5 foram determinadas as razões  $a/h$  e  $V_s/V_c$  para cada estação e, a partir da amplitude e diferença de fase de  $M_2$  e  $M_4$ , comparadas com o método proposto por Friedrichs e Aubrey (1988). Estas podem ser consultadas na Tabela 5.

Os valores de  $a/h$  obtidos nestes testes não correspondem ao proposto por Friedrichs e Aubrey (1988). Tendo o valor de  $2M_2-M_4$  de  $180^\circ$  como sendo o divisor entre a dominância de enchente e vazante, como observado na Figura 3, os valores de  $a/h$  menores que 0,2 indicam estuários dominados pela vazante e maiores que 0,3 correspondem a enchente dominante. Essa correlação não pode ser observada neste estudo.

Tabela 5: Parâmetros propostos por Friedrichs e Aubrey (1988) obtidos nas simulações de estuários com planícies de maré.

Testes	Estação	Amplitude da maré $M_2$ (m)	Largura da planície de maré (m)	Vs/Vc	a/h	$M_4/M_2$	$2M_2-M_4$	Velocidade long. máxima na vazante (m/s)	Velocidade long. máxima na enchente (m/s)
Teste 1	A	0.5	250	0.18	0.09	0.004	282	-0.27	0.26
	B		250	0.23	0.12	0.007	280	-0.25	0.25
	C		250	0.32	0.17	0.008	278	-0.24	0.24
	D		250	0.57	0.29	0.007	273	-0.20	0.19
Teste 2	A	0.5	500	0.36	0.09	0.012	271	-0.36	0.32
	B		500	0.47	0.12	0.024	271	-0.35	0.30
	C		500	0.67	0.17	0.035	269	-0.33	0.28
	D		500	1.21	0.29	0.042	267	-0.26	0.22
Teste 3	A	1	1000	0.74	0.09	0.030	235	-0.60	0.25
	B		1000	0.97	0.12	0.059	236	-0.58	0.45
	C		1000	1.41	0.17	0.088	236	-0.54	0.40
	D		1000	2.66	0.29	0.105	233	-0.44	0.32
Teste 4	A	1	500	0.64	0.17	0.011	248	-0.67	0.62
	B		500	0.80	0.22	0.020	246	-0.63	0.57
	C		500	1.10	0.29	0.025	238	-0.58	0.49
	D		500	1.78	0.45	0.025	220	-0.44	0.37
Teste 5	A	1	1000	1.31	0.17	0.032	222	-1.03	0.87
	B		1000	1.67	0.22	0.054	222	-0.95	0.79
	C		1000	2.32	0.29	0.064	217	-0.81	0.68
	D		1000	3.92	0.45	0.060	217	-0.60	0.49

### 5.2.2. ESTUÁRIOS SEM PLANÍCIES DE MARÉ

Com o objetivo de comparar o comportamento da onda de maré em estuários com presença de planícies de maré alagando e secando com sistemas sem as planícies de maré realizou-se 2 testes. Nestes considerou-se o escoamento restrito somente no canal principal. No primeiro teste foi adotado na fronteira aberta a amplitude da maré  $M_2$  de 0,5 m e no segundo teste amplitude de 1,0 m.

Os resultados mostraram, para as estações A, B, C e D, velocidades longitudinais maiores na enchente do que na vazante (Tabela 6). O mesmo pode ser observado nos parâmetros de Friedrichs e Aubrey (1988), que orientam para uma assimetria suave também com dominância de enchente ( $0 < 2M_2 - M_4 < 180$ ).

Speer e Albrey (1985) também constataram a dominância de enchente em canais sem armazenamento entre marés, uma vez que os efeitos de fricção com o leito do canal sobressaem e não existe armazenamento lateral. Isso faz com que a velocidade da onda de maré na cava seja menor que a crista, ocasionando um menor tempo de duração da enchente e, por conseqüência maiores velocidades na enchente.

Para o caso do escoamento restrito ao canal principal, também se verificou que a intensidade da assimetria das marés se intensificou nas estações mais distantes da fronteira aberta.

**Tabela 6: Velocidades longitudinais máximas,  $M_4/M_2$  e  $2M_2-M_4$  obtidos ao restringir os escoamento no canal principal.**

Estações	$a_{M_2}=0.5$ m				$a_{M_2}=1$ m			
	Velocidade longitudinal máxima na vazante (m/s)	Velocidade longitudinal máxima na enchente (m/s)	$M_4/M_2$	$2M_2-M_4$	Velocidade longitudinal máxima na vazante (m/s)	Velocidade longitudinal máxima na enchente (m/s)	$M_4/M_2$	$2M_2-M_4$
A	-0.15	0.17	0.006	93	-0.27	0.31	0.007	95
B	-0.14	0.16	0.012	93	-0.25	0.29	0.014	95
C	-0.13	0.15	0.018	94	-0.23	0.27	0.023	94
D	-0.11	0.13	0.026	94	-0.18	0.21	0.036	91

## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De forma geral, a solução gerada pelo SisBaHiA® com o mecanismo de alagamento e secamento via meio poroso ao ser comparada com o experimento de Wu et al. (2001) apontou uma boa concordância das soluções, principalmente durante o estágio de vazante, e bem próximas ao obtido por Siqueira (2007).

A modelagem de regiões que alagam e secam via método do meio poroso do SisBaHiA® podem apresentar diversas dificuldades, dentre as quais se pode destacar a instabilidade do modelo diante de um tempo de simulação grande e a adoção dos parâmetros de porosidade, uma vez que estes interferem nos resultados produzidos.

A teoria de Friedrichs e Aubrey (1988) mostrou-se aplicável para as geometrias idealizadas adotadas e concordaram com o comportamento das correntes com valores superiores na vazante. A teoria e as simulações indicaram que um aumento na elevação da superfície livre do mar ou a extensão das áreas ocupadas pelas planícies laterais incrementam a assimetria das marés e a tendência a vazantes dominantes. No entanto, o parâmetro  $a/h$  não se mostrou como o limitador para a dominância das correntes. A relação apresentada na literatura que indica enchentes dominantes para valores menores que 0,2 e vazantes dominantes para sistemas com e valores de  $a/h$  maiores que 0,3 não foi validada nas geometrias estudadas.

Para trabalhos futuros recomenda-se a implementação de mecanismos de alagamento e secamento mais estáveis para, assim, poder modelar o escoamento através de extensas planícies de maré durante um período de tempo necessário para extração dos harmônicos. Adicionalmente, sugere-se que a avaliação da influência das planícies de maré seja definida através de parâmetros que determinem a dominância de correntes a partir de dados geométricos e da maré incidentes que não sejam correlacionados.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALDRIDGE, J. N. **Hydrodynamic model predictions of tidal asymmetry and observed sediment transport paths in Morecambe Bay.** Estuarine, Coastal and Shelf Science, 44:139–56. 1997.

AUBREY, D.G. e SPEER, P.E. **A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems. Part I: Observations.** Estuarine, Coastal e Shelf Science, 21:185-205. 1985.

AUCAN J., RIDD P. V. **Tidal asymmetry in creeks surrounded by saltflats and mangroves with small swamp slopes.** Wetlands Ecology and Management, 8: 223-231, 2000.

BLANTON, J. O., LIN, G. e ELSTON, S. A. **Tidal Current Asymmetry in Shallow Estuaries and Tidal Creeks.** Continental Shelf Research, 22: 1731- 1743. 2002

BOON, J. D., BYRNE, R. J. **On Basin Hypsometry and the Morphodynamic Response of Coastal Inlet Systems.** Marine Geology, 40:27-48. 1981.

BRYCE, S., LARCOMBE, P. e RIDD, P. V. **Hydrodynamic and Geomorphological Controls on Suspended Sediment Transport in Mangrove Creek Systems, a Case Study: Cocoa Creek, Townsville, Australia.** Estuarine, Coastal and Shelf Science, 56: 415-431. 2003.

DRONKERS, J. **Tidal Asymmetry and Estuarine Morphology.** Netherlands Journal of Sea Research, 20 (2/3): 117-131. 1986.

DYE, R, K. R. **Estuaries - A physical introduction.** 2 ed, John Wiley & Sons. 1997.

EISMA, D. **Intertidal Deposits – River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons.** CRC Press. Florida, 1988.

FOREMAN, M. G. G. **Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction.** Pacific Marine Science Report. Institute of Ocean Sciences. 77- 10. 1977.

FORTUNATO, A. B., OLIVEIRA, A. **Influence of Intertidal Flats on Tidal Asymmetry**. *Journal of Coastal Research*, 21: 1062-1067. 2005.

FORTUNATO, A. B., OLIVEIRA, A., BAPTISTA, A. M. **On the effect of tidal flats on the hydrodynamics of the Tagus estuary**. *Oceanologica Acta* 22:11–14. 1999.

FRENCH, P. W. **Coastal and estuarine management**. Routledge Environmental Management Series. London and New York, 1997.

FRIEDRICHS, C. T., AUBREY, D. G. **Non-linear Tidal Distortions in Shallow Well-Mixed Estuaries: A Synthesis**. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27: 521-545. 1988.

GEOBRASIL. **O estado do meio ambiente no Brasil - o estado das atividades nos ambientes marinhos e costeiros**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2002.

HUANG, H. CHEN, C. BLANTON, J. O. ANDRADE, F. A. **A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina**. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78: 190-202. 2008.

HUBERTZ, J., HUANG, X., KOLLURU, V., EDINGER, J. **Physical Processes affecting Estuarine Health**. In: BORTONE, S. A. (Org.). *Estuarine Indicators*. CRC Press. Florida, 2005.

KANG, J. W., JUN, K. S. **Flood and Ebb Dominance in Estuaries in Korea**. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56:1187–196. 2003.

LE HIR, P., ROBERTS, W., CAZAILLET, O., CHRISTIE, M., BASSOULET, P. e BACHER, C. **Characterization of Intertidal Flat Hydrodynamics**. *Continental Shelf Research*, 20: 1433-1459. 2000.

MAZDA, Y.; KANAZAWA, N., WOLANSKI, E. **Tidal Asymmetry in Mangrove Creeks**. *Hydrobiologia*, 295: 51-58. 1995.

MAZDA, Y.; WOLANSKI, E.; KING, B.; SASE, A.; OHTSUKA, D., MAGI, M. **Drag Force Due to Vegetation in Mangrove Swamps**. *Mangrove and Salt Marshes*, 1:193-199. 1997.

MIRANDA, L. B., CASTRO, B. M., KJERFVE, B. **Princípios de Oceanografia Física de Estuários**. Editora da Universidade de São Paulo, Brasil, 2002.

MOORE, R. D., WOLF, J., SOUZA, A. J., FLINT, S. S. **Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK: a tidal asymmetry approach**. *Geomorphology*, 103: 588-596. 2009.

NICOLLE, A., KARPYTCHIEV, M., **Evidence for spatially variable friction from tidal amplification and asymmetry in the Pertuis Breton (France)**. *Continental Shelf Research*, 27 : 2346-2356. 2007.

NIELSEN, C., APELT, C. **Parameters affecting the performance of wetting and drying in a two-dimensional finite element long wave hydrodynamic model**. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129: 628-636. 2003.

PARKER, B. **The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review)**. In: Parker, B. (Org.), *Tidal Hydrodynamics*. Wiley, Hoboken, 1991.

PERILLO, G. M. E. Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. In: PERILLO, G. M. E., **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**. Amsterdam, Elsevier. 1995.

RANASINGHE, R., PATTIARATCHI, C. **Tidal Inlet Velocity Asymmetry in Diurnal Regimes**. *Continental Shelf Research*, 20: 2347-2366. 2000.

RIGO, D. **Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na Baía de Vitória, ES**. Tese de Doutorado em Ciências em Engenharia Oceânica, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil. 2004.

ROSMAN, P. C. C. **Referência Técnica do SisBaHiA® – Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental**. COPPE/UFRJ, 2010.

SEIM, H., BLANTON, J., ELSTON, S. **Tidal circulation and energy dissipation in a shallow, sinuous estuary**. *Ocean Dynamics*, 56: 360-375. 2006.



SIQUEIRA, J. M. **Estudo do mecanismo de alagamento e secamento em modelo computacional 2dh baseado em elementos finitos**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, UFES, Espírito Santo, Brasil. 2007.

SPEER, P. E., AUBREY, D. G. **A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems. Part II: Theory**. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21:207-224. 1985.

WANG, Z. B., JEUKEN, M. C. J. L., GERRITSEN, H., VRIEND, H. J., KORNMANN, B. A. **Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary**. Continental Shelf Research, 22: 2599-2609. 2002.

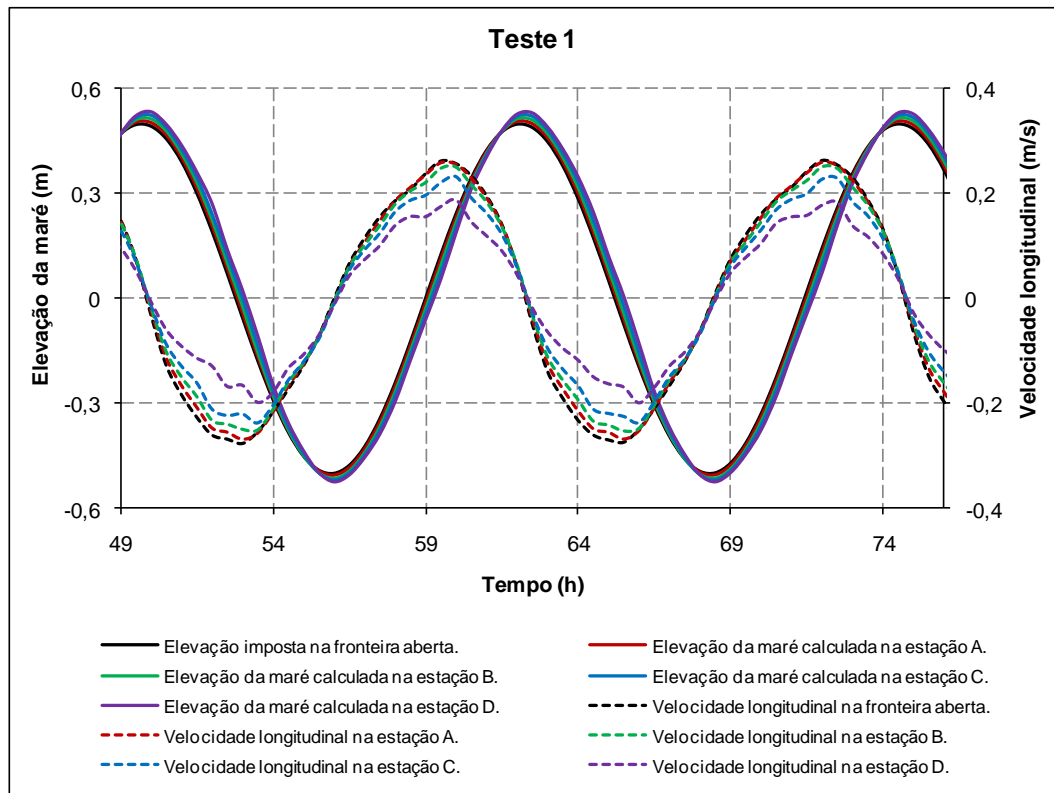
WOLANSKI, E., JONES, M., BUNT, J. S. **Hydrodynamics of a Tidal Creek – Mangrove Swamp System**. Australian Journal of Marine and Freshwater Research, 31: 431-450. 1980.

WOLANSKI, E., MAZDA, Y., RIDD, P. Mangrove Hydrodynamics. In: OBERTSON, A. I., ALONGI, D. M (Org.). **Tropical Mangrove Ecosystems**. Coastal and Estuarine Studies, American Geophysical Union. Washington, 1992.

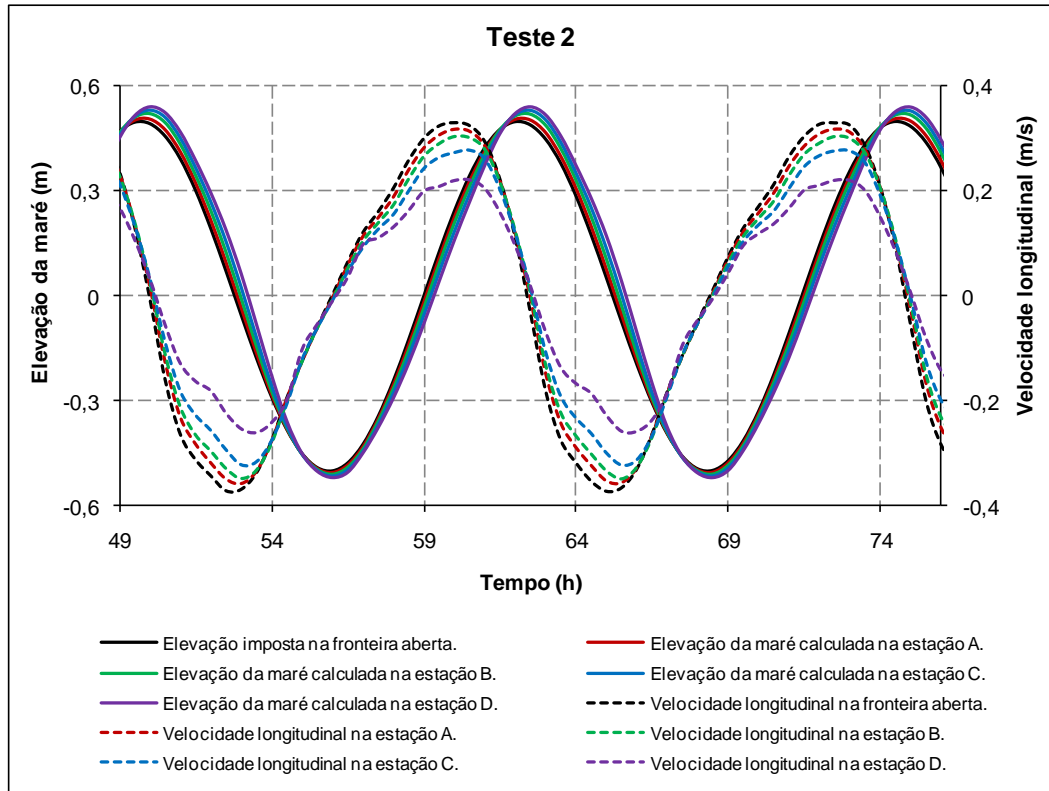
WU, Y., FALCONER, R. A., STRUVE J. **Mathematical modelling of tidal currents in mangrove forests**. Environmental Modeling & Software, 16: 19-29, 2001.

## 8. ANEXO 1

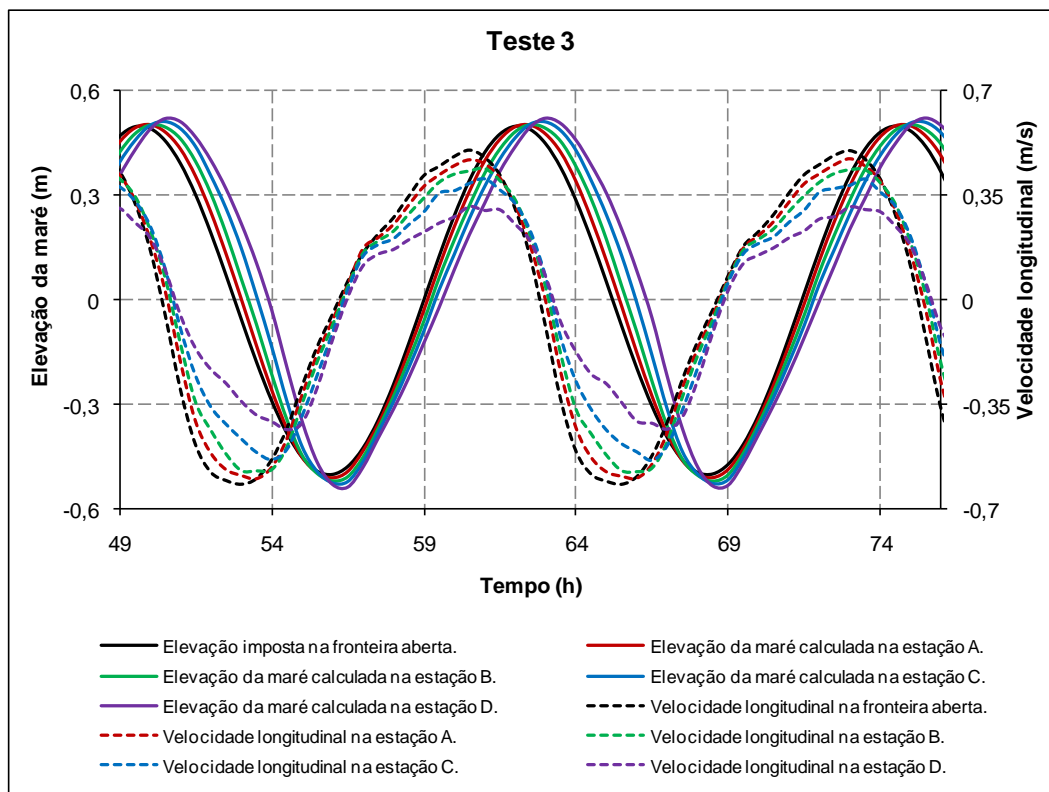
- Elevação da superfície livre do mar e velocidade longitudinal obtidas para os testes de 1 a 5.



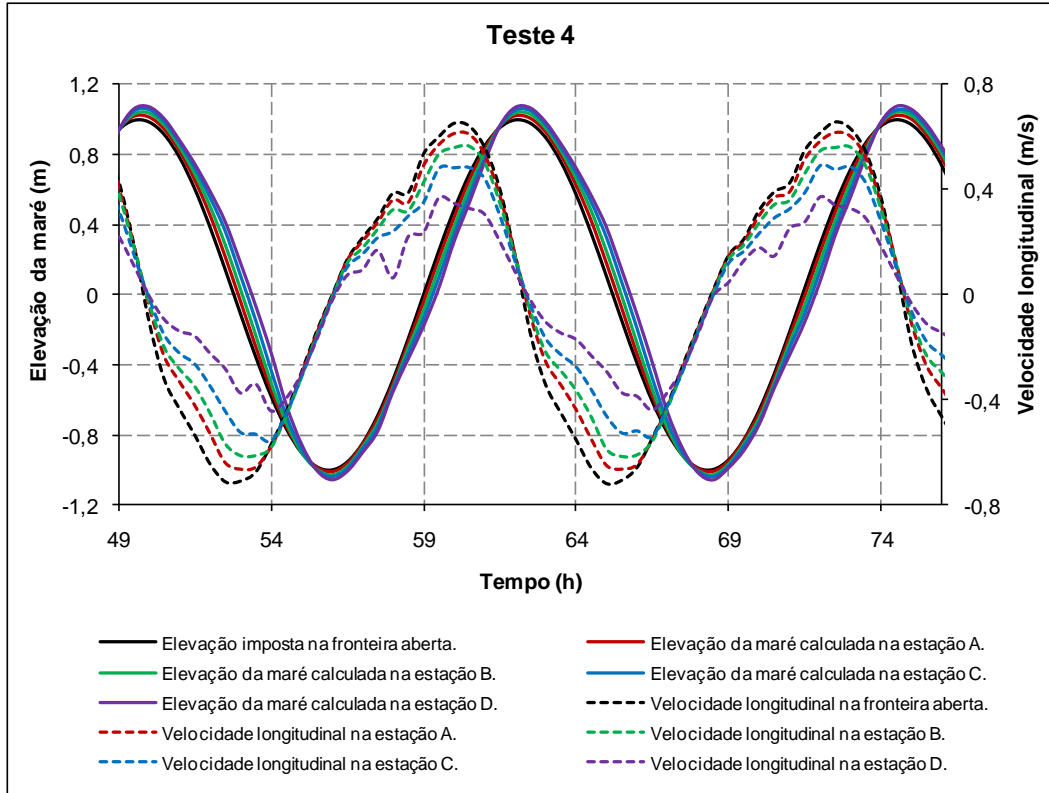
**Figura 26: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 1.**



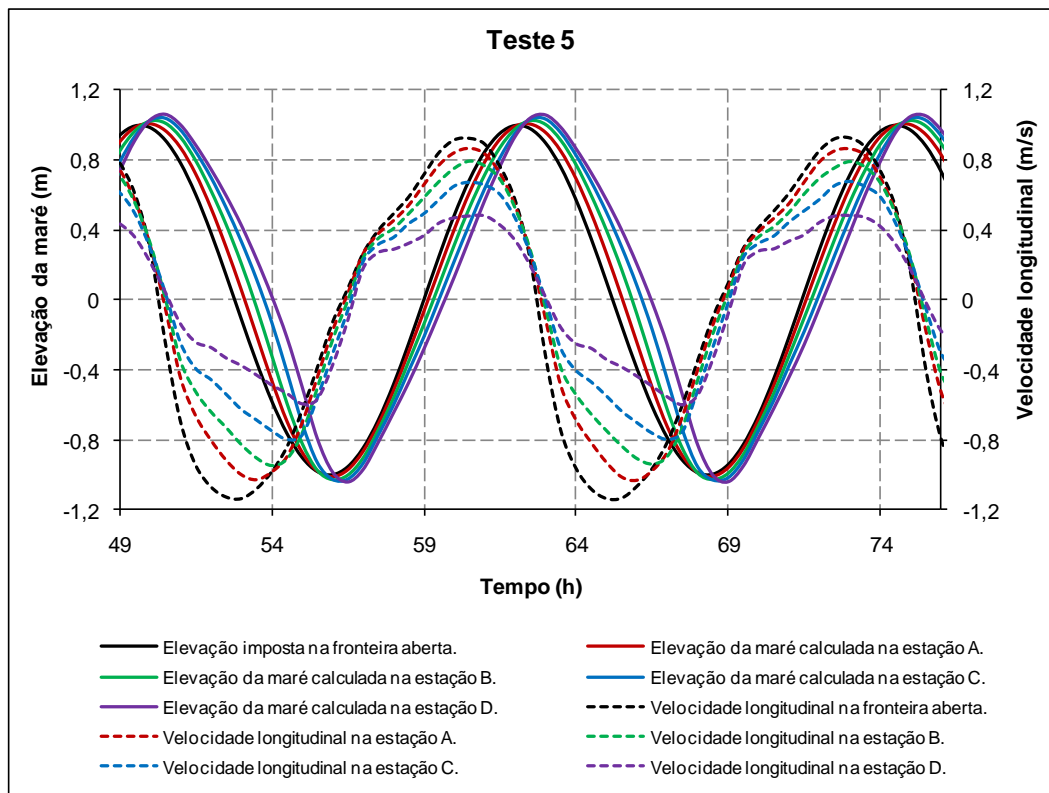
**Figura 27: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 2.**



**Figura 28: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 3.**

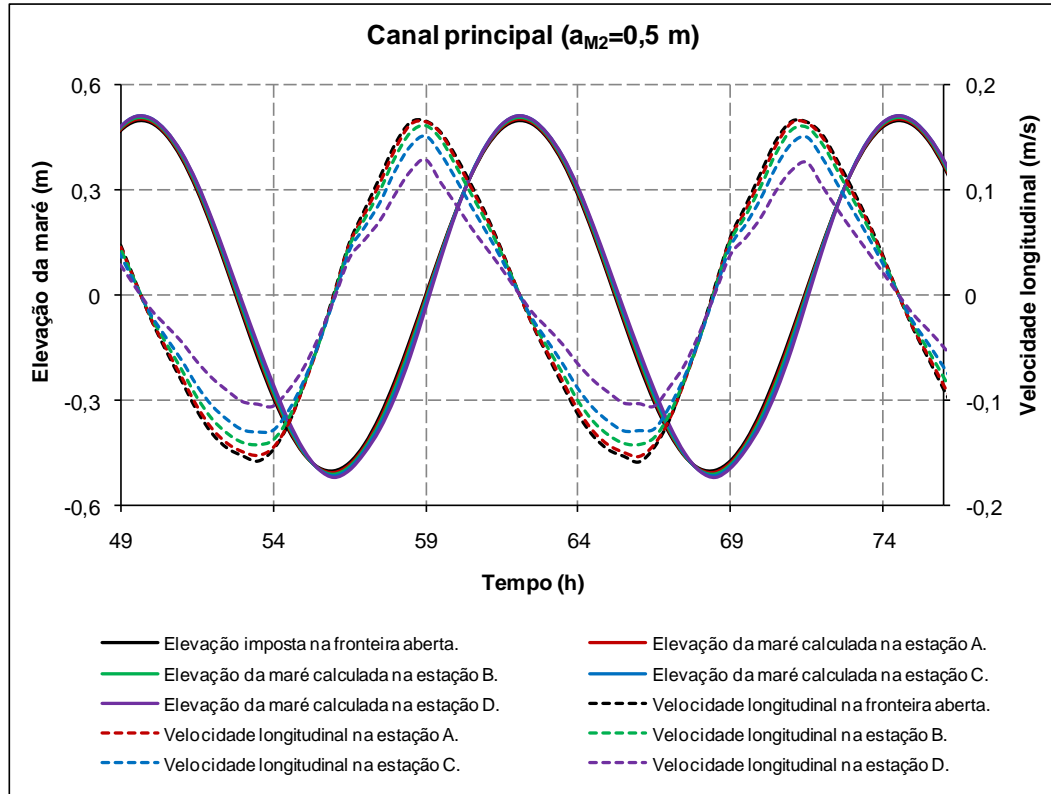


**Figura 29: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 4.**

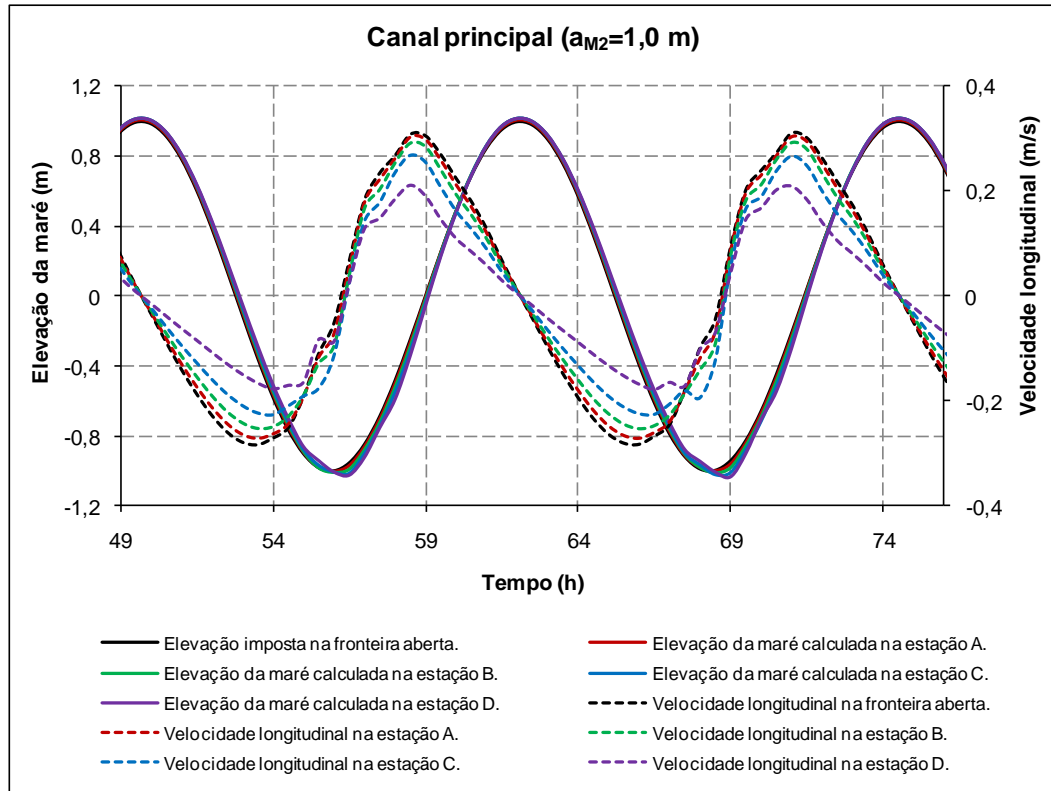


**Figura 30: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para o teste 5.**

- Elevação da superfície livre do mar e velocidade longitudinal obtidas para escoamento restrito ao canal principal.



**Figura 31: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para escoamento restrito no canal principal para amplitude de  $M_2$  na fronteira aberta igual a 0,5 m.**



**Figura 32: Elevação da superfície livre do mar e velocidades longitudinais simuladas para escoamento restrito no canal principal para amplitude de  $M_2$  na fronteira aberta igual a 1,0 m.**