



COPPE/UFRJ

ESCOAMENTOS EM PLANÍCIES DE MARÉS COM INFLUÊNCIA FLUVIAL –
CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS

Marcos Nicolás Gallo

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

Orientadora: Susana Beatriz Vinzón

Rio de Janeiro

Julho de 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

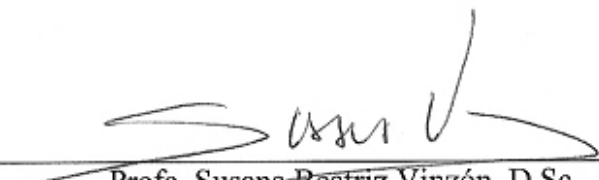
Milhares de livros grátis para download.

ESCOAMENTOS EM PLANÍCIES DE MARÉS COM INFLUÊNCIA FLUVIAL –
CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS


Marcos Nicolás Gallo

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

Aprovada por:



Prof. Susana Beatriz Vinzón, D.Sc.



Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.



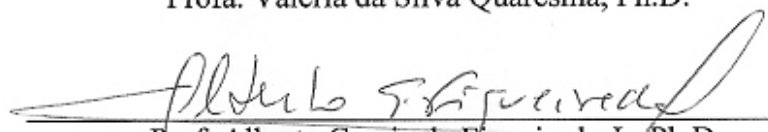
Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.



Prof. Benoit Le Guennec, Ph.D.



Prof. Valéria da Silva Quaresma, Ph.D.



Prof. Alberto Garcia de Figueiredo Jr., Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JULHO DE 2009

Gallo, Marcos Nicolás

Escoamentos em Planícies de Marés com Influência Fluvial – Canal Norte do Rio Amazonas / Marcos Nicolás Gallo. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2009.

XIII, 133 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadora: Susana Beatriz Vinzón

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2009.

Referências Bibliográficas: p. 119-125.

1. Planícies de maré. 2. Vazão fluvial. 3. Rio Amazonas. I. Vinzón, Susana Beatriz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

AGRADECIMENTOS

À Profa. Susana Vinzón, minha orientadora, pela amizade e a oportunidade oferecida para fazer este projeto de tese, que orientou com muita dedicação e acessibilidade.

Aos membros da banca pelas valiosas sugestões e contribuições.

Ao John Hamrick por ter cedido o modelo EFDC e ao Hugo Rodriguez (TetraTech Inc.) pela boa disposição para o suporte e esclarecimento de dúvidas.

Aos projetos CT-HIDRO (CNPq), CNPq-IRD e PIATAMmar (PETROBRAS S.A.) pelo financiamento das campanhas de campo.

Ao pessoal do CPAQ (Centro de Pesquisas Aquáticas do IEPA - Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá) pelo suporte durante as campanhas e a equipe de campo: Leo, Luana, Carla, Benoit (LDSC), Ana Paula, Renan, Roselyn (UFPA), Cristian (UNIVALI), Nicolas (IRD), Marcio, Chicão e Roberto (IEPA).

Ao INPE (Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais) pelo fornecimento das imagens CBERS empregadas na tese.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo apoio financeiro fornecido durante este curso de pós-graduação.

Ao pessoal do LDSC (Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos) pelas contribuições, companhia e amizade.

Aos professores e funcionários do Programa de Engenharia Oceânica pela atenção dispensada.

À minha família e em especial à Luana, pela confiança, paciência e apoio fornecidos em todo momento.

A meus velhos amigos pela amizade apesar da distância e a todos os amigos da Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, pela presença ao longo destes anos no Brasil.

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

ESCOAMENTOS EM PLANÍCIES DE MARÉS COM INFLUÊNCIA FLUVIAL –
CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS

Marcos Nicolás Gallo

Julho/2009

Orientadora: Susana Beatriz Vinzón

Programa: Engenharia Oceânica

Este trabalho contribui para o entendimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas com a presença de planícies de marés, considerando à influência das forçantes principais, maré e vazão, e sobre os processos sedimentares. O estudo foi desenvolvido no trecho final do canal Norte do rio Amazonas, um ambiente de meso e macromaré submetido à grande influência fluvial. A metodologia consistiu no emprego de imagens de satélite, para a identificação e caracterização geométrica das planícies, de medições *in situ*, para a análise do escoamento local e da modelagem numérica para a investigação do efeito da presença das planícies na circulação e da participação relativa das forçantes no processo de alagamento. As planícies de maré no canal Norte do rio Amazonas estão expostas a variações totais de níveis d'água de 3 a 5 m e apresentam larguras entre 500 e 7000 m. As planícies foram classificadas como sistemas enchente-dominantes, sendo que o canal principal apresenta uma dominância de vazante nas correntes, devido à influência da vazão fluvial. As marés controlam as flutuações de níveis, as velocidades e os tempos de alagamento/exposição das planícies. À montante, porém a variação da vazão ao longo do ciclo hidrológico gera mudanças nos níveis, na largura das planícies e nos padrões do escoamento. A presença das planícies pouco influi nas magnitudes dos harmônicos de maré no canal principal, mas responsabilizam-se pelo retardo da onda, pela dissipação de energia e pela geração de áreas, nos contornos, preferenciais para a deposição de sedimentos.

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

FLOWS OVER TIDAL FLATS WITH RIVER INFLUENCE - THE NORTH
CHANNEL OF THE AMAZON RIVER

Marcos Nicolás Gallo

July/2009

Advisor: Susana Beatriz Vinzón

Department: Ocean Engineering

This work contributes to understanding the hydrodynamics of estuarine areas in the presence of tidal flats, considering the influence of the main forcings, tides and flows, and the sedimentary processes. The study was developed in the final stretch of the Amazon North Channel, a meso and macrotidal environment and subject to great influence by the river discharge. The methodology was the use of satellite images to the identification and geometrical characterization of tidal flats, in situ measurements to the analysis of local hydrodynamics and numerical modeling to investigate the effect of the presence of tidal flats on hydrodynamics and the relative participation of the forcings on wetting and drying processes. The tidal flats in the the Amazon North Channel are exposed to total variations of water levels from 3 to 5 and with widths between 500 and 7000 m. The flats were classified as dominant flood systems, and the main channel shows a dominance of the ebb currents, due river flow influence. The tides control the fluctuations of levels, the currents and times of flooding/exposure. In the up estuary, the change of river flow along the hydrological cycle causes modifies water levels, flat width and the patterns of flow. The presence of the flats little influence on the magnitudes of tidal harmonics in the main channel, but is responsible for the retardation of the tidal wave, the dissipation of energy and the generation of preferences areas, at the contours, for the deposit of sediments.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. ASPECTOS GERAIS SOBRE A HIDRODINÂMICA DE PLANÍCIES DE MARÉ.....	10
3. METODOLOGIA.....	22
3.1. Mapeamento e delimitação das planícies de maré.....	24
3.2. Modelagem hidrodinâmica das planícies de maré no estuário do rio Amazonas.....	27
3.3. Trabalhos de campo: medições de parâmetros físicos nas áreas pilotos.....	32
4. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NO CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS.....	38
4.1. A propagação da maré no canal Norte.....	38
4.2. Características físicas e geométricas das planícies de maré.....	47
4.3. Descrição das áreas piloto: orla de Macapá e Arquipélago do Bailique.....	53
5. HIDRODINÂMICA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NO CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS.....	60
5.1. Escoamento sobre as planícies de maré: séries de níveis e correntes medidas.....	60
5.2. Análise das assimetrias.....	66
5.3. Padrões do escoamento sobre as planícies: componentes de velocidades e balanço de fluxos.....	73
5.4. Interações no escoamento entre o canal e a planície de maré adjacente (planície de Macapá).....	80
6. SIMULAÇÃO DO PROCESSO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO.....	86
6.1. Validação da modelagem hidrodinâmica das planícies de maré no Canal Norte.....	86
6.2. Influência das planícies de maré na hidrodinâmica do Canal Norte.....	93
6.3. Influência da vazão fluvial do rio Amazonas sobre o escoamento nas planícies de maré.....	105
6.4. Influência das forçantes na evolução temporal do alagamento do estuário.....	110
7. CONCLUSÕES.....	112
REFERÊNCIAS.....	119
ANEXO 1: Imagens CBERS-2 (<i>China-Brazilian Earth Resources Satellite</i>) módulo CCD (<i>Charge-Coupled Devices</i>).....	126
ANEXO 2: Modelo EFDC (<i>Environmental Fluid Dynamics Code</i>).....	127
ANEXO 3: Descrição do algoritmo de alagamento e secamento do modelo EFDC ..	128
ANEXO 4: Equipe LDSC (Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos / Área de Engenharia Costeira / COPPE/UFRJ).....	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Carta Náutica Digital: Canal Norte do rio Amazonas e áreas descobertas na baixa-mar	1
Figura 2. Zoneamento conceitual do perfil de planícies de maré em função dos quatro níveis de maré principais.	2
Figura 3. Balanço da carga de sedimentos do rio Amazonas.	4
Figura 4. Esquema da classificação das costas em função das diferentes forçantes	6
Figura 5. Distorções de uma onda de maré semidiurna, assimetria positiva e assimetria negativa.	12
Figura 6. Esquema teórico de canal principal e planícies de maré.	15
Figura 7. Esquema da teoria do <i>settling and scour lag effects</i> numa planície de maré.	17
Figura 8. Exemplo de registros de nível e velocidade ao longo de um ciclo numa planície de maré.	19
Figura 9. Exemplo do registro de velocidades num canal de manguezal.	20
Figura 10. Foz do rio Amazonas, áreas pilotos, malhas numéricas dos modelos empregados e detalhe do trecho em estudo	23
Figura 11. Localização das imagens do satélite CBERS empregadas no trabalho.	25
Figura 12. Histograma típico das bandas 4 e 5 do sensor Landsat TM.	25
Figura 13. Exemplo de tratamento das imagens.	26
Figura 14. Esquema da construção do modelo digital de elevação para planícies de maré.	27
Figura 15. Modelo local, mostrando a grade numérica e as linhas de baixa-mar e preamar, mostrando a extensão das planícies de maré.	30
Figura 16. Hidrograma (2006-2007) do rio Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos, ANA (2008)..	34
Figura 17. Estações fixas no interior das planícies com ADVs para a coleta de dados de níveis (sensor de pressão) e velocidades (Doppler)..	36
Figura 18. Arranjo experimental para a programação dos trabalhos de campo.	36
Figura 19. Estação BN – foz do canal Norte: séries horárias de níveis previstos e simulados com o modelo regional.	39
Figura 20. Estação MCP – à montante do Canal Norte: séries horárias de níveis e velocidades.	41
Figura 21. Estação MCP – à montante do Canal Norte: séries horárias de níveis e velocidades.	42
Figura 22. Principais componentes harmônicas de maré no Canal Norte.	44
Figura 23. Batimetria das planícies de maré e isolinhas de profundidades nas regiões submersas.	48
Figura 24. Imagens de satélite (infravermelho próximo) das planícies de maré.	49
Figura 25. Evolução ao longo do trecho em estudo dos níveis médios principais para o zoneamento de maré.	51
Figura 26. Curva anual de frequência de ocorrência de níveis, para as estações Macapá (MCP) e Ponta do Céu (BN).	52
Figura 27. Imagem GOOGLE EARTH da planície de Macapá.	54

Figura 28. Planície de Macapá: perfil topográfico e zoneamento através dos 4 níveis de maré principais.....	55
Figura 29. Imagem GOOGLE EARTH da área norte do Arquipélago do Bailique.....	56
Figura 30. Planície de Bailique: perfil topográfico e zoneamento através dos 4 níveis de maré principais.....	57
Figura 31. Distribuição do conteúdo de areias (> 0.063 mm) do material do fundo das áreas pilotos.....	59
Figura 32. Dados de maré coletados na primeira campanha na planície de Macapá.....	61
Figura 33. Dados de maré coletados na segunda campanha na planície de Macapá.....	62
Figura 34. Dados de maré coletados na planície do Bailique durante a terceira campanha.....	63
Figura 35. Registros de níveis e velocidades nos ciclos selecionados durante quadratura e sizígia nos dois trabalhos (seca e cheia) de campo na planície de Macapá.....	64
Figura 36. Registros de níveis e velocidades para a planície do Bailique nos ciclos selecionados durante sizígia e no período intermediário entre sizígia e quadratura.....	65
Figura 37. Comparação da relação entre os picos de enchente e vazante.....	68
Figura 38. Comparação da relação entre os tempos de subida e descida da onda de maré.....	68
Figura 39. Comparação das velocidades na estação ADV1 (planície inferior) e na estação ADV2 (planície superior).....	69
Figura 40. Influência do muro da orla de Macapá nas séries de velocidades nas estações ADV1 e ADV2.....	70
Figura 41. Comparação da relação entre os tempos de secamento.....	71
Figura 42. Comparação da diferença entre os tempos de preamar (HW) e o do pico de enchente (t_{vench}).....	72
Figura 43. Comparação da diferença entre os tempos do pico de vazante (t_{vvaz}) e a preamar (HW).....	72
Figura 44. Diagrama de vetores de velocidade nas planícies estudadas.....	74
Figura 45. Macapá estação seca: velocidades transversais e longitudinais e vazão específica na estação ADV1.....	76
Figura 46. Macapá estação de cheia: velocidades transversais e longitudinais e vazão específica na estação ADV1.....	77
Figura 47. Planície do Bailique: velocidades transversais e longitudinais e vazão específica na estação ADV1.....	78
Figura 48. Séries de velocidades na planície de Macapá: quadratura e seca do rio (ano 2006).....	82
Figura 49. Séries de velocidades na planície de Macapá: quadratura e cheia do rio (ano 2007).....	82
Figura 50. Diagrama $h-v$ para o período de seca (ano 2006).....	83
Figura 51. Diagrama $h-v$ para o período de cheia (ano 2007).....	83
Figura 52. Resultados da modelagem na planície de Macapá durante o período de seca.....	89
Figura 53. Resultados da modelagem na planície de Macapá durante o período de cheia.....	90
Figura 54. Resultados da modelagem na planície de Bailique.....	91
Figura 55. Componentes das velocidades simuladas (transversal e longitudinal) na planície de Macapá.....	92

Figura 56. Variação longitudinal dos parâmetros geométricos.....	96
Figura 57. Efeito das planícies de maré na relação de fases de níveis ao longo do estuário.....	96
Figura 58. Perfis longitudinais de crescimento e decaimento das componentes de maré, devido à remoção das planícies de marés.....	97
Figura 59. Séries de níveis e velocidades na estação Macapá, mostrando os resultados das simulações com (EXP1) e sem planícies (EXP5).	99
Figura 60. Séries de níveis e velocidades na estação Barra Norte, mostrando os resultados das simulações com (EXP1) e sem planícies (EXP5).	100
Figura 61. Mapa de diferença de fluxos de energia: fluxos sem planície (EXP5) – fluxos com planícies (EXP1).	102
Figura 62. Mapa de velocidades residuais calculadas ao longo de um ciclo de maré simulado (EXP 1).....	103
Figura 63. Séries de velocidades simuladas numa seção transversal (km 125): (a) experimento com planícies (EXP 1) e (b) experimento sem planícies (EXP 5).....	104
Figura 64. Influência da vazão fluvial nos níveis da planície de Macapá (estação ADV1).....	106
Figura 65. Comparação de tempos (na estação ADV1) para as simulações sem vazão (EXP 3) e com vazão máxima (EXP 4).	107
Figura 66. Influência da vazão fluvial nas direções das correntes da planície de Macapá (na estação ADV1).....	108
Figura 67. Influência da vazão fluvial nas velocidades transversais e longitudinais da planície de Macapá (estação ADV1).....	109
Figura 68. Evolução temporal da percentagem de área alagada durante quatro ciclos de maré na quadratura e sizígia.....	111
Figura 69. Malha em diferenças finitas e posição das variáveis.	129
Figura 70. Canal com declividade variável para o teste do mecanismo de alagamento e secamento.....	130
Figura 71. Canal de declividade variável: variações dos níveis e velocidades durante o processo de alagamento e secamento.....	132

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Principais características dos instrumentos da série CBERS	24
Tabela 2. Principais características empregadas na configuração do modelo hidrodinâmico regional.....	28
Tabela 3. Detalhes das simulações numéricas.....	32
Tabela 4. Principais características das áreas pilotos selecionadas.....	33
Tabela 5. Localização dos velocímetros (ADV1 e ADV2) no interior das planícies.....	37
Tabela 6. Época de seca (ano 2006): resultados da análise harmônica das séries medidas e simuladas de níveis e velocidades.....	45
Tabela 7. Época de cheia (ano 2007): resultados da análise harmônica das séries medidas e simuladas de níveis e velocidades.....	45
Tabela 8. Valores estatísticos (anual) das séries de níveis previstas e modeladas (ano 2004-2005).....	46
Tabela 9. Época de seca (ano 2006): valores estatísticos (mensal) das séries medidas e modeladas.....	47
Tabela 10. Época de cheia (ano 2007): valores estatísticos (mensal) das séries medidas e modeladas.....	47
Tabela 11. Características físicas das planícies de maré para cada perfil mostrado na Figura 24.....	50
Tabela 12. Declividade média dos perfis topográficos nas planícies de maré das áreas piloto.....	58
Tabela 13. Características principais dos ciclos de maré medidos nas áreas pilotos	66
Tabela 14. Valores máximos das componentes transversais de velocidade sobre as planícies.....	79
Tabela 15. Resumo dos picos de velocidades dos ciclos de maré dos diagramas de histerese.....	84
Tabela 16. Características principais dos ciclos de maré (medidos e simulados)	88
Tabela 17. Resumo da análise harmônica dos resultados das simulações numéricas	98
Tabela 18. Lista de imagens empregadas na delimitação das planícies de maré no trecho final do Canal Norte do rio Amazonas.....	126
Tabela 19. Principais características do modelo EFDC.....	127
Tabela 20. Canal com declividade variável.....	131
Tabela 21. Equipe de trabalho de campo para as campanhas em áreas piloto.....	133

LISTA DE VARIÁVEIS E SÍMBOLOS

- a : amplitude de maré.
- ADV1: estação de medição na planície de maré (parte inferior).
- ADV2: estação de medição na planície de maré (parte superior).
- AWAC: estação de medição na zona de submaré (canal).
- β : declividade do perfil do terreno.
- BLQ: estação Bailique.
- BN: estação Barra Norte (Ponta do Céu).
- B_c : largura do canal principal.
- c : celeridade da onda de maré.
- C : coeficiente de Chézy.
- ΔB : variação da largura do canal principal.
- DN: valor de refletância do *pixel* da imagem de satélite.
- ε : amplitude da rugosidade do fundo.
- E : pico de velocidade de enchente.
- F : fluxo de energia.
- g : aceleração da gravidade.
- γ : função de relação entre mudanças na profundidade e largura do canal.
- G : fase da onda de maré.
- η : nível da superfície livre d'água.
- H : altura total da coluna d'água.
- H_{min} : profundidade crítica de secamento.
- HW: nível de preamar.
- HWS: estofa de preamar.
- i : índice da malha numérica na direção x .
- j : índice da malha numérica na direção y .
- LW: nível de baixa-mar.
- LWS: estofa de baixa-mar.
- M_2 : componente de maré semidiurna.
- M_4 : componente de maré quartidiurna.
- MCP: estação Macapá.
- MHWN: médias das preamares de quadratura.
- MHWS: médias das preamares de sizígia.
- MLWN: médias das baixa-mares de quadratura.
- MLWS: médias das baixa-mares de sizígia.

M_{sf} : componente de maré de longo período.
 q : vazão específica (por unidade de largura).
 Q : vazão total.
 Q : maré de quadratura.
 ρ : densidade ou massa específica da água.
 R : altura ou intervalo de maré (duas vezes a amplitude).
RMS: erro médio quadrático.
 S : maré de sizígia.
 t : tempo.
 t_1 : tempo de subida da onda de níveis.
 t_2 : tempo de alagamento.
 t_3 : diferença de tempo entre a preamar e o pico de enchente.
 t_4 : diferença de tempo entre o pico de vazante e a preamar.
 T : período da onda de maré.
 u : componente de velocidade horizontal (na direção x).
 v : componente de velocidade horizontal (na direção y).
 V : pico de velocidade de vazante.
 V_i : volume armazenado nas áreas alagadas.
 V_c : volume do canal principal (abaixo do nível médio).
 x : coordenada horizontal (direção transversal).
 y : coordenada horizontal (direção longitudinal).
 z : coordenada vertical e altitude ou batimetria do terreno.

1. INTRODUÇÃO

O estuário do rio Amazonas é caracterizado como uma região de meso e macromaré, com variações totais de níveis¹ superiores a 3 metros. Na foz do rio Amazonas (latitude 1°N) a altura de maré na sizígia varia em torno de 4 m (mesomaré), já na costa norte do Amapá (latitude 2°N) cresce de 5 até 11 m (macromaré) (BEARDSLEY *et al.*, 1995; GABIOUX, 2002). Essas oscilações, que são semidiurnas, geram a sucessão de processos de alagamento e secamento dos contornos estuarinos e costeiros da região. A Figura 1 mostra uma carta náutica da região da foz do rio Amazonas onde se observa na cor verde a existência de regiões “não hidrografadas e que são descobertas na baixa-mar” (DHN, 2008), indicando a presença de vastas planícies de maré no canal Norte.



Figura 1. Carta Náutica Digital N° 40 da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Brasil (DHN, 2008). Canal Norte do rio Amazonas e áreas descobertas na baixa-mar indicadas na cor verde.

¹ As variações totais de níveis em regiões dominadas por marés podem ser definidas de forma simplificada pelo intervalo ou altura total de maré ($R = \text{tidal range}$) e está expressa nesta tese, como duas vezes a amplitude (a) da componente harmônica principal ($R = 2a$).

De forma geral, as planícies de maré² são áreas adjacentes a corpos de água costeiros que possuem baixa declividade e extensão significativa (centenas de metros a quilômetros), sendo alagadas (total ou parcialmente) na preamar e descobertas na baixa-mar. Segundo KLEIN (1972 *apud* DYER *et al.*, 2000) o perfil teórico de uma planície (Figura 2) pode ser dividido em três (3) faixas em função de quatro (4) níveis de marés principais: as médias das mínimas (MLWS) e máximas (MHWS) marés de sizígia, e as médias das mínimas (MLWN) e máximas (MHWN) marés de quadratura. Estes níveis delimitam zonas temporais de alagamento/exposição que, portanto interferem nos principais processos físicos que nelas acontecem (SWINBANKS, 1982; PUGH, 1987).

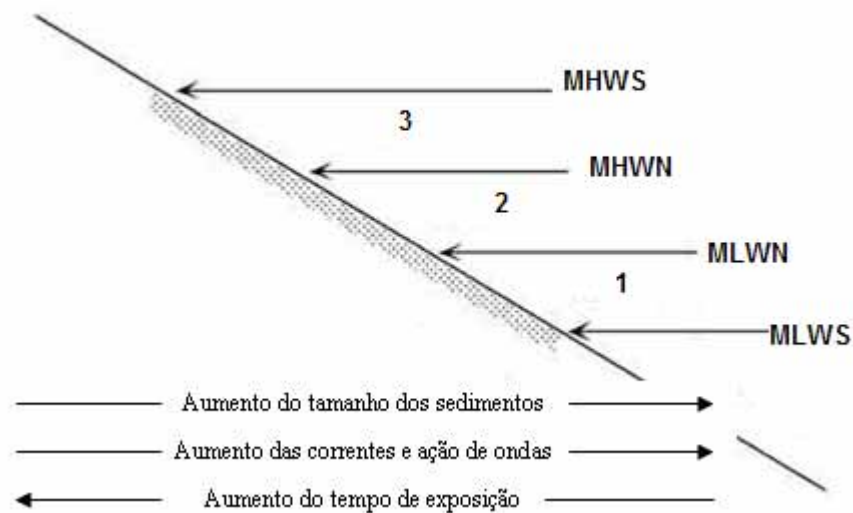


Figura 2. Zoneamento conceitual do perfil de planícies de maré em função dos quatro níveis de maré principais: médias das preamares de sizígia (MHWS) e quadratura (MHWN), médias das baixa-mares de quadratura (MLWN) e sizígia (MLWS). Principais processos físicos (na direção *on-shore*): aumento do tempo de exposição, diminuição das correntes e do efeito das ondas e redução do tamanho de sedimentos presentes no fundo.

As planícies de maré, indicadas na Figura 1, formam parte de um sistema maior chamado foz do rio Amazonas – Guianas – delta do rio Orinoco (EISMA, 1998). As planícies inserem-se numa faixa compreendida ao longo do estuário inferior e na metade oeste da ilha de Marajó e apresentam manguezais na sua parte superior, o que caracteriza as planícies de maré em regiões tropicais (DYER *et al.*, 2000). Contrariamente ao que acontece na costa das Guianas, foco de vários estudos

² O termo planície de maré é empregado como a tradução de *tidal flat* em inglês. Também pode ser encontrado como estirâncio.

(ALLISON *et al.*, 2000; ALLISON & LEE, 2004; AUGUSTINUS, 2004; GARDEL & GRATIOT, 2004; LEFEBVRE *et al.*, 2004; GRATIOT *et al.*, 2005), o conhecimento das planícies de maré na foz e estuário interior do rio Amazonas é escasso. O trabalho de ALLISON *et al.* (1995), como parte do projeto *AmasSeds-Amazon Shelf Sediment Study-Project*, aparece como o único estudo *in situ* em planícies de maré na região, realizado no Cabo Cassiporé (área aberta da costa Norte da Amazônia). Estes dados foram recolhidos ao longo de apenas um ciclo de maré e mostraram que as correntes transversais de maré (que são maiores durante a enchente) são as responsáveis pela dinâmica sedimentar da área.

O cinturão de costa mencionado (Amazonas – Orinoco) possui aproximadamente 1400 km de comprimento e é diretamente influenciado pela carga de sedimentos do rio Amazonas. Do ponto de vista físico do sistema, o rio Amazonas é considerado um importante exportador de sedimentos, com uma média de descarga fluvial de cerca de 170 000 m³/s (ANA, 2008) que transporta entre 0.6 -1.2 x 10⁹ t/ano (MILLIMAN & MEADE, 1983) de sólidos em suspensão para o Oceano Atlântico. O transporte de sedimentos na foz e plataforma interna ocorre preferencialmente na direção noroeste, e se dá inicialmente na forma de sedimentos em suspensão, e posteriormente na forma de grandes bancos de lamas próximos à costa. Também se tem evidência da existência de extensos depósitos de sedimentos finos na plataforma interna (NITTROUER *et al.*,1983; FAAS, 1985; KINEKE *et al.*, 1996). A costa norte do Amapá se apresenta como uma zona muito dinâmica (alternando períodos de erosão e deposição), com bancos e ilhas consolidados e expostos (ou parcialmente expostos) nas baixa-mares (ALLISON *et al.*, 1995). Mais ao norte, os sedimentos são transportados ao longo da costa de Guiana na forma de grandes bancos de lama (LEFEBVRE *et al.*, 2004), com 20 - 30 km de largura e 50 - 60 km de comprimento. Balanços de sedimentos nessa região, mostrados na Figura 3, sugerem que as áreas costeiras, pouco estudadas (entre elas as planícies de marés) e não contabilizadas constituiriam o destino final de uma parcela significativa da carga anual de sedimentos em suspensão (aproximadamente 20 - 30 %).

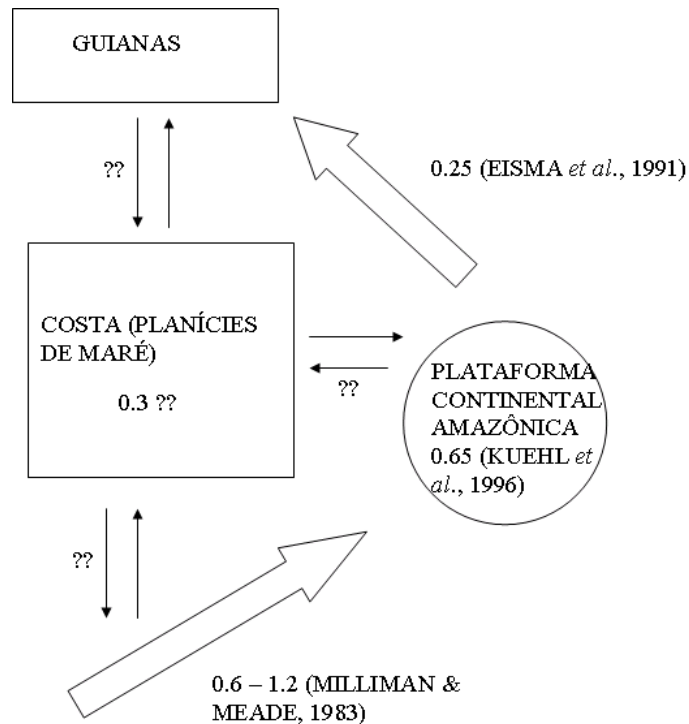


Figura 3. Balanço da carga de sedimentos do rio Amazonas. Valores em 10^9 t/ano.

No entanto, pouco se sabe sobre os mecanismos de retenção e transporte de sedimentos ao longo das planícies de maré. De forma geral, a assimetria das marés é a principal feição hidrodinâmica que permite explicar a acumulação/exportação de sedimentos em regiões estuarinas e costeiras (POSTMA, 1961; DRONKERS, 1986; ALDRIDGE, 1997). O estuário do rio Amazonas possui uma assimetria positiva nos níveis d' água (tempos de subidas menores aos de descida³), embora uma forte assimetria negativa exista nas velocidades (velocidades maiores durante a vazante), devido à descarga fluvial do rio Amazonas (GALLO & VINZON, 2005). As planícies de maré podem apresentar diferentes tipos de assimetrias (EISMA, 1998; LeHIR *et al.*, 2000), decorrentes de diferentes intervalos de tempos e magnitudes das velocidades nos períodos de enchente e vazante, além do fato de só experimentarem uma estofa (durante as baixa-mares). Portanto, pode-se esperar que as planícies de maré proporcionem um mecanismo diferente de transporte, ainda não contabilizado na região Amazônica. Especificamente, o escoamento das planícies de maré e sua influência na hidrodinâmica estuarina, a participação das planícies no transporte ou retenção dos sedimentos e,

³ Os tempos de subida e descida referem-se aos tempos medidos na curva de níveis d'água, da baixa-mar até a preamar e da preamar até a próxima baixa-mar, respectivamente. Os tempos de enchente e vazante referem-se aos tempos medidos na curva de velocidades, entre as estofas: de baixar-mar e preamar e entre as de preamar e baixa-mar, respectivamente.

fundamentalmente a influência do rio Amazonas sobre as planícies de maré, são assuntos ainda não explorados.

Do ponto de vista econômico e social, o Rio Amazonas é uma importante via fluvial ligando a área de produção de petróleo em Urucu (na parte superior da bacia Amazônica brasileira) e a refinaria de petróleo em Manaus (AM), com várias cidades onde o óleo é fornecido por navios. Em 2005, 1143 navios cruzaram a foz do rio Amazonas (COCONTRAM, 2006), dos quais cerca de 20% foram navios de petróleo. Esse local do estuário é considerado um caminho crítico para a navegação, com baixas profundidades e alta migração de bancos de areia (FERNANDES *et al.*, 2007), tornando-se uma área de risco ao derrame de petróleo na região. Também, a existência de terminais portuários no baixo estuário, como o Porto de Santana (Amapá), constituem locais de constante estocagem e transporte de derivados de petróleo, através do canal Norte do rio Amazonas. Logo, ações de prevenção ou reparação no caso de eventuais acidentes nessas tarefas, requerem a identificação e delimitação das planícies de marés que contornam essas vias fluviais e a avaliação da sua resposta às ações hidrodinâmicas.

As planícies de maré constituem ambientes importantes para a produção primária acolhendo diversas espécies animais como habitat natural (DYER *et al.*, 2000) ou artificial (LEE *et al.*, 1998). Também apresentariam condições particularmente propícias para a sedimentação das partículas mais finas e, conseqüentemente contaminantes associados a estas. Assim, constituem-se em áreas de alta sensibilidade, principalmente ao impacto de derrame de óleo (KATAYAMA *et al.*, 2003; CHUNG *et al.*, 2004), sendo classificadas com alto índice ISA⁴ (NOAA, 2002), entre 7 (áreas expostas/abertas) e 9 (áreas abrigadas). Os organismos presentes nestas regiões desenvolvem adaptação à dinâmica destes ambientes, dominada pelos ciclos de maré e com períodos de alagamento (temperaturas uniformes, suprimentos de nutrientes, correntes e ondas) e também, períodos variáveis de exposição ao ar (temperaturas extremas, dessecação, vento e chuva). Desta forma, os processos biológicos que acontecem nestes ambientes também estão relacionados aos 4 níveis de maré apresentados na Figura 2 (WIDDOWS & BRINSLEY, 2002).

⁴ ISA: Índice de Sensibilidade Ambiental da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), na escala de 1 (baixa) até 10 (alta sensibilidade).

Todo este conjunto de fenômenos físicos, sedimentares e biológicos, mostra que as planícies de marés não podem ser estudadas como unidades isoladas. A transferência dos volumes de água e os processos laterais de carga e deposição de partículas são relevantes nas inter-relações com áreas adjacentes como as de submaré (canais) e supramaré (pântanos e manguezais). Portanto, estas regiões devem ser consideradas em um contexto maior, a partir da identificação da sua presença e influência no sistema estuarino, bem como das forças físicas que nela atuam.

DALRYMPLE *et al.* (1992, *apud* DYER, 1997) apresentam a classificação dos diferentes tipos de costas em função da intensidade das forças que atuam no sistema: descarga fluvial, ondas e marés (Figura 4). As planícies de maré são mostradas como tipo de costas de acreção dominadas pelo efeito das marés. Com base na recompilação de dados de EISMA (1998) e a classificação de planícies de marés sugerida por DYER *et al.* (2000), pode-se quantificar a participação das forças mencionadas anteriormente.

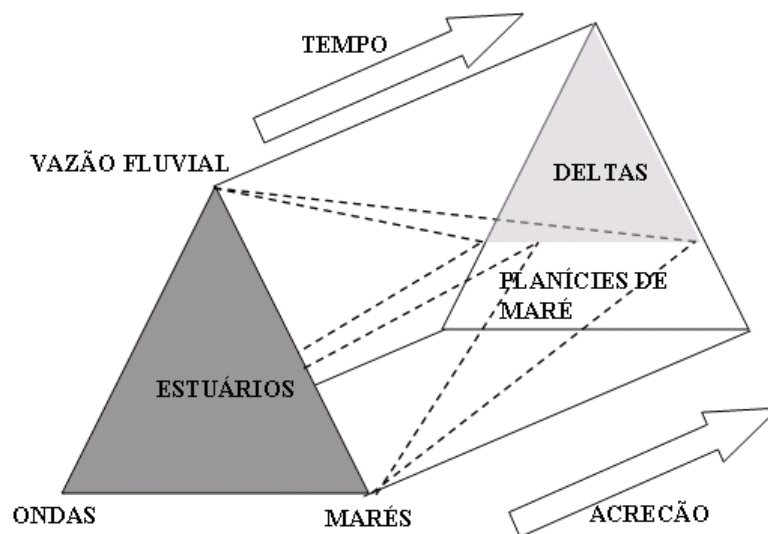


Figura 4. Esquema da classificação das costas em função das diferentes forças (modificado de CHANG & FLEMMING, 2006).

EISMA (1998) apresenta uma recompilação de dados em diferentes costas do mundo (BIRD & SCHWAARTZ, 1985 *apud* EISMA, 1998). Dos 86 locais citados, 71 % correspondem a regiões de meso/macromaré (entre 2 e 6 m) e 29 % a micromaré (< 2 m). No que se refere ao regime de marés, 60.5 % correspondem ao regime semidiurno, 37 % ao misto e só 2.5 % ao diurno. O regime de maré determina a duração do período de exposição entre marés e diferenças nesta duração, afetam o grau de consolidação dos sedimentos, a distribuição dos organismos vivos e a intensidade das

correntes, como apresentado na Figura 2. Nesta pesquisa também é mostrado que a maioria (73 %) das planícies é encontrada em áreas abrigadas à influência de ondas, como estuários e baías. Nenhum dos 86 locais citados localiza-se à montante de estuários, estando submetidos assim à influência fluvial.

Posteriormente, na classificação proposta por DYER *et al.* (2000) foram considerados 18 locais com presença de planícies de marés, estando tal classificação restrita a áreas costeiras, mais especificamente à costa noroeste da Europa. O primeiro parâmetro considerado na classificação refere-se à altura de marés, onde 22 % das áreas correspondem à meso (entre 2 e 4 m), 61 % à macro (entre 4 e 6 m) e 17 % à hipermaré (> 6m). Segundo o grau de exposição, 22 % correspondem à áreas expostas e 78 % à protegidas. Finalmente, 54 % são de baixa (< 0.04) e 46 % de alta declividade (> 0.04).

Assim, torna-se evidente o pouco conhecimento acerca de planícies de maré à montante de estuários, onde a influência fluvial se manifesta. Embora a vazão fluvial não seja o principal agente na formação destas áreas (Figura 4), é um dos mecanismos de aporte de sedimentos e gerador de mudanças na hidrodinâmica (níveis e correntes). Como se observa também na Figura 2, no perfil são desconsideradas as modificações dos níveis de maré principais devido ao aporte fluvial. DELOFFRE *et al.* (2005) atribuem esta falta de conhecimento ao baixo número de estuários de meso/macromaré com grande (centenas de km) excursão da maré, onde a influência fluvial seria importante.

O estuário inferior do rio Amazonas pode ser inserido dentro desse grupo, como um ambiente de meso/macromaré, com evidências da propagação da maré até aproximadamente 800 km da foz (GALLO & VINZON, 2005). Sendo assim, e respondendo ao objetivo geral de caracterizar o escoamento nas planícies de maré no trecho final do canal Norte do rio Amazonas, os objetivos específicos desta tese são:

- A. Identificar e caracterizar geométrica e geomorfologicamente as planícies de maré no trecho final do Canal Norte do rio Amazonas;
- B. Contribuir para o entendimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas com planícies de marés, em um ambiente de mesomaré e submetido à grande influência fluvial pelo aporte do rio Amazonas;

- C. Caracterizar o escoamento nas planícies de maré numa escala local, em função das principais forçantes: maré e vazão fluvial;
- D. Identificar as principais alterações na hidrodinâmica de planícies de maré decorrentes de diferenças na sua localização dentro do estuário e conseqüentemente o papel de cada forçante no processo de alagamento/secamento;
- E. Avaliar a influência da presença das planícies de marés no estuário do rio Amazonas, no âmbito da hidrodinâmica regional no que se refere ao escoamento do canal principal;
- F. Contribuir, através da análise da hidrodinâmica das planícies de maré, para o estudo de o transporte sedimentar e a participação das planícies no balanço global de sedimentos.

No Capítulo 2 desta tese é feito um resumo do conhecimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas com a presença de planícies de maré, destacando as forçantes envolvidas nos processos, assimetrias da maré e sua influência nos processos sedimentares.

Para responder aos objetivos do trabalho foi proposta uma metodologia que consiste no emprego conjunto de três ferramentas onde cada fase do trabalho complementa a seguinte. A primeira fase consiste na identificação, mapeamento, delimitação e caracterização dos parâmetros geométricos das principais áreas alagadas pelas marés, através do uso de imagens de satélite. Logo, através da combinação de imagens de satélite e um modelo numérico configurado e calibrado para o estuário do rio Amazonas, foi obtida a batimetria das planícies de maré. Com estas informações foi configurado um modelo mais refinado, considerando o alagamento e secamento decorrente da excursão da maré nas planícies. Foram ainda definidas estrategicamente duas áreas pilotos para a realização de trabalhos de campo, visando avaliar os resultados obtidos tanto das imagens de satélites quanto da modelagem, e principalmente o estudo detalhado da hidrodinâmica local, sendo coletados dados de níveis d'água e correntes. No Capítulo 3 da tese é realizada a descrição detalhada das ferramentas utilizadas.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos nos capítulos subsequentes. No Capítulo 4 é mostrada a caracterização física e geométrica das planícies de maré no canal Norte do rio Amazonas. O Capítulo 5 apresenta a hidrodinâmica das planícies de maré numa escala local, obtida de medições *in situ*, visando caracterizar o escoamento nas áreas estudadas. No Capítulo 6 mostra-se a simulação do processo de alagamento/secamento através da implementação do modelo e são discutidos os resultados da modelagem numérica avaliando o efeito da presença das planícies de maré na hidrodinâmica estuarina e a influência da vazão fluvial no escoamento destas áreas.

No Capítulo 7 são apresentadas as principais conclusões do estudo.

2. ASPECTOS GERAIS SOBRE A HIDRODINÂMICA DE PLANÍCIES DE MARÉ

As planícies de marés tem sido foco de diversos estudos geomorfológicos, estratigráficos e sedimentológicos. Nos últimos 10 anos têm surgido vários trabalhos, sendo que a maioria deles, como já foi mencionado no capítulo anterior, dá atenção a regiões costeiras e não consideram o trecho à montante de estuários. A maior parte desses trabalhos, que apresentam medições *in situ*, refere-se aos efeitos da hidrodinâmica nas mudanças morfológicas, no transporte e na distribuição espacial dos sedimentos. PERILLO *et al.* (1993) e LeHIR *et al.* (2000) constituem as principais referências no que se refere à circulação e hidrodinâmica sobre as planícies: o primeiro discute aspectos relativos aos padrões de circulação e o segundo identifica as principais forçantes.

A modelagem numérica tem sido também usada em diversos trabalhos para identificar feições específicas na hidrodinâmica estuarina, como mudanças na assimetria da onda de maré decorrente da presença de áreas alagadas em áreas estuarinas, como planícies de maré (FORTUNATO *et al.*, 1999) e áreas de manguezal (MAZDA *et al.*, 1995; WU *et al.*, 2001; RIGO, 2004; HUANG *et al.*, 2008).

Segundo EISMA (1998) e LeHIR *et al.* (2000) nas planícies podem ser consideradas três forçantes físicas principais: marés, ventos e ondas. Outros efeitos tais como a chuva e o efeito de drenagem — através do surgimento da água intersticial da camada superior de sedimentos na fase de secamento (BASSOULLET *et al.*, 2000; WHITEHOUSE *et al.*, 2000), processos naturais devidos à biota (bioturbação, WIDDOWS & BRINSLEY, 2002), e também a influência do homem através da construção de muros ou diques (LEE *et al.*, 1999) e ondas geradas por embarcações (VERNEY *et al.*, 2007), afetam os processos físicos mencionados anteriormente, e parecem difíceis de ser quantificados. Verifica-se o efeito da estratificação naquelas planícies conectadas com áreas estuarinas com aporte de água doce além de grandes variações temporais de temperatura na superfície da planície exposta ao sol (GUARINI *et al.*, 1997, *apud* LeHIR, 2000).

A maré, agente responsável pelo alagamento e secamento das planícies, se constitui no processo físico mais importante e é quem determina a existência destas

regiões. Enquanto a propagação da maré em canais apresenta um padrão retilíneo e reversível, nas planícies de marés, os vetores de velocidades apresentariam um padrão circular no decorrer de um ciclo completo (PERILLO *et al.*, 1993).

Em geral, as magnitudes das correntes sobre as planícies são menores que as encontradas nos canais, razão pela qual estas áreas podem ser consideradas como áreas de acumulação. As correntes de marés podem ser separadas em uma componente transversal responsável pelo alagamento e secamento da planície, e outra componente longitudinal devida à circulação estuarina e relacionada ao escoamento no canal principal (LeHIR *et al.*, 2000).

Segundo FRIEDRICHS & AUBREY (1996 *apud* LeHIR *et al.*, 2000) a magnitude da componente transversal depende principalmente da largura da planície (geometria), que resulta da relação entre a altura total de maré (R) e a declividade do perfil (β), considerada constante. Essa magnitude pode ser estimada considerando a conservação de volume enquanto o nível de maré sobe e desce na planície. Quando o nível d'água está subindo, o frente da onda de maré move-se na direção *on-shore* uma determinada distância (L) determinada pela declividade da planície. O volume adicional de água, que passa por um plano paralelo à costa, depende então do aumento do nível d'água (η) multiplicado pela distância percorrida. Assim, a velocidade do frente da onda pode ser escrita como:

$$u(x,t) = \frac{L}{z(x)} \frac{d\eta}{dt} \quad (1)$$

onde $z(x)$ representa o desnível de altitude na planície. Logo, a relação L/z é a declividade da planície (considerada constante). Supondo uma variação senoidal do nível d'água para uma onda de período T , a sua derivada no tempo é expressa como:

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{\pi R}{T} \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2)$$

Substituindo a taxa de mudança do nível d'água na equação (1), a máxima velocidade transversal na planície ($\cos = 1$) é expressa como:

$$u_{\max} = \frac{\pi R}{\beta T} \quad (3)$$

Quando se trata de marés em regiões costeiras e estuarinas, principalmente no que se refere a sua propagação, um assunto que tem que ser considerado é a assimetria (de níveis e velocidades). A assimetria de uma onda de maré aparece na análise harmônica a partir do surgimento de sobre-harmônicos da componente principal (BOON & BYRNE, 1981). Geralmente, uma medida da distorção não linear é apresentada pela relação de amplitudes e fases entre o harmônico principal M_2 (semidiurno) e seu mais significativo harmônico de águas rasas, o M_4 (quartidiurno). Quanto maior a amplitude de M_4 em relação a M_2 , maior será a distorção da onda de maré. A relação de fase (do nível d'água), $2GM_2 - GM_4$ ⁵, leva às seguintes situações de dominância da maré (Figura 5): de 0° a 180° , assimetria positiva (tempo de subida menor ao de descida), e de 180° a 360° , assimetria negativa (tempo de descida menor ao de subida). Analogamente podem ser obtidas relações de fase entre as velocidades: de -90° a 90° é enchente dominante e de 90° a 270° é vazante dominante (SPEER *et al.*, 1991).

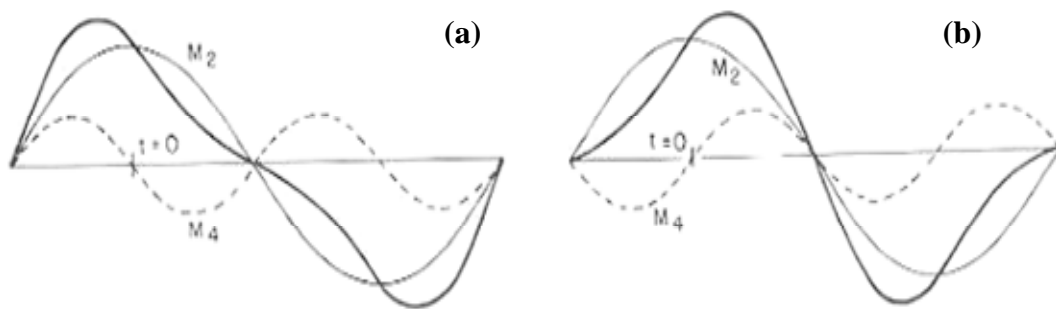


Figura 5. Distorções de uma onda de maré semidiurna, (a) onda com assimetria positiva e (b) onda com assimetria negativa, modificado de PUGH (1987).

PARKER (1991) discute quatro fontes principais de não linearidades responsáveis pela presença de sobre-harmônicos (e consequentemente assimetrias), através de um estudo numérico 1D num canal com profundidade e largura variável. Essas 4 fontes podem ser identificadas em três termos das duas equações que governam a hidrodinâmica em corpos d'água:

- equação de conservação de volume:

$$\frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)u] = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4)$$

⁵ G indica a fase (em graus) de cada componente de maré.

- equação de quantidade de movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{C^2(h + \eta)} u |u| \quad (5)$$

Na primeira equação, a não linearidade encontra-se na variação conjunta do nível d'água e velocidade no canal ($\frac{\partial}{\partial x}(\eta u)$). Na segunda equação existe uma não linearidade nos termos advectivos ($u \frac{\partial u}{\partial x}$) e duas no termo de atrito ($\frac{g}{C^2(h + \eta)} u |u|$), uma pela expressão ser quadrática na variável velocidade e outra pela variação do nível d'água.

Outra não linearidade, não considerada no trabalho de PARKER (1991) e importante em águas rasas, está presente no coeficiente de Chézy (C), se consideramos este coeficiente variável no tempo e no espaço, dependendo diretamente da amplitude da rugosidade do fundo, $\varepsilon(x,y)$, e da altura total da coluna d'água, $H(x,y,t)$:

$$C = 18 \log_{10} \left(\frac{6H}{\varepsilon} \right) \quad (6)$$

$$H(x, y, t) = h(x, y) + \eta(x, y, t) \quad (7)$$

GALLO & VINZON (2005) também mostraram como a inclusão de uma corrente permanente, devido à vazão fluvial, contribui para a geração de harmônicos de águas rasas no termo de atrito.

Trabalhos que sucederam ao de PARKER (1991), classificam o fenômeno da propagação conforme dois aspectos no que se refere à importância relativa dos termos nas equações governantes: a dissipação (intensidade relativa entre o termo de atrito e os termos advectivos na equação de quantidade de movimento) e a convergência (variação dos parâmetros geométricos na equação de conservação de massa).

Em estuários pouco dissipativos, a taxa espacial de crescimento/decaimento da maré depende fortemente do grau de convergência do canal (JAY, 1991). No caso de estuários com alto grau de convergência aparece uma tendência de dominância de vazante devido a não linearidade dos termos advectivos (LANZONI & SEMINARA, 1998).

Em regiões de meso e macromaré, de forma geral, os estuários são altamente dissipativos, principalmente devido à relação das grandes amplitudes de maré com as baixas profundidades encontradas na foz. Segundo LeBLOND (1978), em estuários rasos o balanço de quantidade de movimento é dado entre as forças geradas pelo gradiente de pressão e atrito no fundo, sendo desprezíveis os termos advectivos. Logo, o termo não linear do atrito causa um efeito maior nas baixa-mares que nas preamares. Assim, a enchente propaga-se mais rapidamente e, conseqüentemente, é mais curta que a vazante, levando a dominância de enchente (DRONKERS, 1986).

As variações de níveis em regiões de meso e macromaré podem gerar grandes planícies de maré nos contornos estuarinos. O volume armazenado entre as marés extremas (baixa-mares, LW, e preamares, HW) nessas áreas pode fazer com que a dominância de enchente (típica de estuários com grande dissipação de energia) mude para a dominância de vazante (SHETYE & GOUVEIA, 1992). Na literatura existem vários exemplos mostrando a dominância de vazante no canal principal cercado por áreas alagadas, através da análise de dados *in situ* e resultados de modelagem. Alguns trabalhos apresentam a influência das planícies de maré (SPEER & AUBREY, 1985; FORTUNATO *et al.*, 1999; BLANTON *et al.*, 2002; KANG & JUN, 2003) e outros de grandes áreas com manguezais (MAZDA *et al.*, 1995; WU *et al.*, 2001, RIGO, 2004; HUANG *et al.*, 2008) na assimetria do canal principal.

Ambientes com vastas planícies de marés experimentam significativas mudanças na profundidade (devido às meso ou macromarés) e conseqüentemente na sua morfologia, sendo estas as principais causas da distorção não linear. Mudanças na morfologia do canal principal, cercado por estas áreas (Figura 6), podem ser quantificadas através de parâmetros (BLANTON *et al.*, 2002) que descrevem a relação entre a geometria (variações na área superficial) em função da maré (mudanças dos níveis d'água). Dois parâmetros podem ser empregados para avaliar a influência das planícies nesses casos:

a/h = a parametrização do atrito através da relação entre a amplitude da maré (a) e a profundidade (h) do canal.

V_i/V_c = a relação do volume armazenado entre as marés extremas (HW e LW), V_i , com o volume do canal (abaixo do nível médio), V_c .

FRIEDRICHS & MADSEN (1992) formularam uma função γ que expressa a importância relativa desses parâmetros geométricos na assimetria da maré. Através de um estudo analítico 1D das equações (4) e (5) os autores aproximaram a elevação da maré no tempo por uma equação difusiva não linear. Aproximações analíticas para esta equação resultam em componentes harmônicas de segunda ordem relacionadas com a assimetria da onda. Essas componentes são governadas pela função γ , que é a diferença entre as mudanças da profundidade do canal e as variações na largura:

$$\gamma = \frac{5}{3} \frac{a}{h} - \frac{\Delta B}{B_c} \quad (8)$$

onde, ΔB indica mudanças na largura do canal (B_c) ao longo do ciclo da maré, o que é uma parametrização da relação de volumes V_i/V_c . Valores de $\gamma > 0$ indicam dominância de enchente e $\gamma < 0$, de vazante. Esta equação mostra também que a assimetria da onda seria mais sensível a mudanças na profundidade do canal que ao armazenamento nas planícies de maré.

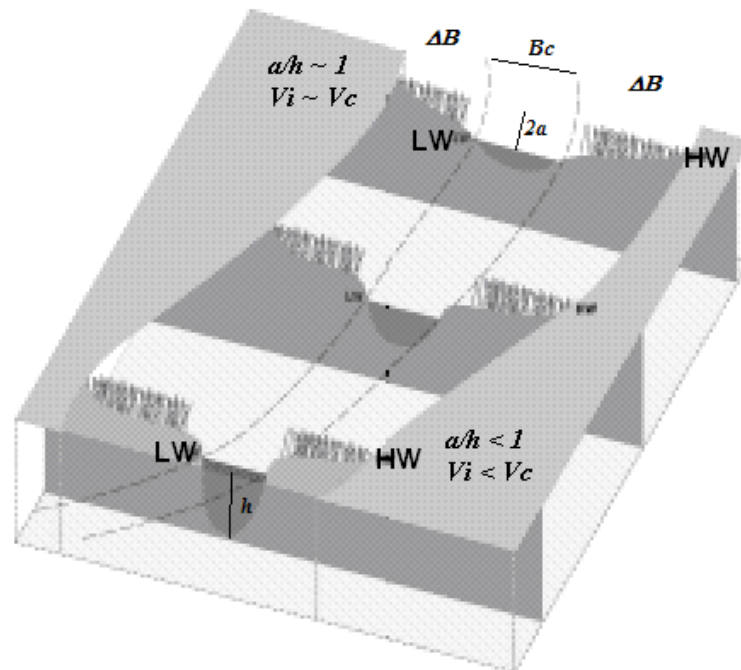


Figura 6. Esquema teórico de canal principal e planícies de maré, modificado de BLANTON *et al.*, 2002. São indicadas as mudanças verticais (a/h) e superficiais (V_i/V_c).

Grandes amplitudes de maré em áreas rasas ($a/h > 1$) seriam responsáveis pela formação de assimetrias positivas. Se considerarmos que a maré pode propagar-se como

uma onda de águas rasas, com celeridade $c = \sqrt{gH}$ e devido a profundidade total variar ao longo do ciclo da maré (maior na crista do que na cava), a crista da onda tende a mover-se mais rápido que a cava. Então, a crista da maré aproxima-se da cava, resultando em uma enchente mais curta que a vazante, e correntes maiores durante a enchente devido à conservação de massa.

Por outro lado, estuários com a presença de extensas áreas alagáveis nos contornos ($\Delta B/B_c \sim 1$), apresentariam dominância de vazante, ou seja, a enchente mais longa que a vazante, e pela conservação de massa as maiores correntes são geradas nesta última fase da maré. Baixas velocidades nas extensas planícies de maré fazem com que a maré alta propague-se mais lentamente do que a maré baixa. Na maré baixa, as planícies encontram-se secas, possibilitando uma troca de água mais rápida. Assim, a vazante é relativamente mais curta e as correntes são maiores durante este período.

As assimetrias da onda de maré são relevantes para o transporte residual de sedimentos (DRONKERS, 1986). A assimetria descrita para o canal principal vai trazer como consequência uma diferença entre os picos das máximas velocidades de enchente e vazante nas planícies, que afeta principalmente o transporte de material mais grosso. Além disto, podem ser distinguidos outros tipos de assimetrias, relacionadas com os períodos de secamento, diminuição das correntes em direção às margens, e devidas a variações ao longo do ciclo de maré em termos de fase entre os picos de velocidade e nível d'água. Estas assimetrias, que podemos chamar de intrínsecas da planície de maré influenciam particularmente no transporte de sedimentos finos (LeHIR *et al.*, 2000).

A diminuição das profundidades e das correntes de maré na direção *on-shore*, vai ter como consequência a deposição na parte superior da planície das partículas que chegam durante o processo de alagamento, gerando perfis típicos de sedimentação com forma convexa (PRITCHARD *et al.*, 2002). A subsequente ressuspensão de sedimentos depositados requer velocidades de vazante maiores a certo limite (velocidade mínima de erosão), que só seria superado em locais com correntes com dominância de vazante. Estes processos são conhecidos na literatura como efeitos de defasagem entre a erosão e sedimentação⁶, e estão esquematizados na Figura 7 (POSTMA, 1961).

⁶ Tradução em português para o termo em inglês *settling and scour lag effect*.

Esta teoria é baseada no movimento de uma massa de água imaginária durante seu deslocamento no ciclo de maré. Cada uma das curvas mostradas na Figura 7 corresponde às velocidades de diferentes massas d'água que se movem com as marés em cada ponto ao longo de uma secção (desde o canal até a margem). É suposto que a velocidade média em cada ponto é a mesma nos períodos de enchente e vazante, mais as velocidades diminuem na direção da margem. Uma partícula de sedimento que é posta em suspensão no ponto B por uma corrente de enchente BB' é transportada até o ponto C, onde a velocidade CC' iguala a BB'. A partícula seria transportada além do ponto C por dois motivos. Primeiro, a velocidade necessária para pôr a partícula em suspensão é maior que à velocidade necessária para manter a partícula em suspensão (*scour lag*). Em segundo lugar, após a magnitude da velocidade diminuir abaixo do CC', a partícula permanece ainda em suspensão algum tempo antes de atingir o fundo (*settling lag*). Como resultado, a partícula atingiria o fundo na posição D. A massa d'água continua sua trajetória no sentido da margem até o ponto E e depois, retorna no período de vazante. Quando ela encontra novamente o ponto D, não é capaz de colocar a partícula em suspensão, uma vez que a velocidade de vazante DD' é menor que BB'. Outra massa d'água, proveniente do ponto F, localizado à montante do ponto E, e com velocidade DD'' igual a BB', conseguiria transportar a partícula. No final da vazante a partícula seria depositada no ponto G. Assim, durante um ciclo de maré a partícula foi deslocada na direção da margem uma distância BG. A próxima maré vai provocar um novo deslocamento para o interior da planície.

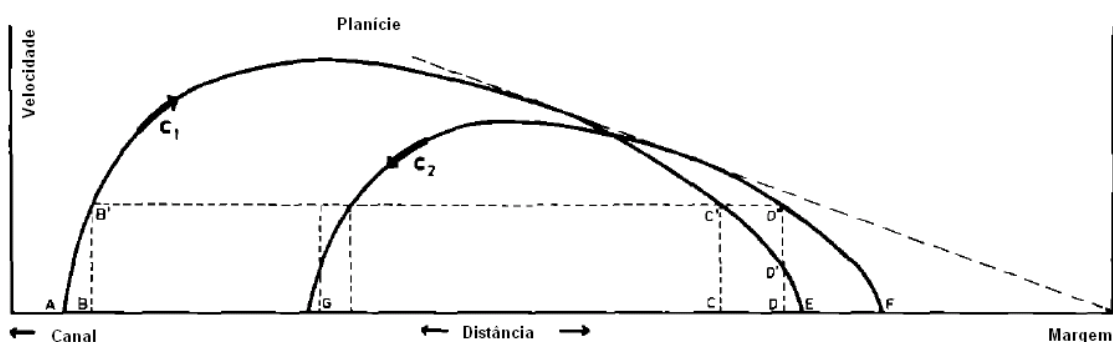


Figura 7. Esquema da teoria do *settling and scour lag effects* numa planície de maré (modificado de POSTMA, 1961), mostrando as curvas de distância-velocidade das massas de água que se movimentam do canal até a margem (enchente e vazante). O deslocamento *on-shore* das partículas de sedimentos em suspensão é mostrado.

A exposição das planícies, após o final da vazante, favorece a consolidação de sedimentos depositados, reforçando este processo de acumulação.

Outro tipo de assimetria, intrínseca das planícies, é observado na forma dos registros das séries de correntes, cujos máximos (enchente e vazante) são deslocados de forma desiguais em relação à estofas de baixa-mar⁷ e de preamar⁸ (Figura 8). A explicação para esse deslocamento dos tempos de máximas velocidades encontra-se na morfologia do canal e suas áreas alagadas adjacentes (DRONKERS, 1986). Se na equação (1) a distancia L se faz igual à distância transversal total percorrida pela maré ao longo de um ciclo, ou seja, a largura total da planície (ΔB), o desnível de altitude na planície (z) é igual a $R = 2a$. Logo, a equação (1) resulta em:

$$u(x,t)R = \Delta B \frac{d\eta}{dt} \quad (9)$$

Quando mudanças na seção transversal do canal (parametrizadas por R) são muito menores às mudanças na área superficial (grandes áreas de armazenamento, ΔB), as máximas correntes acontecem próximas às preamares (HWS, menores $d\eta/dt$). No caso oposto (pouco armazenamento), as máximas correntes são deslocadas próximas às baixa-mares (LWS, maiores $d\eta/dt$).

Também deve ser considerado o instante temporal em que a área é alagada/drenada durante o ciclo de maré. Quando a maré entra nas planícies logo depois do LWS, a rápida taxa de aumento do nível diminui abruptamente enquanto o nível d'água no canal permanece estável. Como resultado, um forte gradiente de pressão, em direção à margem, acelera o fluxo nos primeiros instantes após o LWS. Uma vez que a planície é totalmente coberta, o gradiente de pressão diminui e as correntes diminuem próximas da estofa de preamar (HWS). O processo reverte-se quando as planícies são descobertas, com um lento aumento do gradiente de pressão em direção ao canal e das velocidades de vazante, que atingem seu máximo valor perto do LWS. O oposto acontece quando as planícies são alagadas próximas à preamar (HW). As máximas correntes de enchente e vazante acontecem próximas da estofa de preamar (HWS). Exemplos de séries de correntes nos dois tipos de canais têm sido reportados na literatura (DRONKERS, 1986; BLANTON *et al.*, 2002; HUANG *et al.*, 2008).

⁷ Estofa de baixa-mar (LWS – *low water slack*).

⁸ Estofa de preamar (HWS – *high water slack*).

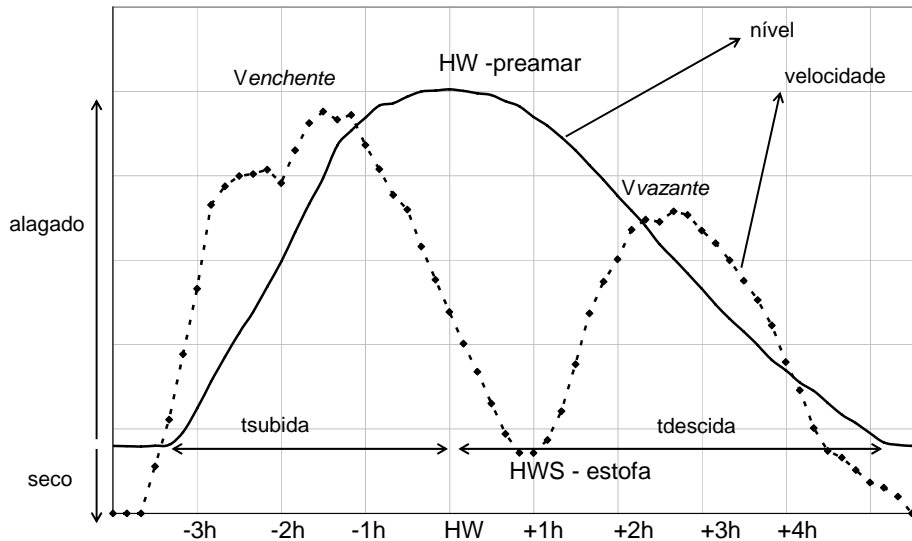


Figura 8. Exemplo de registros de nível (linha cheia) e velocidade (linha tracejada) ao longo de um ciclo numa planície de maré.

Os deslocamentos dos picos de correntes de enchente e vazante nas planícies podem modificar a forma do registro de correntes no canal, nas proximidades da área alagada. Como consequência é observada a presença de picos duplos de velocidades (na enchente ou na vazante) no canal com áreas de manguezais (BAYLISS-SMITH *et al.*, 1979; BRYCE *et al.*, 2003) e baías contornadas por planícies de maré (DRONKERS, 1986; BYUN & CHO, 2006). MAZDA *et al.* (1995) apontam que esse fenômeno é explicado por uma relação de fases (devida à possibilidade de horários diferentes dos picos) entre as correntes no canal e na planície. Logo, a velocidade num canal pode ser modelada como a soma de duas parcelas (Figura 9), uma correspondente ao escoamento provocado pela maré num canal sem planícies (simétrica) e outra, uma onda assimétrica devida à troca de fluxo entre o canal e a planície. Assim, a corrente no canal (com planícies) é governada por uma relação de fase devido a horários diferentes dos picos das duas parcelas mencionadas, é por uma relação de amplitudes pelas diferentes magnitudes dos picos de enchente e vazante de velocidade na planície.

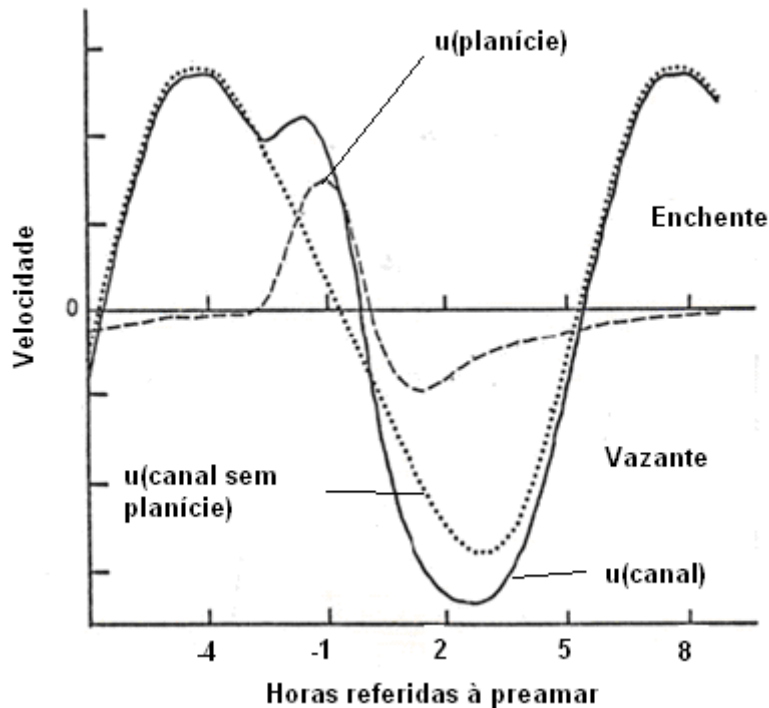


Figura 9. Exemplo do registro de velocidades num canal de manguezal, modificado de MAZDA *et al.* (1995). A curva de velocidades resulta da composição de duas parcelas, correspondentes a velocidade num canal sem planície e a velocidade na planície (ou manguezal). Devido a que os manguezais são alagados acima do nível médio, na curva de velocidade da área alagada ($u(planície)$) se observa a presença dos picos de enchente e vazante próximos à preamar.

Outras forçantes como ventos e ondas podem modificar a hidrodinâmica em planícies de maré, dominadas pelas marés. A circulação devida a ventos pode gerar variações de níveis numa escala de tempo maior que as variações devidas à maré astronômica. Estas flutuações de níveis de longo período podem ocasionar padrões de circulação e modular as variações semidiurnas, afetando assim os tempos de alagamento/secamento e o padrão local de escoamento, resultando em mudanças na assimetria segundo a direção do vento (LeHIR *et al.*, 2000). Estas áreas também podem sofrer a ação de ondas, tanto de ondas se propagando de regiões remotas (*swells*) ou de ondas curtas geradas pelo vento local (KIM, 2003). O efeito das ondas, nos níveis e correntes, é de uma escala de tempo menor (da ordem de segundos) que as variações devidas à maré.

O efeito da vazão ou aporte fluvial sobre o escoamento nas planícies constitui outro aspecto a ser analisado. A influência da vazão fluvial no escoamento nas planícies de maré é um assunto praticamente ausente na bibliografia. DELOFFRE *et al.* (2005) apresentam os processos sedimentares que acontecem numa planície em Oissel, a

montante do rio Sena (França). Neste local foi observado que durante o período de seca, os níveis d'água e os tempos de alagamento e secamento são controlados pelas marés, simétrica nos níveis. A planície é erodida durante a maré de enchente e submetida à sedimentação durante a vazante, predominando o processo erosivo ao longo do ciclo de maré. Já durante a cheia, a vazão fluvial modifica a forma da onda de maré, gerando uma assimetria de enchente, permanecendo a planície totalmente alagada durante o ciclo. Nestas condições, a duração do período de vazante é quase o dobro do período da enchente, favorecendo então a deposição, que ocorre durante a vazante. Foi assim observada uma sedimentação residual ao longo do ciclo semidiurno e o constante incremento do fundo da planície na época de cheia. No caso das planícies estudadas neste trabalho, a sazonalidade fluvial impõe mudanças significativas no nível médio e na extensão da propagação da maré, aspectos que vão ter implicações significativas na hidrodinâmica das planícies de maré.

3. METODOLOGIA

Na Figura 10 é mostrado o estuário do rio Amazonas e um detalhe da área em estudo (retângulo), que compreende o trecho final do canal Norte do rio Amazonas, cerca de 50 km à montante da cidade de Macapá (AP), até a foz do estuário. Este trecho pode ser dividido em dois segmentos: o estuário inferior, caracterizado por extensas planícies de maré, bancos submersos (como o de Santa Rosa localizado na boca do estuário) e rede de canais, e o estuário superior, com um canal profundo de 20 m de profundidade média, 20 km de largura e planícies de menor extensão no seu contorno.

A metodologia empregada neste trabalho utiliza três ferramentas: sensoriamento remoto, modelagem numérica e trabalhos de campos, em diversas fases e onde cada fase do trabalho complementa a seguinte, para atingir os objetivos propostos. A primeira fase consiste na identificação, mapeamento, delimitação e caracterização dos parâmetros geométricos das principais áreas alagadas pelas marés. Para isto foi empregado o sensoriamento remoto, através do tratamento de imagens de satélite. Em seguida foi utilizada a modelagem numérica regional no estuário do rio Amazonas (malha preta na Figura 10), visando à obtenção da batimetria das planícies de maré. Com estas informações foi configurado um modelo refinado para o trecho em estudo (malha vermelha na Figura 10), considerando o alagamento e secamento decorrente da excursão da maré nas planícies. Uma tarefa adicional foi à escolha de duas áreas pilotos: a orla da cidade de Macapá (AP) e o arquipélago de Bailique (AP), onde foram realizadas medições *in situ*. A realização dos trabalhos de campo visou o estudo detalhado da hidrodinâmica local e a avaliação dos resultados obtidos nas fases anteriores (imagens de satélites e modelagem numérica).

A opção de trabalhar com modelagem numérica e imagens de satélite se deve basicamente à complexidade da região, com fortes mudanças de geometria e a grande extensão. Também, a escolha de áreas pilotos, representativas dos dois segmentos do estuário estudado, foi de fundamental importância. Nas planícies de maré existem vários aspectos práticos que dificultam a realização de trabalhos de campo, como a dificuldade de acesso, possibilidade de vandalismo, as grandes dimensões e a alternância de períodos de alagamento e de exposição ao ar, o que dificulta as medições em vários locais. Essas dificuldades fazem com que a maioria dos trabalhos presentes na bibliografia e que empregam modelos de alagamento/secamento em planícies de maré

possuem um problema em comum, que é a falta de medições de campo para sua calibração e verificação.

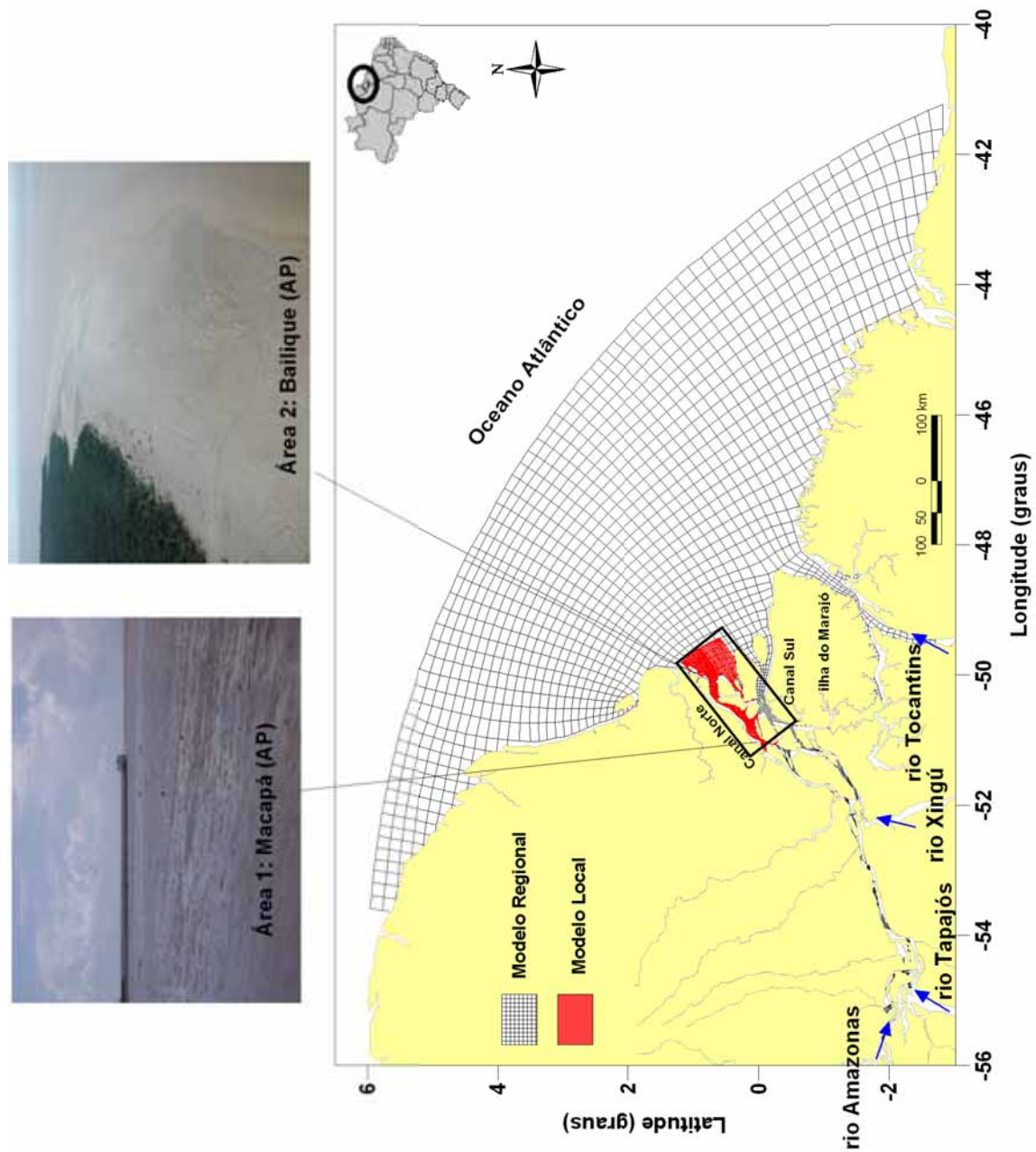


Figura 10. Foz do rio Amazonas, áreas pilotos, malhas numéricas dos modelos empregados e detalhe do trecho em estudo (retângulo preto). Áreas piloto selecionadas: Área 1, orla da cidade de Macapá (~ 150 km à montante da foz), e Área 2, arquipélago do Bailique (localizado na foz). Malha numérica do modelo regional (indicada em preto), contorno aberto e entradas fluviais: rio Amazonas, rio Tapajós, rio Xingú e rio Tocantins. Em vermelho está destacada a malha do modelo local (aninhado ao regional), considerando as planícies de maré.

3.1. Mapeamento e delimitação das planícies de maré

Para o desenvolvimento desta fase foram utilizadas imagens ou cenas do satélite CBERS-2 (*China-Brazilian Earth Resources Satellite*) do módulo de alta resolução CCD (*Charge-Coupled Devices*) (Tabela 1). Na escolha do tipo de imagens, além da gratuidade, foi considerada a adequada resolução espacial (20 x 20 m), espectral (5 bandas) e temporal (26 dias).

Tabela 1. Principais características dos instrumentos da série CBERS (INPE, 2006a)

Banda	INTERVALO DE FREQUÊNCIA (μm)		
	CCD	IR-MSS	WFI
1	0,45 - 0,52	0,50 - 1,10	0,63 - 0,69
2	0,52 - 0,59	1,55 - 1,75	0,76 - 0,90
3	0,63 - 0,69	2,08 - 2,35	-
4	0,77 - 0,89	10,40 - 12,50	-
5	0,51 - 0,73	-	-
Resolução espacial (m)	20	80 - 160	260
Resolução temporal (dias)	3 - 26	26	3 - 5
Largura da cena (km)	113	120	890

No trabalho foram empregadas 34 cenas das órbitas-ponto 164-99, 163-99, 164-100, 163-100 (Figura 11), que abrangem o trecho em estudo. As imagens foram coletadas para o período 2004-2005 através do site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) (INPE, 2006a). No ANEXO 1 (Tabela 18) estão listadas as imagens empregadas.

Na delimitação das planícies de maré foi utilizada a banda CCD-XS4 correspondente ao infravermelho próximo (0.77 – 0.89 μm). Esta banda é geralmente empregada para o delineamento de corpos costeiros (CAMPBELL, 1987; MANAVALAN *et al.*, 1993) e já foi aplicada em vários trabalhos para a identificação de planícies de maré (LONG & SKEWES, 1996; CHEN & RAU, 1998; LOHANI & MASON, 1999; LEE *et al.*, 2001; RYU *et al.*, 2002; LEE & KIM, 2004). Na região do infravermelho próximo e médio (0.76 – 1.75 μm), tanto a vegetação quanto os solos apresentam refletâncias (ou DN, *digital number*) altas, enquanto que para a água é praticamente zero, resultando *pixels* de cor escura devida à alta absorção de energia. Na Figura 12 são mostrados, como exemplo, os histogramas típicos nas planícies de maré

Antes da extração da linha de costa, as imagens selecionadas foram submetidas a um aumento de contraste para realçar as diferenças entre água e terra e assim, facilitar a tarefa de digitalização. Para isso foi usada a função aumento linear de contraste do software SPRINGv4.2 (Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas, INPE, 2006b) entre dois limites de valor de DN obtidas da análise dos histogramas das imagens estudadas, empregando valores médios de 50 (separação entre solo e água, limite inferior) e 174 (limite superior). Na Figura 13 é mostrado um exemplo do tratamento das imagens, onde no resultado se observa o contraste entre a planície ainda úmida e o corpo d'água adjacente. A terra seca e a vegetação aparecem em tons bem mais claros.

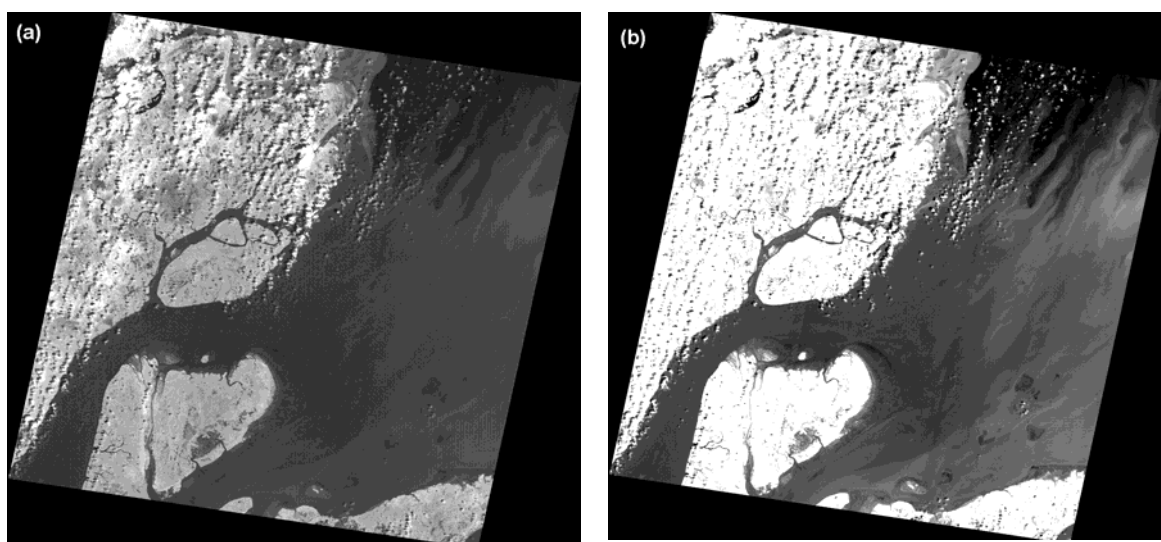


Figura 13. Exemplo de tratamento das imagens para a cena 163/99 correspondente a 26/01/2004 (maré baixa): (a) imagem bruta e (b) imagem tratada com aumento lineal de contraste.

A batimetria das planícies de maré (x, y, z) foi construída a partir da combinação das séries de linhas de costa acumuladas (x, y, t), digitalizadas das imagens para cada data, e as séries de níveis ou altitudes (t, η), obtidas a partir dos resultados da modelagem hidrodinâmica. Este processo, mostrado esquematicamente na Figura 14, é chamado de método da linha d'água⁹ (MASON *et al.*, 1997; RYU *et al.*, 2002; LEE *et al.*, 2004; GRATIOT *et al.*, 2005), já que o nível da maré é empregado como um “altímetro” para a determinação da batimetria nas planícies ($z = \eta$). Como mostrado na Figura 14, foram empregadas as saídas do modelo regional (apresentado no item 3.2)

⁹ Tradução em português para o termo em inglês *waterline method*.

para indicar a altitude, na data correspondente à imagem, de cada ponto da linha de costa digitalizado.

Com as informações extraídas das linhas de costas digitalizadas para as situações extremas (preamar e baixa-mar), procurou-se caracterizar as planícies em estudo através de sua largura, extensão, orientação e área. Logo, com os dados de geometria e batimetria das planícies de maré foi configurado o modelo local refinado.

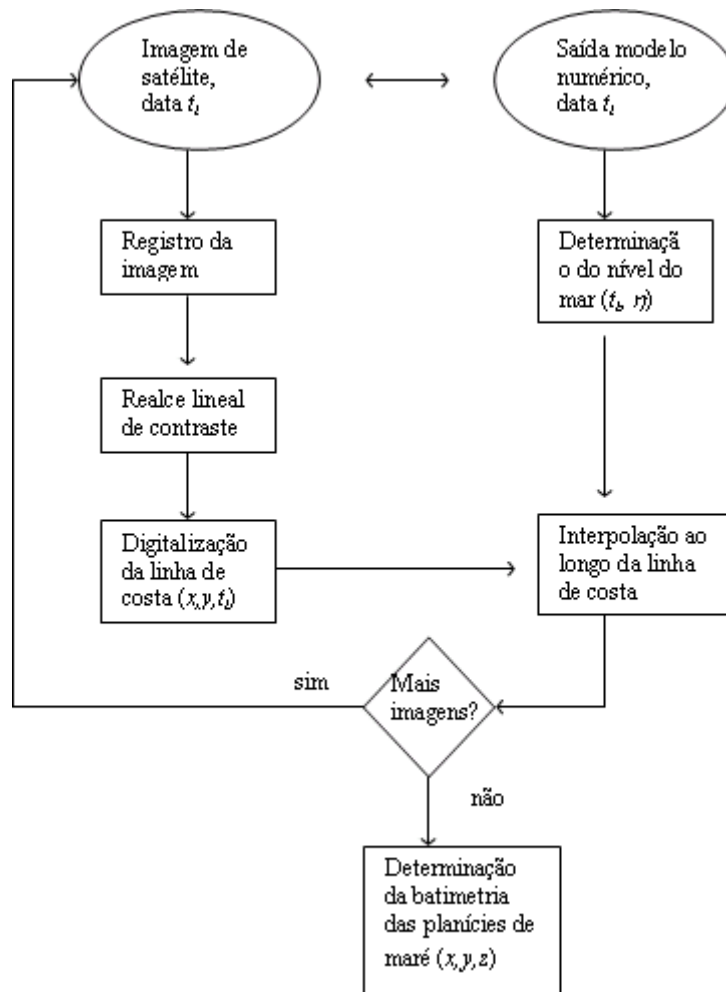


Figura 14. Esquema da construção do modelo digital de elevação para planícies de maré.

3.2. Modelagem hidrodinâmica das planícies de maré no estuário do rio Amazonas

O modelo utilizado é o EFDC (*Environmental Fluid Dynamics Code*), em seu módulo barotrópico bidimensional. O EFDC é um modelo que incorpora a hidrodinâmica do corpo d'água com o transporte de salinidade, temperatura, substâncias

conservativas, sedimentos coesivos e não coesivos, e variáveis de qualidade d'água. Este modelo tridimensional usa a formulação em diferenças finitas, malha curvilínea ortogonal na horizontal e coordenada z ou σ na vertical. O código foi desenvolvido originalmente por HAMRICK (1992) no Instituto de Ciências Marinhas de Virgínia (USA) e atualmente é mantido pela Tetra Tech. Inc. (Virgínia, USA). No ANEXO 2 são mostradas as principais características do modelo EFDC (Tabela 19).

Inicialmente, empregando as informações de trabalhos anteriores (GALLO, 2004; GALLO & VINZON, 2005) foi configurado um modelo para o estuário do rio Amazonas, sem as planícies de maré (malha mostrada na Figura 10), chamado de modelo regional. Seu domínio, com 4004 células, abrange o estuário do rio Amazonas completo (desde Óbidos no estado do Pará, Brasil, até o talude continental) e a região costeira adjacente, entre os rios Oiapoque (estado do Amapá, Brasil), ao Parnaíba (estado do Maranhão, Brasil). Na Tabela 2 apresenta-se um resumo das principais características físicas do estuário e condições de contorno empregadas na configuração do modelo regional.

Tabela 2. Principais características empregadas na configuração do modelo hidrodinâmico regional.

Característica	Mínima	Média	Máxima	Fonte
Comprimento (km)		1200		GALLO (2004)
Profundidade (m)	10 (foz)	30	100 (plataforma)	Cartas Náuticas DHN
Resolução espacial (m)	1200	4000	17000	
Declividade do canal		1.0×10^{-5}		GALLO (2004)
Rugosidade (m)	$10^{-7} - 10^{-9}$ (lama)		10^{-2} (areia)	GALLO (2004)
Vazões (m^3/s) (2004-2007)	86 500	150 700	244 500	ANA (2008)
Constantes harmônicas de maré		$M_2, N_2, S_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$		FES99 (LEFEBVRE <i>et al.</i> , 2002)

Na fronteira aberta (total de 70 nós) foram prescritas as elevações do nível d'água para cada ano de simulação. As séries de níveis foram obtidas através de previsão harmônica. A previsão harmônica para cada nó da fronteira foi realizada empregando 8 constantes astronômicas ($M_2, N_2, S_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$) extraídas do modelo global FES 99 (LEFEBVRE *et al.*, 2002). Para a condição de contorno fluvial foi prescrito o hidrograma de vazões medido na estação de Óbidos para os quatro anos de simulação, 2004 - 2007 (ANA, 2008). Para os outros rios afluentes foram consideradas as vazões

médias, constantes durante o período de simulação: rio Tapajós ($10000 \text{ m}^3/\text{s}$), rio Xingú ($9000 \text{ m}^3/\text{s}$), rio Tocantins ($11000 \text{ m}^3/\text{s}$).

Posteriormente, foi construído um submodelo na área do canal Norte (indicado em vermelho na Figura 10) refinado e aninhado ao modelo regional. Este modelo foi chamado de modelo local e empregado na realização das simulações considerando o processo de alagamento/secamento nas planícies de maré. O espaçamento da malha (entre 50 m e 2500 m) diminui com a complexidade do fluxo e a geometria (à montante e nas planícies perto dos contornos). Na Figura 15 é mostrado um detalhe da malha em diferenças finitas empregada no modelo local, com 13906 células, das quais 3200 representam as planícies de maré.

O aninhamento dos modelos foi realizado através de simples interpolações espaciais dos resultados nos nós do modelo regional para os nós do local. As dimensões do trecho em estudo $8.2 \times 10^9 \text{ m}^2$ (área), $7.9 \times 10^{10} \text{ m}^3$ (volume referido ao nível médio) e 11.5 m (profundidade média) foram similares entre os modelos local e regional, com diferenças de 5, 28 e 9 %, respectivamente. Foi verificada a condição de contorno de montante de vazões, de forma que o fluxo residual numa seção próxima da entrada do modelo local represente a vazão fluvial medida. As diferenças observadas para os 4 anos de simulação (2004 – 2007) foram inferiores a 10 %.

A batimetria nas regiões de submaré no modelo local foi obtida a partir da mesma base de dados batimétricos utilizada no modelo regional, discriminada na Tabela 2. A batimetria para as planícies de maré foi extraída das linhas de costa digitalizadas das imagens de satélites e combinadas com as saídas de elevação do modelo regional, segundo a metodologia explicada no item 3.1 e cujos resultados são apresentados no Capítulo 4.

O coeficiente de rugosidade do fundo foi calibrado para representar no modelo as principais feições hidrodinâmicas. Como mostrado na Tabela 2, no modelo regional, foram empregados os valores de rugosidade usados por GALLO (2004). No modelo local, dentro do canal foram empregados valores interpolados do modelo regional, que variaram de 0.03 m a 0.0005 m, diminuindo em direção da foz. Devido à incertezas na distribuição de rugosidades próximas aos contornos, nas planícies de maré foi adotada a

seguinte distribuição: valores de rugosidade nas planícies (entre 0.001 m e 0.03 m) que diminuem em direção à margem e aumentam em direção à foz.

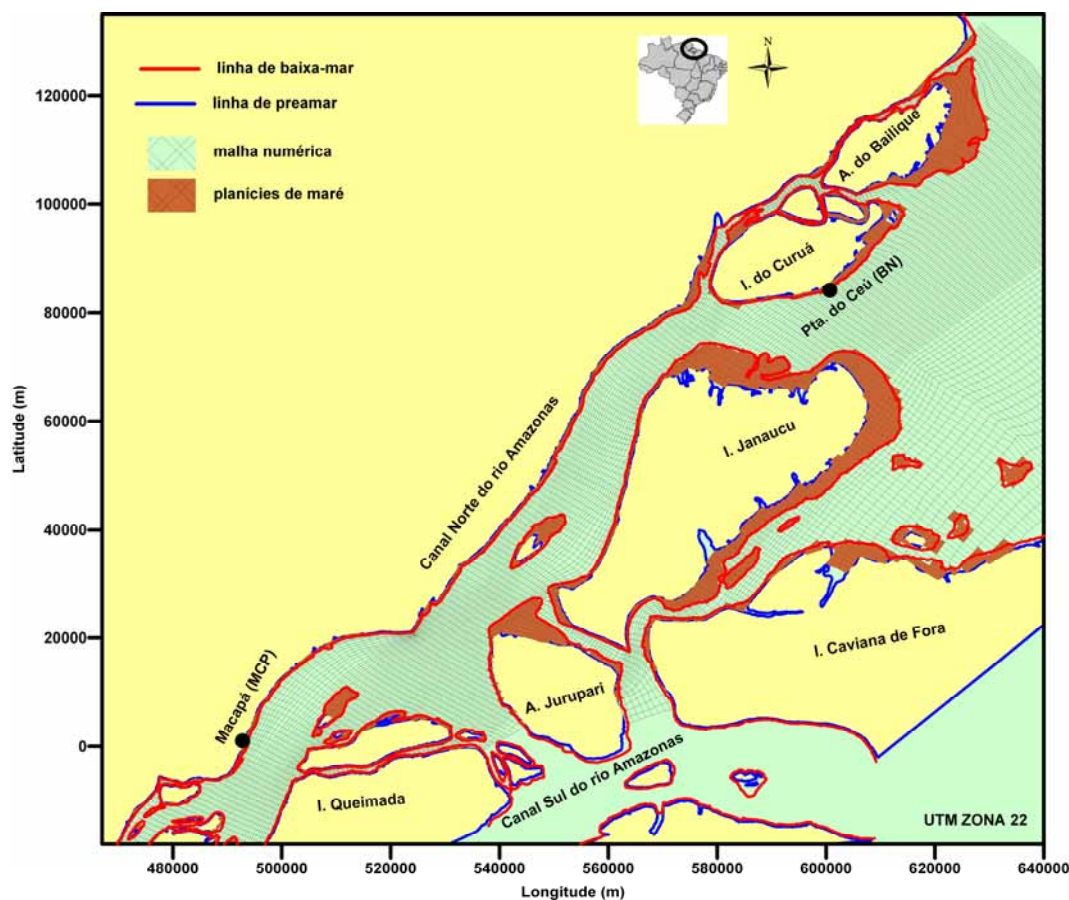


Figura 15. Modelo local, mostrando a grade numérica e as linhas de baixa-mar e preamar, mostrando a extensão das planícies de maré.

O mecanismo de alagamento e secamento (HAMRICK, 1994, *apud* JI *et al.*, 2001) implementado no EFDC foi originado dos propostos por CASULLI & CHENG (1992) e LEENDERTSE & GRITTON (1971, *apud* BALZANO, 1998). O método baseia-se na condição de fluxo nulo através do contorno da célula, quando a profundidade média nesses limites é menor que um valor especificado pelo usuário (H_{min}). Este método, apresentado em detalhe no ANEXO 3, foi empregado satisfatoriamente na Baía Morro, Califórnia, quando se compara com medições de níveis e velocidades (JI *et al.*, 2001). Neste local, na baixa-mar, mais de 60 % da área modelada permanece seca. Também, no ANEXO 3 é mostrado a verificação do funcionamento do mecanismo de alagamento/secamento através de um exemplo acadêmico proposto por LECLERC *et al.*, (1990).

O limite de secamento ou profundidade crítica da célula define se a célula numérica é molhada ou seca durante cada passo de tempo da simulação. Nas simulações apresentadas nesta tese, a profundidade crítica foi escolhida como sendo igual a 30 cm, sob a consideração de que esta foi a menor profundidade (para o passo de tempo indicado na Tabela 3) sem a geração de instabilidades numéricas. Foram realizados testes de sensibilidade para esclarecer a influência do valor escolhido para esta profundidade. No trecho modelado, a área total é reduzida em 15 % durante a baixa-mar. Alterando a profundidade crítica para 20 cm e 40 cm, os resultados hidrodinâmicos não mudaram significativamente e a percentagem de área seca sofreu poucas alterações, 1.1 % e 0.9 %, respectivamente.

No total, foram realizadas 9 simulações numéricas, cada uma com um objetivo específico, cujos detalhes estão mostrados na Tabela 3. Foram 4 simulações com o modelo regional, duas empregadas na classificação das imagens (estágio da maré) e obtenção da batimetria das planícies de maré, EXP A (2004) e EXP B (2005), outras duas, EXP C (2006) e EXP D (2007), para fornecer as condições de contorno para o modelo local. Com o modelo local, inicialmente foram realizadas duas simulações para os períodos nos quais foram realizados os trabalhos de campo (descritos na seção 3.3), EXP 1 (ano 2006) e EXP 2 (ano 2007), visando validar a modelagem do processo de alagamento/secamento através da comparação com as medições *in situ*. O EXP 1 também foi usado como cenário base para a comparação com três cenários hipotéticos propostos:

- Cenário 1 (EXP 3), vazão zero, e Cenário 2 (EXP 4), vazão máxima (300 000 m³/s), visando observar diferenças decorrentes do aporte fluvial, nos tempos de alagamento, assimetrias e magnitudes das velocidades nas planícies;
- Cenário 3 (EXP 5), ausência das planícies de maré, visando observar diferenças decorrentes da existência das mesmas no escoamento do canal principal, no que se refere à assimetria de níveis e velocidades.

Tabela 3. Detalhes das simulações numéricas. Com letras são indicados os experimentos no modelo regional e com números as simulações no modelo local. CC indica condição de contorno e ΔT o intervalo de tempo das simulações.

Experimento	Período Simulação	Domínio	Planícies de maré	CC Maré	CC Vazão	ΔT (seg)	Tempo simulação	
							Real (dias)	Computacional ¹⁰ (minutos)
A	Ano 2004	Regional	Não	FES99	ANA	120	365	94.15
B	Ano 2005	Regional	Não	FES99	ANA	120	365	94.15
C	Ano 2006	Regional	Não	FES99	ANA	120	365	94.15
D	Ano 2007	Regional	Não	FES99	ANA	120	365	94.15
1	Nov- Dez/2006	Local	Sim	EXP C	EXP C	40	40	22.37
2	Jul- Ago/2007	Local	Sim	EXP D	EXP D	40	60	33.32
3	Nov- Dez/2006	Local	Sim	EXP C	Q=0	40	40	22.37
4	Nov- Dez/2006	Local	Sim	EXP C	Q=Q _{max}	40	40	22.37
5	Nov- Dez/2006	Local	Não	EXP C	EXP C	20	40	21.38

3.3. Trabalhos de campo: medições de parâmetros físicos nas áreas pilotos

As medições de campo tiveram como objetivo o estudo do escoamento nas planícies com foco na sua caracterização e avaliação de diferenças decorrentes das variações semidiurnas da maré (enchente e vazante), lunares (sizígia e quadratura), anuais (seca e cheia do rio Amazonas) e da diferente localização das áreas, no interior do estuário. Além disso, as medições visaram também avaliar os resultados obtidos na caracterização física e na modelagem numérica.

Para a realização de campanhas de campo, foram escolhidas duas áreas pilotos no trecho final do canal Norte (Figura 10 e Figura 15), separados aproximadamente 200 km: uma na orla da cidade de Macapá (AP) e outra no arquipélago de Bailique (AP). As duas áreas apresentam diferentes características físicas e influência fluvial (Tabela 4). A área 1, a orla de Macapá (MCP), localiza-se a aproximadamente 150 km à montante da

¹⁰ As simulações foram realizadas com um processador INTEL® CORE™ 2 QUAD 2.66 GHz, 2.99 GB de RAM

boca do estuário e a área 2, o arquipélago do Bailique (BLQ), localiza-se ao norte da foz. Enquanto a área do Bailique é uma área aberta, a área de Macapá encontra-se mais protegida e no interior do estuário, sofrendo, portanto, maior influência fluvial. Em ambos os casos há influência de altas concentrações de sedimentos em suspensão, sendo que a área do Bailique encontra-se próxima da zona de máxima turbidez.

Tabela 4. Principais características das áreas pilotos selecionadas.

Característica / Área	Orla de Macapá	Arquipélago de Bailique
Localização	Canal, ~150km da foz	Foz
Tipo	Área abrigada	Área aberta
Influência fluvial	Níveis e correntes	Sem
Maré (intervalo de sizígia)	~ 3m	~ 5m
Transporte de sedimentos em suspensão	Sim	Sim

Foram realizados os seguintes experimentos de campo (CT - HIDRO, 2008a,b):

- A primeira campanha foi realizada na orla da cidade Macapá, no período 22/11/2006-08/12/2006, abrangendo um ciclo de quadraturas (28-30/11) e sizígias (05-06/12) e próximo a época de seca do rio Amazonas ($Q \sim 102\ 000\ \text{m}^3/\text{s}$) (Figura 16);
- A segunda, também realizada na cidade de Macapá, foi no período 01/08/2007-11/08/2007, abrangendo um ciclo de sizígias (01-02/08) e quadraturas (08-09/08), e próximo a época de cheia do rio Amazonas ($Q \sim 203\ 000\ \text{m}^3/\text{s}$) (Figura 16);
- A terceira campanha foi realizada no Arquipélago do Bailique e no período 13/08/2007-18/08/2007, época de cheia do Amazonas. O período de medição começou com maré de sizígia (13/08) e finalizou antes de chegar à quadratura (21/08). A logística e custo de traslado dos equipamentos até o arquipélago Bailique não possibilitaram a realização de duas campanhas (seca e cheia) e um período completo de sizígia e quadratura. Devido à evidências da pouca influência fluvial nesta região, optou-se por realizar só um trabalho de campo (durante 5 dias) após a segunda campanha em Macapá.

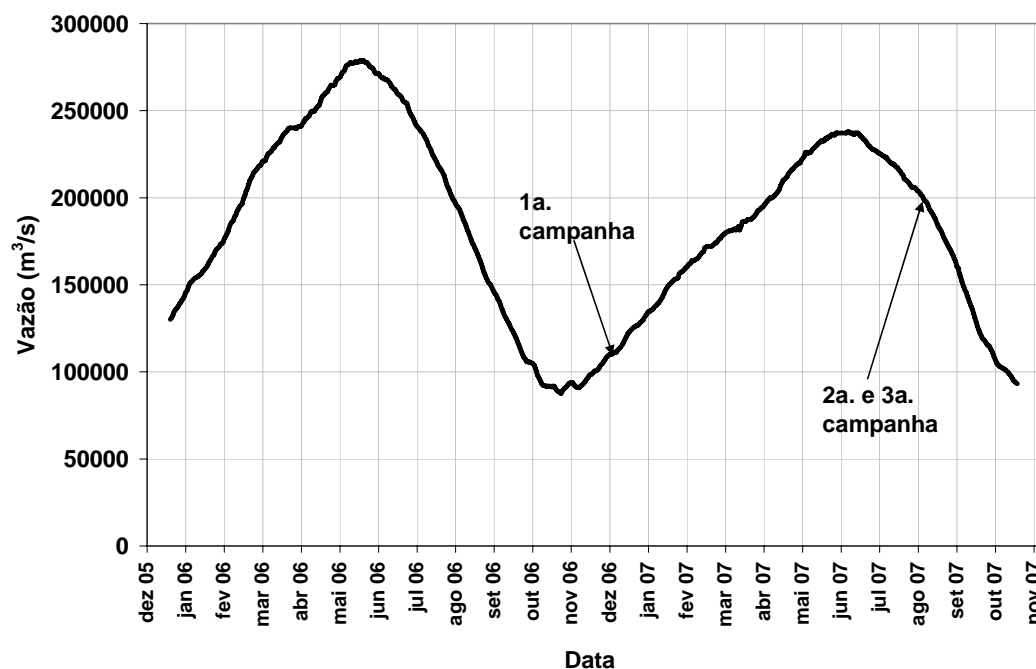


Figura 16. Hidrograma (2006-2007) do rio Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos, ANA (2008). Estão destacados os períodos nos quais foram realizadas as campanhas de campo.

Os trabalhos de campo consistiram basicamente na caracterização da morfologia e da hidrodinâmica das duas planícies. As tarefas realizadas nestas campanhas¹¹ foram:

- 1) medições da topografia das áreas alagáveis em uma linha perpendicular as margens para determinar as condições geométricas dos escoamentos e caracterização da morfologia. Foi utilizado nível, mira e GPS (*GARMIN*).
- 2) medições de níveis e velocidades, no leito principal (perfil vertical) com perfilador acústico (*AWAC/NORTEK*) e nas áreas alagáveis (um ponto na vertical) com dois velocímetros pontuais alinhados perpendicular à margem (*ADV*s/*NORTEK*), para caracterizar os escoamentos. Os dados foram coletados durante 1 minuto, a cada 10 minutos.
- 3) coletas de amostras de sedimentos do fundo em pelo menos 5 pontos de uma linha perpendicular à margem, para caracterização do tipo de material.

¹¹ Os equipamentos empregados nos trabalhos de campo pertencem ao LDSC (Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos da UFRJ).

As seguintes informações adicionais foram também usadas na planificação dos trabalhos de campo e na implementação e validação do modelo numérico:

- Previsão de níveis em duas estações maregráficas: Macapá, MCP e Ponta do Céu, BN (DHN, 2007); indicadas na Figura 15;
- Vazões do rio Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos, no período 2004-2007 (ANA, 2008).

Os registros de níveis e velocidades no interior das planícies foram coletados com velocímetros montados em duas estações fixas (ADV1 e ADV2), como mostrado na Figura 17. Na Figura 18 é mostrado o arranjo experimental para a realização dos trabalhos de campo e na Tabela 5 as informações da localização dos equipamentos, um dos ADV's foi instalado na parte superior das planícies (ADV2) e o outro (ADV1) na parte média/inferior.

Na caracterização da propagação da maré no canal foram empregados os dados de níveis e velocidades *in situ* junto com previsões harmônicas de níveis. Foram monitorados dois locais ou estações, próximos as áreas pilotos, durante o período dos trabalhos de campo nas planícies de maré. O perfilador acústico de velocidades¹² (AWAC) foi instalado na área de submaré da orla de Macapá (MCP) com o intuito de observar a condição de entrada e saída da planície (tanto de níveis quanto de velocidades). No arquipélago do Bailique (BLQ) não foi possível a instalação deste equipamento devido à questões de segurança no fundeio e perda do equipamento por roubo. Logo, não foram medidos os níveis e velocidades na entrada da planície, e portanto, foi empregada a previsão da maré para a estação maregráfica de Ponta do Céu (estação BN, veja Figura 15) para conhecer os níveis de entrada na planície.

A realização dos trabalhos de campo descritos requereu a participação de uma equipe (ANEXO 4 - Tabela 19). Isto foi possível com o financiamento dos projetos de pesquisa CT-HIDRO¹³ (CNPq), CNPq-IRD¹⁴ e PIATAMmar¹⁵ (PETROBRAS S.A.).

¹² O AWAC foi instalado a uma distância de ~ 800 m da costa e 4 m de profundidade (na preamar).

¹³ Projeto MCT/CNPq/CT-HIDRO nº 55.2772/2005-4: "Estudo comparativo da hidrodinâmica e sedimentação nas várzeas e planícies de maré do sistema hídrico do Amazonas".

¹⁴ Projeto CNPq-IRD Processo nº 462682/04-6: "Modelagem hidrodinâmica dos grandes cursos d'água e do transporte de sedimentos na bacia Amazônica".



Figura 17. Estações fixas no interior das planícies com ADVs para a coleta de dados de níveis (sensor de pressão) e velocidades (*Doppler*). Os registros de velocidades foram coletados a 20 cm do fundo (foi assumida representativa da velocidade média na vertical). Estação ADV2 na parte superior da planície (esquerda) e estação ADV1 na parte inferior (direita). As estruturas para suporte dos equipamentos são de aço inox e fixas ao chão com varas de aço de 2 m de comprimento. Para evitar acidentes com tráfego de embarcações os equipamentos foram sinalizados.

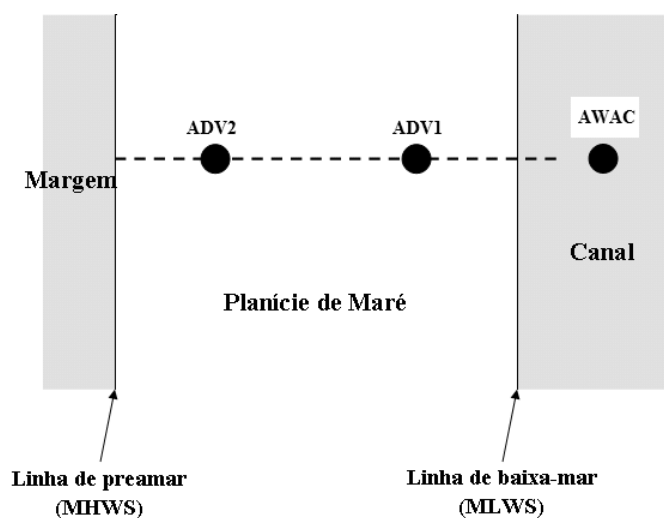


Figura 18. Arranjo experimental para a programação dos trabalhos de campo. A planície de maré é compreendida entre as linhas de preamar e baixa-mar. Com linha tracejada é indicada a linha perpendicular à margem, de localização dos equipamentos, perfil topográfico e coleta de amostras. Localização das estações fixas, ADV1 e ADV2 no interior da planície, e AWAC, estação submersa.

¹⁵ Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de Petróleo e Derivados na Zona Costeira Amazônica (PIATAM mar) – Fase II: Modelagem ambiental: “Caracterização da dinâmica do escoamento nas planícies de maré da região Amazônica. Estudo em áreas piloto e modelagem numérica”.

Tabela 5. Localização dos velocímetros (ADV1 e ADV2) no interior das planícies (distâncias referidas à margem). A distância percentual foi calculada como o quociente entre a distância do equipamento à margem e a largura total da planície.

Planície	Largura máxima (m)	Distância à margem (m)		Distância percentual	
		ADV1	ADV2	ADV1	ADV2
Macapá (MCP)	600	450	220	0.75	0.36
Bailique (BLQ)	6000	3000	1800	0.50	0.30

4. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NO CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS

4.1. A propagação da maré no canal Norte

Uma análise da propagação da maré no canal Norte do rio Amazonas, responsável pelo alagamento das planícies de maré, é apresentada a seguir, previamente à caracterização das planícies estudadas. Este item complementa trabalhos anteriores (GALLO, 2004; GALLO & VINZON, 2005) no que se refere à análise das correntes e a verificação da modelagem numérica com dados de campo. Como será visto em detalhe a seguir, é mostrada a caracterização da propagação da maré no canal principal do trecho em estudo, para períodos de sizígia e quadratura e na época de seca e cheia do rio Amazonas.

Os registros de níveis e velocidades medidos junto com as séries de níveis previstas¹⁶ (calculadas a partir de análise harmônica) foram empregados na verificação da modelagem numérica na propagação da maré ao longo do Canal Norte. Os resultados dos modelos (local e regional) foram comparados com os dados medidos e previstos através de séries temporais, parâmetros estatísticos e análise harmônica. Esta comparação foi feita para os períodos das medições em duas estações no canal principal (veja Figura 15): Macapá (MCP) e Ponta do Céu (BN). A análise harmônica dos resultados numéricos foi realizada num período de 30 dias, sendo o intervalo de armazenamento dos resultados de 1 hora.

Na Figura 19 são mostradas as séries de níveis previstas e simuladas na foz do canal Norte, na estação BN, nos períodos de seca (novembro e dezembro de 2006) e cheia (agosto de 2007). A maré na foz do canal Norte apresenta variações totais de níveis entre 4.4 m e 2.5 m, durante os períodos de sizígia e quadratura, respectivamente. A onda de níveis é assimétrica, com tempos de subida (5.5 h) menores que os de descida (~ 7 h). As velocidades simuladas (veja Tabela 9 e Tabela 10) de vazante (1.3 m/s) apresentam-se 1.5 vezes maiores que as de enchente (0.9 m/s), o que mostra a influência da vazão fluvial nas correntes. As correntes não apresentam mudanças significativas quando são comparados os períodos de cheia e seca.

¹⁶ As séries de níveis previstas foram empregadas nos locais ou períodos com ausência de dados medidos.

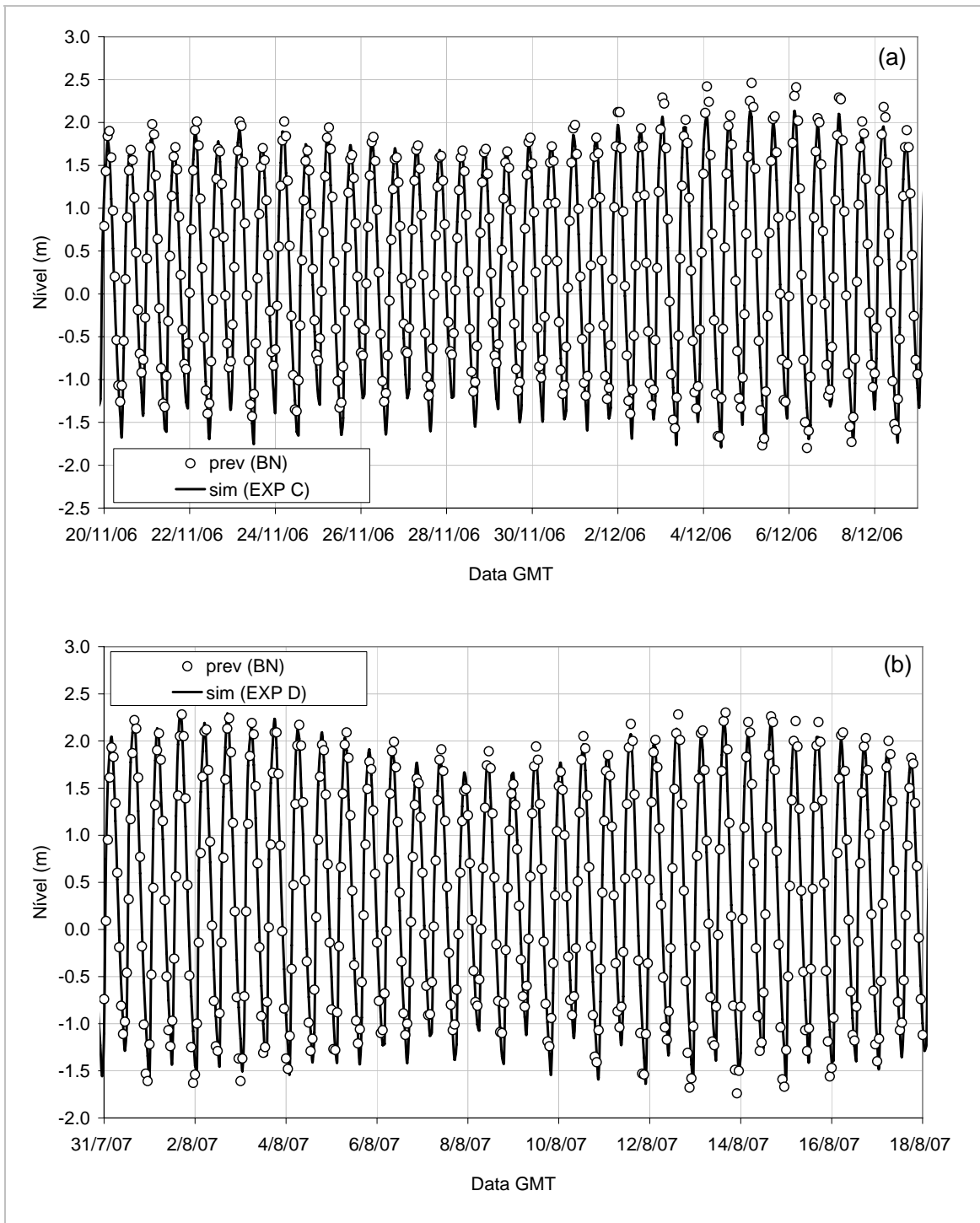


Figura 19. Estação BN – foz do canal Norte: séries horárias de níveis previstos (prev) e simulados com o modelo regional: (a) seca (sim EXP C) e (b) cheia (sim EXP D).

Na Figura 20 e Figura 21 são apresentadas as séries de níveis e correntes (medidas e simuladas) a 150 km à montante da foz do canal Norte, mais especificamente no canal na frente da cidade de Macapá (estação MCP), e para as épocas de seca e cheia, respectivamente. Durante esses períodos foram observadas

variações totais de níveis entre 3.1 m e 2.7 m. Isto mostra o amortecimento dos níveis de maré devido à vazão fluvial, de aproximadamente 13 %.

Nos níveis é observada uma assimetria positiva, ou seja, menores tempos de subida (~5 horas). Estes valores são levemente menores aos mostrados na estação BN localizada na foz (~ 5.5 horas), o que indicaria um aumento da assimetria progredindo no canal.

Comparando as séries de velocidades medidas e simuladas, o modelo local apresenta melhor ajuste durante a seca, quando a dominância de enchente das correntes é mais marcada. Durante a cheia, as séries simuladas com o modelo local mostram uma forte assimetria, com as velocidades de enchente (~ 30 cm/s) sendo aproximadamente 50 % das de vazante (70 cm/s), enquanto que as velocidades medidas são praticamente simétricas e com amplitude de 50 cm/s. Esta diferença é explicada pela configuração da malha (interface e planícies não foram bem representadas nesse trecho) e as proximidades da estação com a condição de contorno à montante.

Também, se observa que as velocidades diminuem da estação BN para a estação MCP, aproximadamente 50 %, mostrando uma forte dissipação da maré pelo atrito no fundo e vazão fluvial. Na estação MCP, onde a vazão fluvial tem maior influência, o aumento de vazão (de seca para cheia) causa o amortecimento das correntes de enchente e o aumento das de vazante. Já, na estação BN a dominância de vazante nas correntes permanece constante ao longo de todo o ano e sem modificações nas magnitudes das velocidades quando são comparados os estágios de seca e cheia do rio. Assim, como já foi afirmado por GALLO & VINZON (2005), nas correntes no Canal Norte estabeleceu-se uma dominância de vazante, devida à vazão fluvial, embora a assimetria de níveis seja sempre positiva (tempos de subida menores aos de descida da maré).

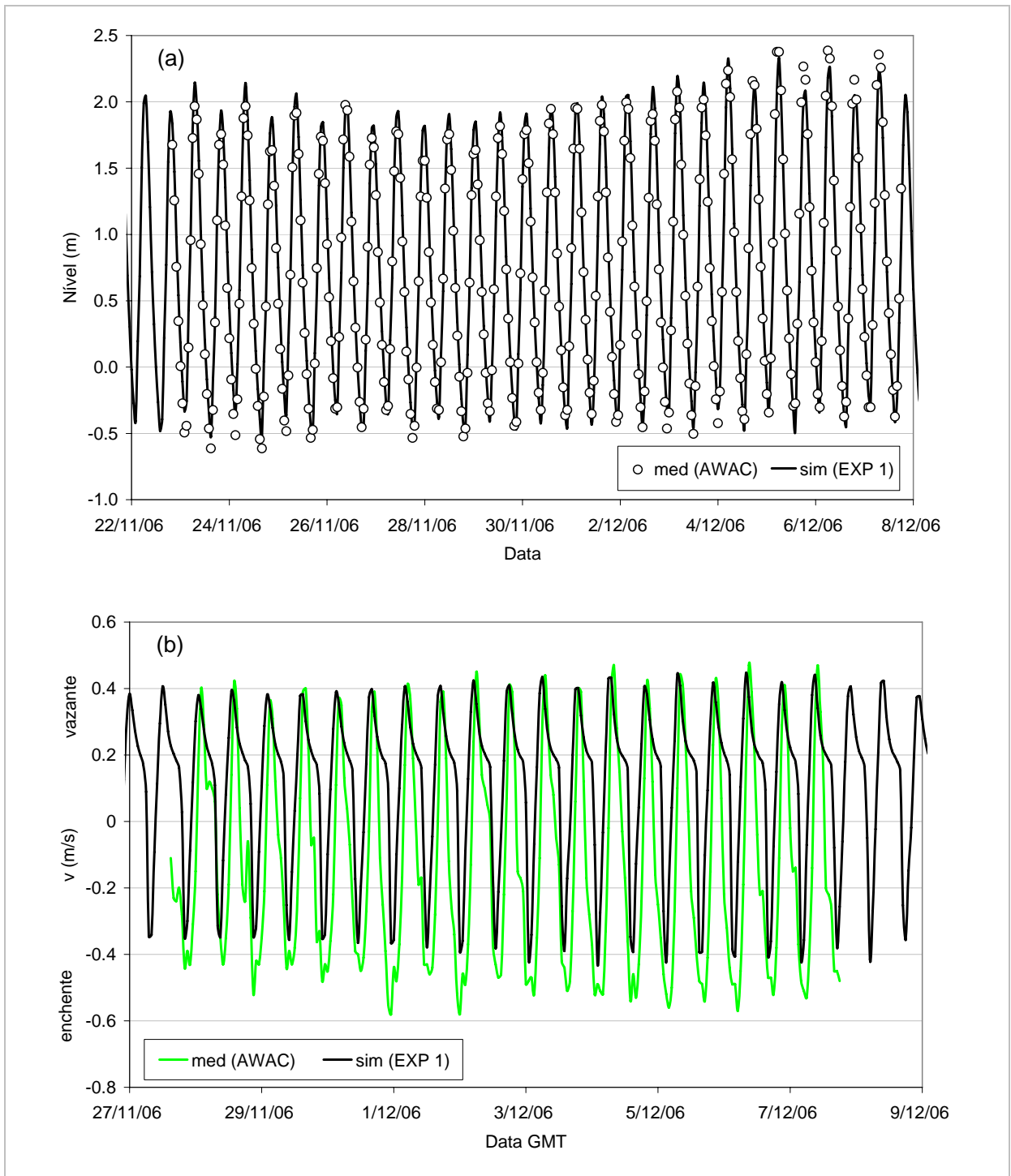


Figura 20. Estação MCP – à montante do Canal Norte: (a) séries horárias de níveis e (b) velocidades. Valores medidos (AWAC) e simulados como o modelo local (sim EXP 1) durante a época de seca (2006).

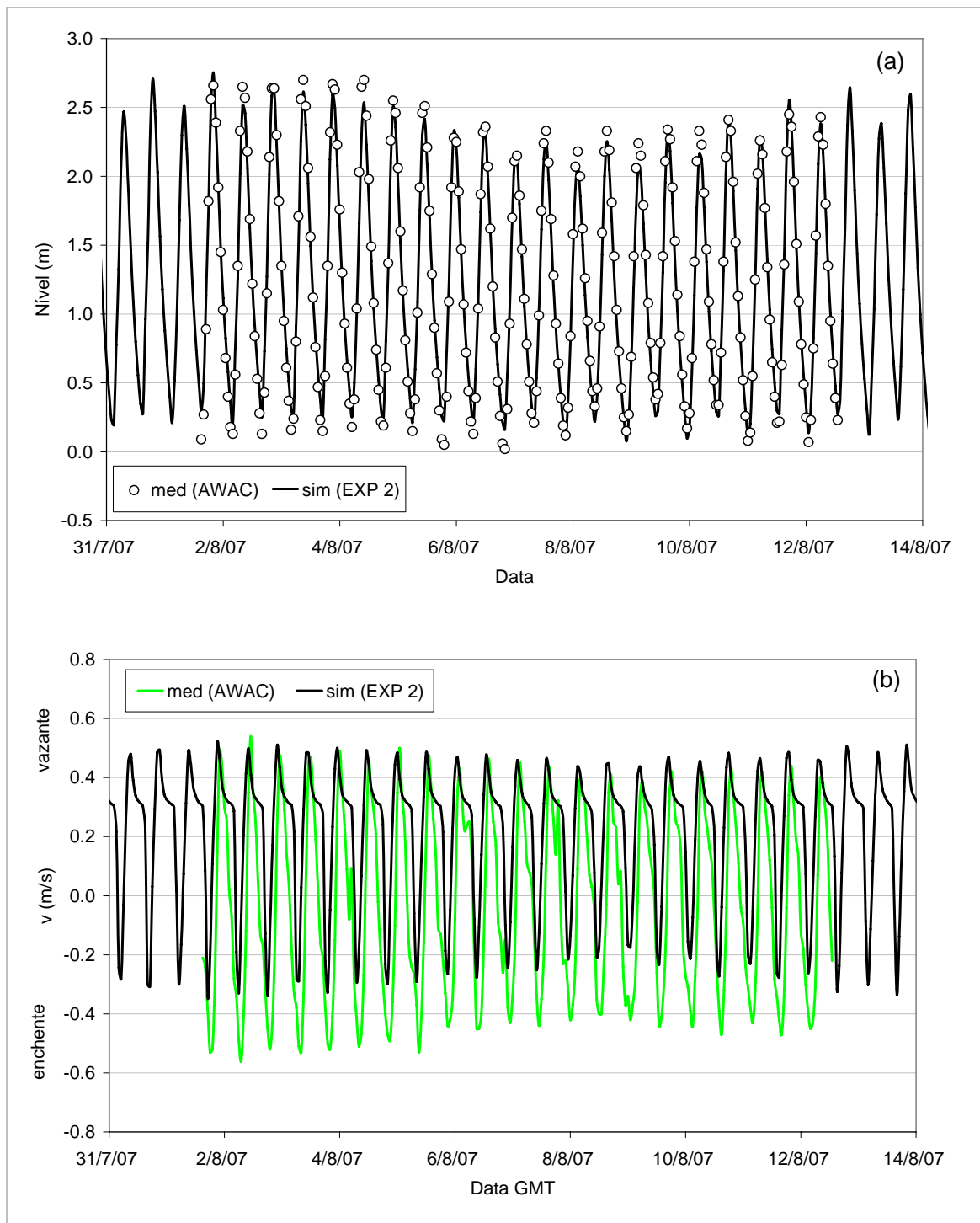


Figura 21. Estação MCP – à montante do Canal Norte: (a) séries horárias de níveis e (b) velocidades. Valores medidos (AWAC) e simulados como o modelo local (sim EXP 2) durante a época de cheia (2007).

A análise harmônica das séries medidas (ou previstas) e de resultados da modelagem foi realizada com o programa T_TIDE (PAWLOWICZ *et al.*, 2002), para obter as amplitudes e fases das principais componentes, tanto dos níveis quanto das correntes. A análise harmônica indicou que as principais componentes astronômicas

(em ambas as estações) foram as semidiurnas M_2 , S_2 e N_2 (nessa ordem) (Figura 22). Os valores obtidos neste trabalho para a componente M_2 mostram que esta componente seria responsável por 75 % da variação de níveis no canal Norte. Isto coincide com resultados anteriores apresentados por BEARDSLEY *et al.* (1995) e GABIOUX *et al.* (2005), através da análise de amplitudes medidas e simuladas na foz e plataforma Amazônica.

Também, como foi assinalado por GALLO & VINZON (2005) as principais componentes de águas rasas foram a M_4 e M_{sf} e suas magnitudes crescem progredindo à montante. A componente M_4 , de alta frequência (período 6.2 h) influencia na assimetria da onda, resultando em menores tempos de subida, como já foi marcado na análise das séries temporais de níveis. A componente M_{sf} , de longo período (354.4 h), modula o nível médio, podendo resultar em baixa-mares de quadratura próximas às de sizígia. Este resultado é evidenciado no nivelamento inferior dos registros de níveis d'água na estação de Macapá, como mostrado na Figura 20a e Figura 21a. Também foi verificada a geração dos sobre-harmônicos da componente principal M_2 , com amplitudes diminuindo com o aumento da frequência (de M_4 para M_6 e M_8).

Na Tabela 6 e Tabela 7 destacam-se as amplitudes e fases (tanto para as séries de níveis e velocidades) da componente M_2 e seu principal harmônico M_4 , em ambas as estações analisadas (BN e MCP). As amplitudes observadas e simuladas de M_2 diminuem de 150 cm na estação BN para 100 cm na estação MCP, enquanto que a fase (G) aumenta de $\sim 90^\circ$ para $\sim 180^\circ$, resultando numa defasagem de $\sim 3h$ ¹⁷ entre as duas estações. As amplitudes de velocidades da M_2 diminuem fortemente para montante, de 150 cm/s para 50 cm/s, enquanto que a sua fase aumenta de -80° (240°) para 100° . Esta redução das correntes, como foi mostrada na análise das séries temporais de velocidades, indica o amortecimento na principal componente astronômica em relação a sua propagação à montante do estuário, caracterizando o estuário como dissipativo (LANZONI & SEMINARA, 1998). Como consequência, harmônicos de águas rasas são gerados, com amplitudes da componente M_4 de 25 cm e 20 cm e correntes de 15 cm/s e 15-10 cm/s, para as estações BN e MCP, respectivamente.

¹⁷ Uma diferença de 1 grau em fase equivale a aproximadamente 2 minutos de diferença de tempo para uma maré semidiurna.

Comparando as componentes harmônicas extraídas da análise harmônica, dos resultados do modelo com os dados medidos em campo, foram obtidas diferenças absolutas, para os níveis d'água, menores a 10 cm para as amplitudes e 15 graus para as fases. As diferenças em amplitude de velocidade foram inferiores a 10 cm/s, mas com maiores diferenças nas fases.

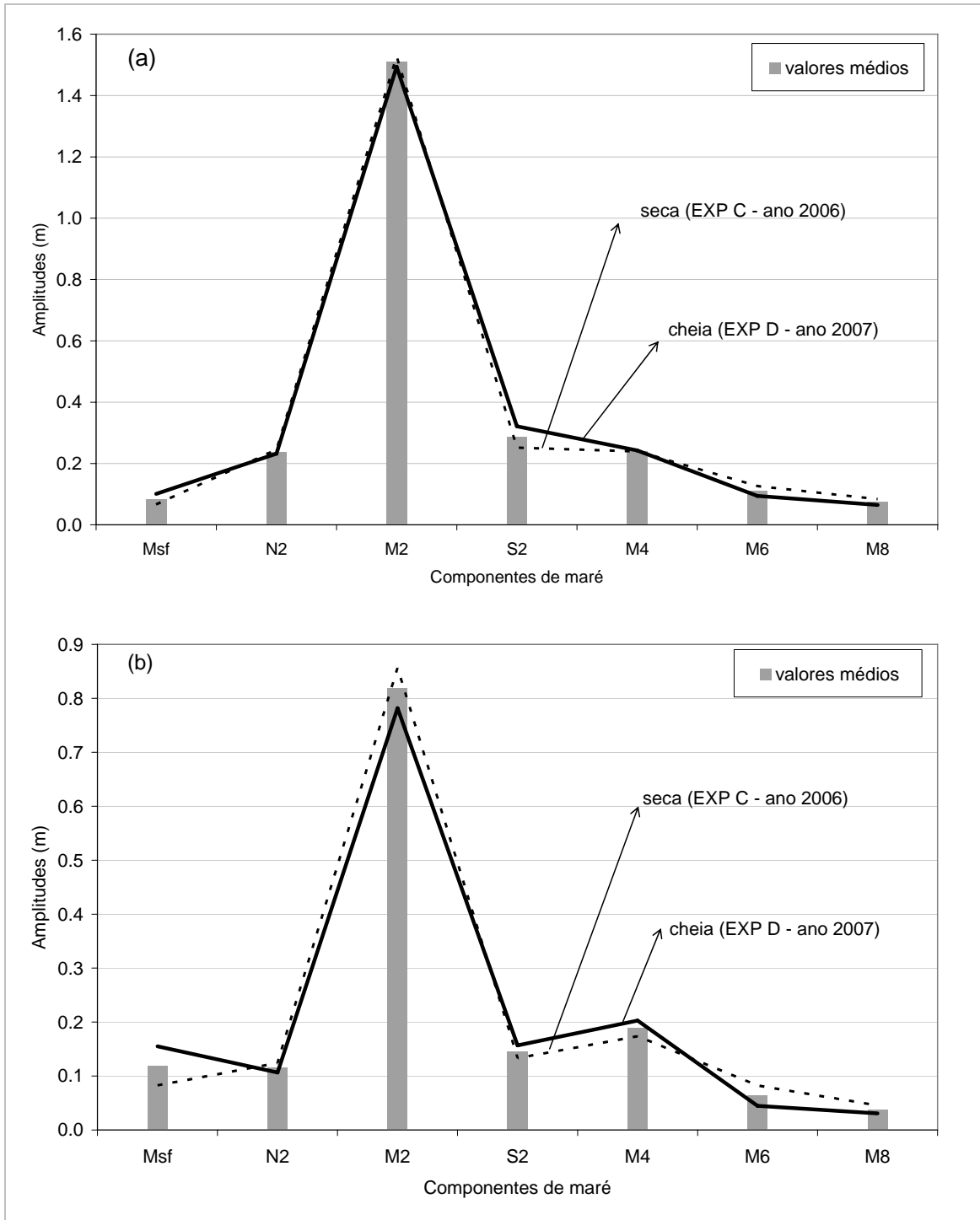


Figura 22. Principais componentes harmônicas de maré no Canal Norte, (a) estação BN e (b) estação MCP, obtidas da análise harmônica das séries simuladas (modelo regional). Com barras são indicados os valores médios das componentes e com linhas as mudanças em função da vazão fluvial: cheia (linha cheia) e seca (linha tracejada).

Tabela 6. Época de seca (ano 2006): resultados da análise harmônica das séries medidas e simuladas de níveis (E) e velocidades (V).

Estação	Dado	Variável	Componente M ₂		Componente M ₄	
			Amplitude	Fase ¹⁸ (graus)	Amplitude	Fase ¹⁸ (graus)
BN	PREV	E (m)	1.48	93.5	X	X
	EXP C	E (m)	1.52	89.3	0.23	70.6
	EXP 1	E (m)	1.46	76.5	0.23	57.0
	EXP C	V (m/s)	0.90	252.9	0.17	228.9
	EXP 1	V (m/s)	1.05	245.6	0.15	188.2
MCP	PREV	E (m)	1.13	189.3	X	X
	AWAC	E (m)	1.17	181.7	0.21	296.0
	EXP C	E (m)	1.09	169.9	0.18	263.9
	EXP 1	E (m)	1.16	187.4	0.17	312.6
	AWAC	V (m/s)	0.42	275.7	0.13	138.7
	EXP C	V (m/s)	0.35	154.0	0.13	160.6
	EXP 1	V (m/s)	0.45	285.6	0.20	57.9

Tabela 7. Época de cheia (ano 2007): resultados da análise harmônica das séries medidas e simuladas de níveis (E) e velocidades (V).

Estação	Dado	Variável	Componente M ₂		Componente M ₄	
			Amplitude	Fase ¹⁸ (graus)	Amplitude	Fase ¹⁸ (graus)
BN	PREV	E (m)	1.48	93.4	X	X
	EXP D	E (m)	1.49	88.9	0.24	76.2
	EXP 2	E (m)	1.44	76.7	0.25	59.5
	EXP D	V (m/s)	0.88	252.4	0.15	230.3
	EXP 2	V (m/s)	1.01	243.4	0.12	199.1
MCP	PREV	E (m)	1.10	190.0	X	X
	AWAC	E (m)	1.07	191.6	0.20	312.4
	EXP D	E (m)	1.00	174.5	0.20	270.1
	EXP 2	E (m)	0.98	191.7	0.18	317.5
	AWAC	V (m/s)	0.35	107.9	0.17	235.5
	EXP D	V (m/s)	0.48	315.7	0.14	85.8
	EXP 2	V (m/s)	0.35	287.9	0.17	55.4

Também, parâmetros estatísticos como valores médios, máximos, mínimos e diferenças (entre valores absolutos, erros médios quadráticos - RMS e percentuais) foram empregados para quantificar as diferenças entre as séries medidas e simuladas (Tabela 8, Tabela 9 e Tabela 10). As expressões empregadas para os cálculos das diferenças (DIF) e erros médios quadráticos (RMS) em níveis (E) e velocidade (V) foram às seguintes:

$$DIF_E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\eta_i - \tilde{\eta}_i) \quad (10)$$

¹⁸ As fases são indicadas em °G (graus Greenwich).

$$RMS_E = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\eta_i - \tilde{\eta}_i)^2} \quad (11)$$

$$DIF_V = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \sqrt{(u_i^2 + v_i^2)} - \sqrt{(\tilde{u}_i^2 + \tilde{v}_i^2)} \right\} \quad (12)$$

$$RMS_V = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \sqrt{(u_i^2 + v_i^2)} - \sqrt{(\tilde{u}_i^2 + \tilde{v}_i^2)} \right\}^2} \quad (13)$$

Onde η são as elevações, u e v as componentes de velocidades, o til indica os resultados numéricos e n é o número de observações.

Quantificando as diferenças entre os dois modelos (regional e local) e os dados medidos (ou previstos), observa-se que em média, os RMS percentuais apresentados para os níveis foram inferiores a 15 %. Já nos RMS percentuais para as correntes encontraram-se valores maiores, que chegam até 40 %, enquanto que os valores absolutos não diferem em mais de 20 cm/s.

Da comparação entre os dois modelos (regional e local), a semelhança entre os resultados mostra que o aninhamento produz bons resultados. Não foram encontradas diferenças significativas nas séries de níveis, sendo que o modelo local representa melhor as velocidades, principalmente na estação de montante (MCP).

Tabela 8. Valores estatísticos (anual) das séries de níveis previstas e modeladas (ano 2004-2005).

Estação	Dado	Variável	Mínimo	Média	Máximo	DIF	RMS	RMS ¹⁹ (%)
BN	PREV2004	E (m)	-1.91	0.32	2.50	X	X	X
	EXP A	E (m)	-1.77	0.33	2.37	0.0	0.3	6.9
	PREV2005	E (m)	-1.93	0.34	2.55	X	X	X
	EXP B	E (m)	-1.74	0.35	2.42	0.0	0.3	6.2
MCP	PREV2004	E (m)	-0.80	0.83	2.57	X	X	X
	EXP A	E (m)	-0.64	0.84	2.29	0.0	0.4	10.8
	PREV2005	E (m)	-0.97	0.83	2.59	X	X	X
	EXP B	E (m)	-0.71	0.84	2.31	0.0	0.3	9.5

¹⁹ O RMS percentual (RMS %) foi calculado como o quociente entre o RMS e o intervalo de total de variação da variável (valor máximo – valor mínimo).

Tabela 9. Época de seca (ano 2006): valores estatísticos (mensal) das séries medidas e modeladas. Nos dados de correntes, valores mínimos (negativos) indicam enchente e valores máximos (positivos), vazante.

Estação	Dado	Variável	Mínimo	Média	Máximo	DIF	RMS	RMS ¹⁹ (%)
BN	PREV	E (m)	-1.83	0.36	2.55	X	X	X
	EXP C	E (m)	-1.81	0.26	2.2	-0.29	0.42	9.6
	EXP 1	E (m)	-1.71	0.36	1.98	-0.02	0.53	12.1
	EXP C	V (m/s)	-0.92	0.16	1.23	X	X	X
	EXP 1	V (m/s)	-0.99	0.16	1.33	X	X	X
MCP	PREV	E (m)	-0.9	0.62	2.16	X	X	X
	AWAC	E (m)	-0.7	0.62	2.39	X	X	X
	EXP C	E (m)	-0.45	0.62	2.24	0.07	0.3	9.7
	EXP 1	E (m)	-0.55	0.72	2.35	-0.04	0.15	4.9
	AWAC	V (m/s)	-0.65	-0.13	0.53	X	X	X
	EXP C	V (m/s)	-0.45	0.22	0.50	-0.35	0.48	41.0
	EXP 1	V (m/s)	-0.58	0.18	0.64	-0.49	0.55	46.8

Tabela 10. Época de cheia (ano 2007): valores estatísticos (mensal) das séries medidas e modeladas. Nos dados de correntes, valores mínimos (negativos) indicam enchente e valores máximos (positivos), vazante.

Estação	Dado	Variável	Mínimo	Média	Máximo	DIF	RMS	RMS ¹⁹ (%)
BN	PREV	E (m)	-1.76	0.37	2.39	X	X	X
	EXP D	E (m)	-1.64	0.37	2.38	-0.4	0.5	12.3
	EXP 2	E (m)	-1.55	0.48	2.13	-0.2	0.5	11.6
	EXP D	V (m/s)	-0.90	0.28	1.32	X	X	X
	EXP 2	V (m/s)	-0.94	0.31	1.41	X	X	X
MCP	PREV	E (m)	-0.31	1.16	2.66	X	X	X
	AWAC	E (m)	0.00	1.31	2.73	X	X	X
	EXP D	E (m)	-0.18	0.99	2.21	0.2	0.4	14.3
	EXP 2	E (m)	-0.07	1.16	2.75	0.0	0.4	16.7
	AWAC	V (m/s)	-0.62	-0.04	0.60	X	X	X
	EXP D	V (m/s)	-0.42	0.28	0.67	-0.3	0.5	37.3
	EXP 2	V (m/s)	-0.36	0.36	0.74	-0.4	0.4	36.2

4.2. Características físicas e geométricas das planícies de maré

As variações de níveis d'água superiores a 3 metros caracterizam a região da foz do rio Amazonas como de meso e macromaré (DYER *et al.*, 2000) e são responsáveis pelo alagamento e secamento de grandes áreas costeiras. A seguir é apresentada a caracterização geométrica das planícies de maré no canal Norte do rio Amazonas, principalmente através do cálculo de suas larguras e declividades. Além da identificação e delimitação, será também apresentada a batimetria (ou altimetria) das planícies de maré no trecho em estudo. Também, foram calculados os 4 níveis de maré principais nas planícies de maré estudadas e comparado seu comportamento com o teórico mostrado na Figura 2.

Na Figura 23 é mostrada a batimetria para o trecho em estudo, que inclui as planícies de maré junto com as isolinhas de profundidades no canal principal. Este produto final foi empregado na configuração do modelo local onde foram consideradas as planícies de maré e o processo de alagamento/secamento. A batimetria das áreas alagadas foi obtida através da combinação da série temporal de linhas de costa (obtidas das imagens de satélite) e os níveis d'água simulados para os anos 2004 e 2005 (EXP A e EXP B, respectivamente). Como foi mostrado na Tabela 8, os resultados das simulações com o modelo regional apresentam um bom ajuste com os níveis previstos, com erros percentuais inferiores a 10 %.

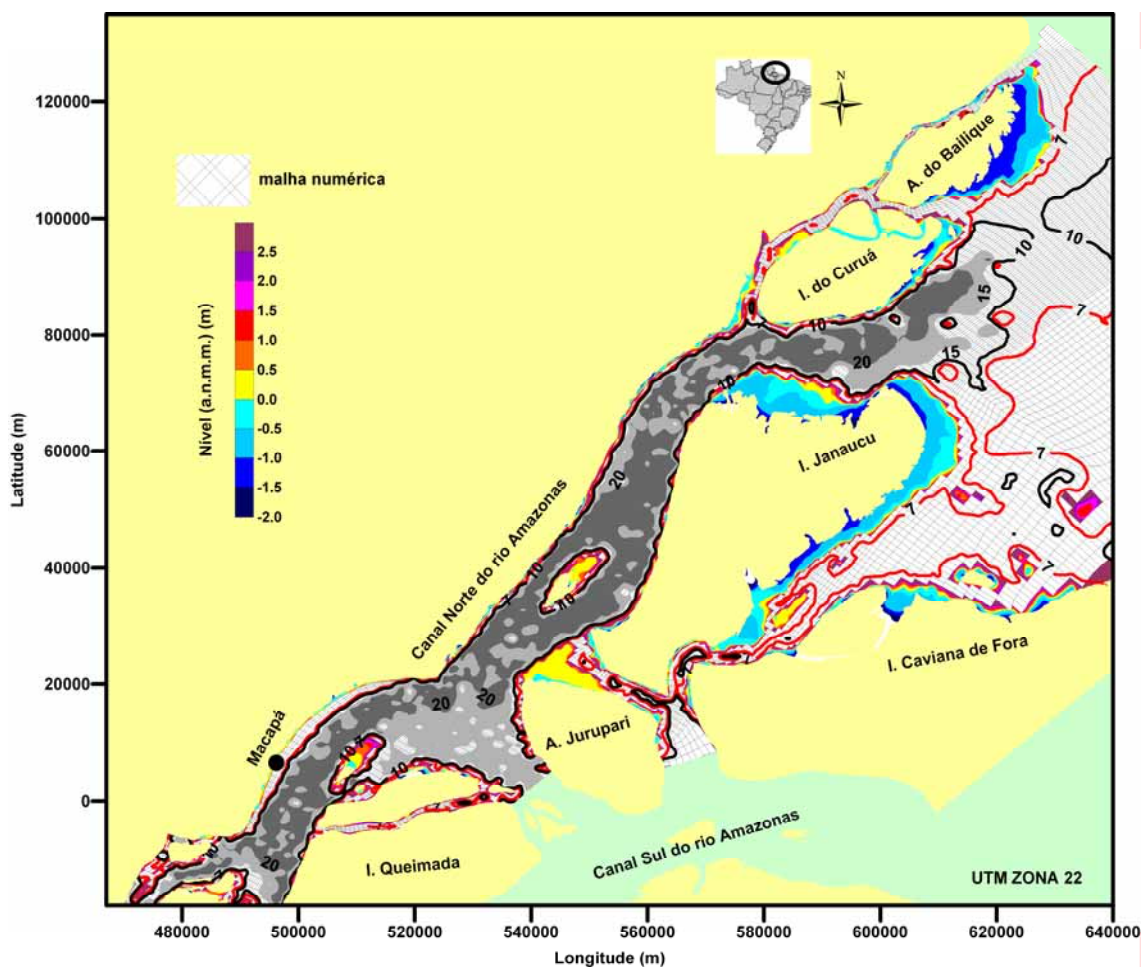


Figura 23. Batimetria das planícies de maré e isolinhas de profundidades nas regiões submersas, referidos ao nível médio, valores negativos (acima) e valores positivos (abaixo).

Na Figura 24 são apresentadas em detalhe duas regiões próximas às áreas pilotos, a montante (Macapá) e na foz do Canal Norte, onde são indicados perfis transversais às planícies empregados na caracterização física.

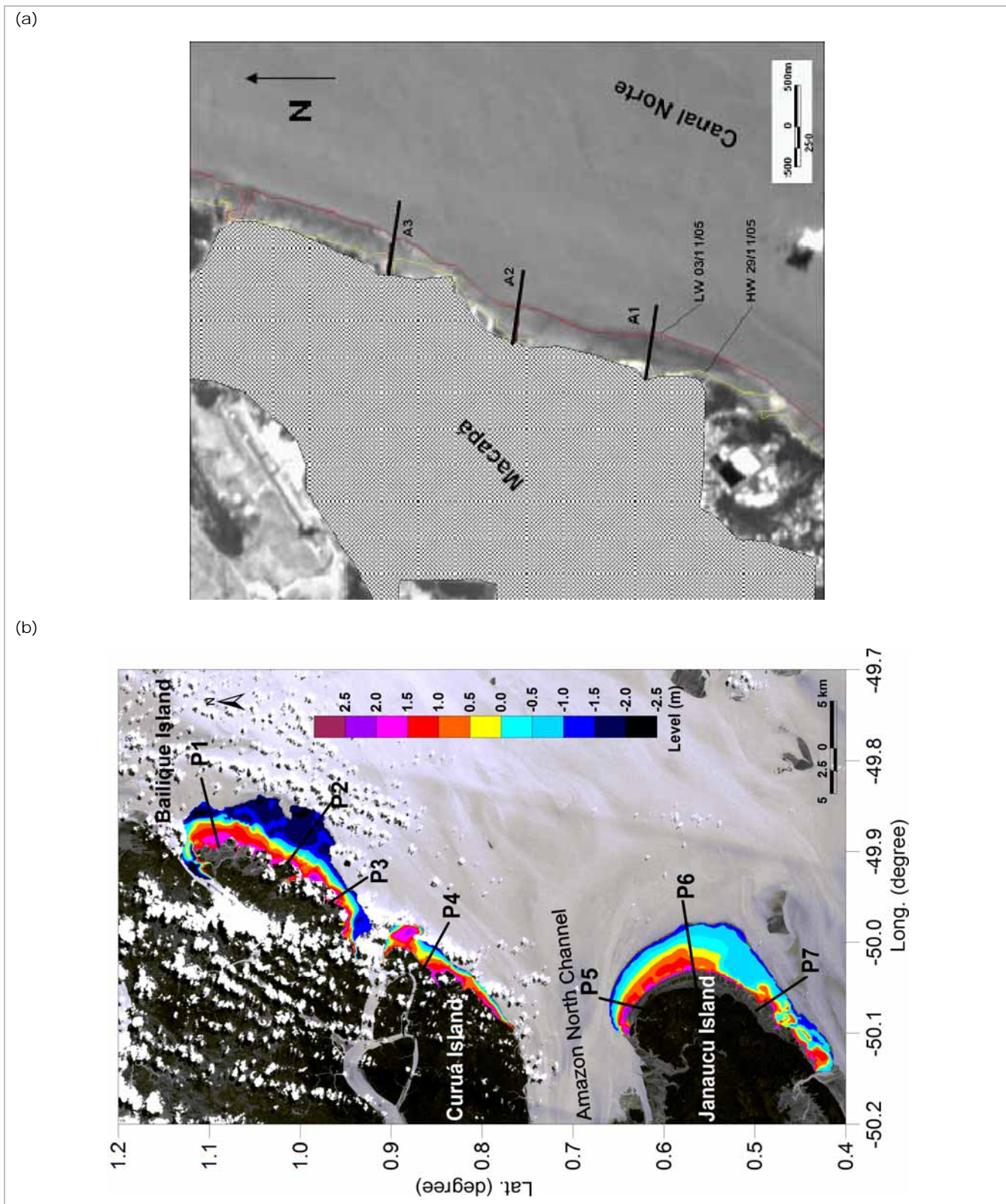


Figura 24. Imagens de satélite (infravermelho próximo) das planícies de maré: (a) Orla da cidade de Macapá mostrando a planície de maré delimitada pelas linhas de preamar (HW) e baixa-mar (LW) e (b) Batimetria das planícies de maré da região da foz referida ao nível médio, valores positivos (acima) e valores negativos (abaixo). Também são indicados os perfis para o cálculo dos parâmetros geométricos: P1-P7 e A1-A3.

Com o emprego conjunto das imagens e a modelagem numérica foram calculados alguns parâmetros físicos para a caracterização das planícies de maré no Canal Norte, como a área total alagada, largura máxima das planícies, declividade e intervalo de maré ao qual estão submetidas. Os resultados para os perfis transversais à costa, mostrados na Figura 24, são apresentados na Tabela 11. Observa-se que as planícies de maré no canal Norte do rio Amazonas são expostas a variações totais de níveis d'água de cerca de 3 a 5 m, que diminuem à montante. As planícies apresentam larguras entre 0.5 km (à montante) e 7 km (foz do canal Norte), com declividades entre 0.10 (na foz) - 0.60 % (à montante). Assim, segundo DYER *et al.* (2000), podem ser classificadas como planícies de baixa declividade ($\beta < 4\%$). Como pode ser observado, existe uma diferença muito grande em termos de declividades entre o trecho à montante (Macapá) e a foz. Isso está diretamente relacionado às alturas de maré (maiores na foz) e a posição das planícies, com menor altitude do terreno nas cercanias da boca do estuário.

Tabela 11. Características físicas das planícies de maré para cada perfil mostrado na Figura 24: área inundada, largura, orientação, altura de maré e declividade média. A declividade foi calculada como o quociente entre a altura de maré e a largura da planície.

	Bailique			Curuá			Janaucu	Macapá		
Área inundada (km ²)	149			39			148	3.35		
Perfil	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	A1	A2	A3
Largura (m)	6801	7113	3043	3031	2656	5872	2350	600	500	550
Orientação referida ao N (graus)	77	126	145	122	15	80	147	95	95	95
Altura de maré - R (m)	4.94	4.45	4.31	4.11	4.20	4.29	4.39	2.9	2.9	2.9
Declividade - β (%)	0.081	0.063	0.142	0.136	0.158	0.073	0.187	0.483	0.580	0.527

Complementando a análise física das planícies foram analisados os tempos de alagamento nas diferentes áreas mostradas na Figura 24. Para isso foram empregados os níveis d'água simulados, em nós da malha numérica próximos as regiões alagadas, e feito um estudo de frequência de ocorrência dos níveis de maré, durante um período de um ano (EXP A – ano 2004). O intervalo total de variação de nível, em cada área, foi dividido em intervalos de 10 cm e calculada a frequência de ocorrência para o valor do nível médio do intervalo ao longo do ano.

Foi considerado um perfil (P2, P4, P6 e A2) para cada uma das 4 áreas apresentadas na Figura 24, e nos quais foram indicados os percentuais anuais de alagamento para os 4 níveis de maré principais. Os 4 níveis de maré principais foram calculados segundo as especificações para a definição de *DATUM* vertical (PILLSBURY, 1956). A Figura 25 mostra o zoneamento das planícies de maré analisadas através de um *transect* longitudinal desde a foz até Macapá. Observa-se que o resultado mostrado na Figura 25 é diferente do esquema conceitual apresentado na Figura 2, válido para outras regiões, desde que a espessura da zona entre as baixa-mares de sizígia e quadraturas (zona 1) é reduzida. Esta redução se deve à influência fluvial, aspecto não contemplado no esquema conceitual. As modificações do nível médio e geração de marés compostas (Msf), pela influência da descarga fluvial (GALLO & VINZON, 2005), resultam em níveis d'água durante as baixa-mares de quadraturas semelhantes aos encontrados durante as de sizígias. Assim, a zona inferior (zona 1) muda a sua espessura ao longo do estuário (diminui à montante), como mostrado na Figura 25.

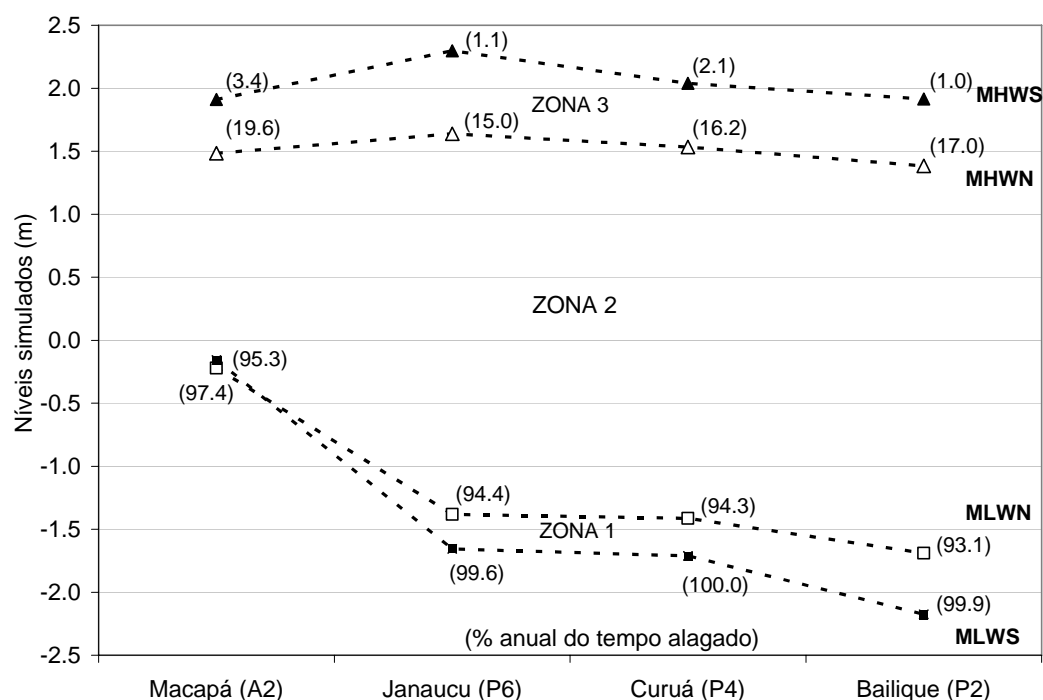


Figura 25. Evolução ao longo do trecho em estudo dos níveis médios principais para o zoneamento de maré (MHWS, MHWN, MLWN e MLWS). São indicados estes níveis para alguns dos perfis da Figura 24 (A2, P6, P4 e P2). Os percentuais correspondentes ao tempo de inundação para cada região são indicados, obtidos através da modelagem numérica para um ano de simulação (EXP A – ano 2004).

Com o intuito de explicar o comportamento da zona 1 (entre as médias das baixa-mares de quadratura, MLWN, e de sizígia, MLWS) ao longo do trecho em estudo, foram construídas as curvas de frequência de ocorrência de níveis ao longo de um ano de simulação. Estas curvas são mostradas na Figura 26 para as estações MCP (à montante) e BN (na foz), localizadas nos extremos do trecho considerado.

Uma diferença observada na Figura 26 é a maior distribuição dos níveis na estação BN, devido às maiores marés na região da foz. Na estação MCP uma faixa menor de níveis concentra-se ao longo do ano e, portanto, a frequência de ocorrência dos níveis é maior. Na estação BN, observa-se uma curva de frequência típica de regime semidiurno (SWINDBANKS, 1982; PUGH, 1987), que possui dois valores máximos (com ~ 300 horas) quase simétricos (que correspondem aos níveis das preamares e baixa-mares) e um mínimo aproximadamente no nível médio (com ~ 150 horas de alagamento). Já na estação MCP, observa-se que o pico de frequência correspondente ao nível menor (baixa-mar) é maior que o correspondente ao nível de altitude maior (preamar). Isso é explicado pelo fato da zona 1 (Figura 25), que parecia diminuir sua espessura progredindo a montante, ficar superposta à zona 2 e assim, aumentar a ocorrência dos níveis. A consequência da deformação do perfil teórico de planícies de maré, devido à influência da vazão fluvial, é o alagamento diferencial do perfil. Logo, a frequência de ocorrência dos níveis abaixo do nível médio é maior quando são comparados com os níveis acima.

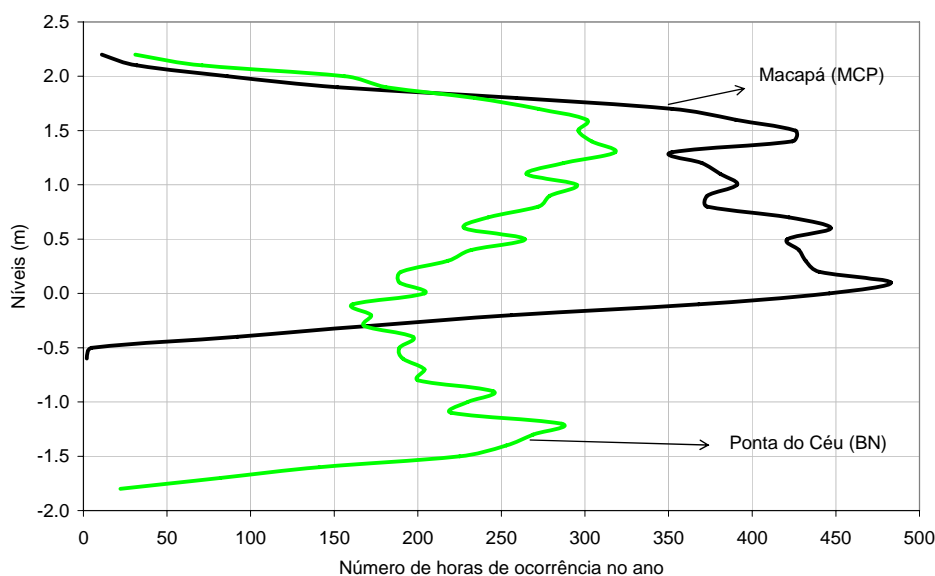


Figura 26. Curva anual de frequência de ocorrência de níveis, para as estações Macapá (MCP) e Ponta do Céu (BN). Séries de níveis simulados para o ano 2004 (EXP A).

4.3. Descrição das áreas piloto: orla de Macapá e Arquipélago do Bailique

Como mencionado anteriormente, duas áreas pilotos foram escolhidas: a orla da cidade de Macapá e o arquipélago do Bailique, ambas no estado de Amapá e localizadas na margem esquerda do Canal Norte (Figura 10). A caracterização através das imagens e modelagem foi imprescindível na escolha das áreas pilotos. Além, disso, nessa escolha, foi considerada a facilidade de acesso à região e conseqüentemente uma logística de trabalho viável. Nesta seção serão analisadas as principais características do ponto de vista físico e morfológico das duas áreas piloto através da observação nas freqüentes visitas e da coleta de informações *in situ*.

A planície de maré de Macapá estende-se ao longo da orla da cidade. O local escolhido está orientado aproximadamente na direção Oeste-Leste (o ângulo do eixo transversal à planície é 100°E), apresenta um comprimento de 2 km (Figura 27) e é delimitada ao norte pelo píer de captação de água (CAESA) e ao sul pelo bairro Atúria. A planície é contornada no lado oeste pelo muro da orla e tem uma largura máxima de aproximadamente 600 m (durante a época de seca do rio Amazonas).

Na Figura 28 apresenta-se o perfil topográfico da planície e os níveis de maré principais, na época de seca e cheia. A declividade média do perfil é baixa de 1/285 ou 0.35 % (Figura 28), resultando em um valor menor que àqueles apresentados na Tabela 11 para este local. Na Tabela 11 a declividade foi calculada considerando a altura total de maré e a largura da planície, sendo que a largura da planície encontra-se interrompida pela presença do muro que altera a declividade real da planície.

Do ponto de vista morfológico, observou-se uma maior altitude na região norte (próximo do píer de captação) e a presença de uma região mais profunda e com menores declividades ao sul, a qual permanece alagada a maior parte do ciclo da maré. Também, no perfil topográfico (Figura 28) observa-se a sequência de trechos de erosão (no meio da planície) e sedimentação (no início e fim da planície). Outro ponto com presença de erosão foi verificado ao pé do muro, provavelmente pela dissipação das ondas no encontro com a parede. Outra característica foi a presença de micro rugas (*ripples*) paralelas a linha de costa, ou seja, no sentido da propagação da maré e ondas na planície.

Como mostrado na Figura 27, observa-se uma diminuição da área alagada devido ao aumento da vazão, quando são comparadas as baixa-mares registradas durante o trabalho de campo de 2006 (seca) e 2007 (cheia). A largura diminui quase para a metade, chegando aproximadamente a 300 m, durante a época de cheia. As modificações na largura e nos níveis médios d'água na planície (Figura 28), devido as diferentes magnitudes da vazão fluvial, alteram o zoneamento teórico (mostrado na Figura 2). O aumento da vazão fluvial eleva os diferentes níveis médios (aproximadamente 0.5 m) e como consequência diminui a largura da planície, fazendo com que a estação ADV1 permaneça alagada durante quase todo o ciclo de maré na época de cheia. Também, percebe-se que tanto na seca quanto na cheia, a espessura da zona inferior da planície (entre os níveis MLWN e MLWS) é quase nula, como mostrado na Figura 25. Ou seja, os níveis de baixa-mar de sizígia são praticamente coincidentes com os de quadratura. Também observa-se que o alagamento da planície começa aproximadamente 1 metro abaixo do nível médio, e quando a maré atinge o nível médio, a planície se apresenta totalmente alagada, ou seja, a planície de maré encontra-se abaixo do nível médio.



Figura 27. Imagem GOOGLE EARTH da planície de Macapá. Localização dos equipamentos: ADVs no interior da planície e AWAC próximo ao canal (submerso todo o tempo). Em azul é indicada a linha de baixa-mar durante a época de seca (2006) e em verde durante a cheia (2007).

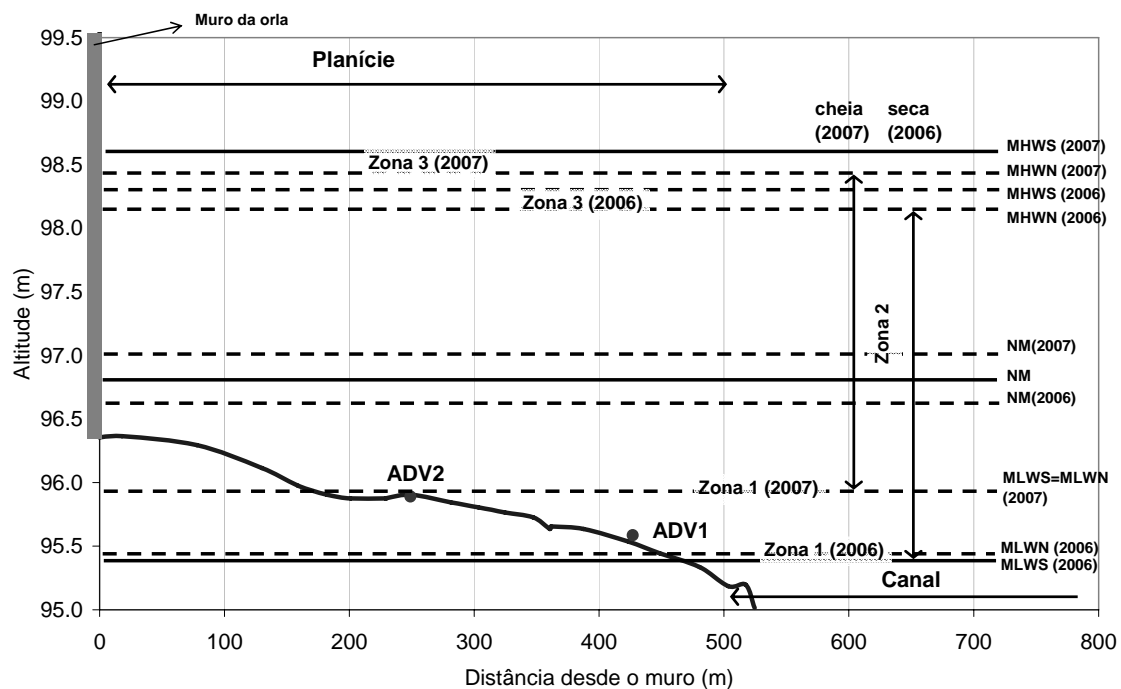


Figura 28. Planície de Macapá: perfil topográfico e zoneamento através dos 4 níveis de maré principais (MHWS, MHWN, MLWN e MLWS) na época de seca (2006) e cheia (2007). Os níveis de maré principais foram calculados através da análise harmônica das séries de níveis d'água registrados na estação AWAC durante os dois trabalhos de campo. Os níveis médios (NM) também são indicados. As altitudes são fictícias, sendo que o nível médio encontra-se em cota 96.8 m.

O Arquipélago do Bailique está localizado na foz do canal Norte do rio Amazonas e limita-se a noroeste com a ilha Vitória e a sul com a ilha de Curuá (veja Figura 1). A planície de maré estudada encontra-se no lado norte da ilha e seu eixo está orientado aproximadamente na direção sul-norte (0 graus) (a norte da ilha) e oeste-leste (90 graus) (a leste da ilha). Apresenta um comprimento da ordem de 20 km, se considerada a extensão total do lado leste da ilha (Figura 29) e uma largura máxima de aproximadamente 6 km. O lado oeste da planície está limitado pela presença de árvores e manguezais, que coincidem aproximadamente com a linha de preamar (observação visual durante o trabalho de campo).

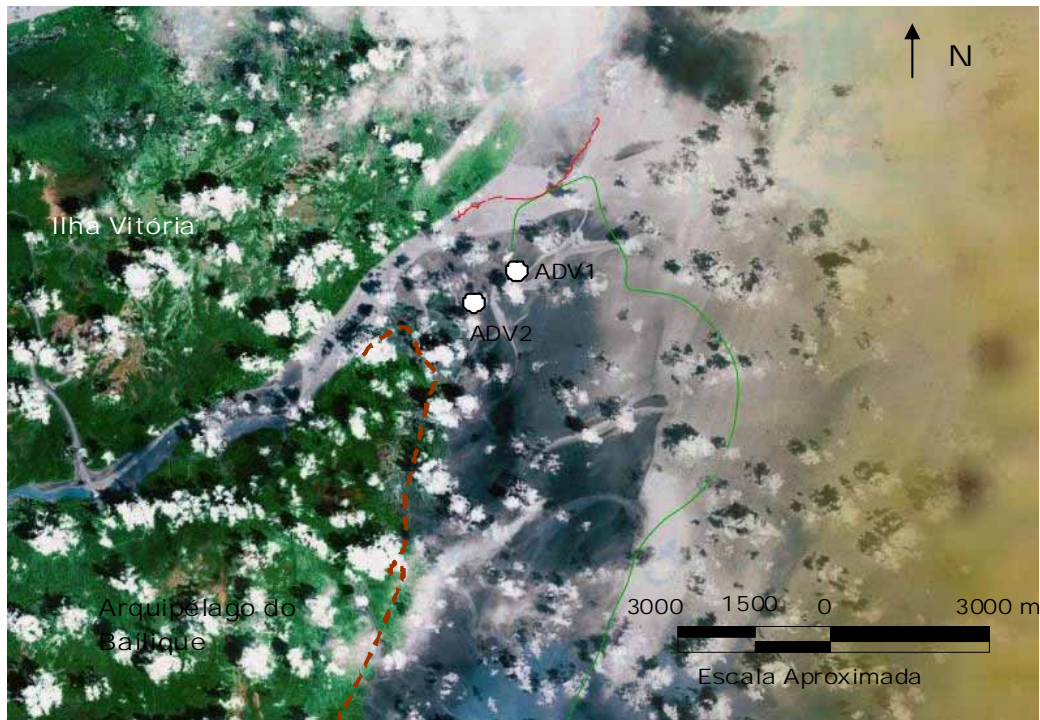


Figura 29. Imagem GOOGLE EARTH da área norte Arquipélago do Bailique. Localização dos dois ADV's no interior da planície. Também é indicada (aproximadamente) a linha entre meia-maré e baixa-mar da planície, combinação de dois *trackings* empregando GPS: com embarcação durante a campanha de agosto 2007 (em vermelho) e com helicóptero, no mês de julho/2007 quando foi realizado o reconhecimento da área (em verde). A linha de preamar (em marrom) coincide com o início do manguezal.

Na Figura 30 observa-se o perfil topográfico da planície do Bailique, que apresenta-se similar ao teórico (Figura 2) quanto à disposição dos 4 níveis de maré principais. Devido à pouca influência fluvial nos níveis, a camada inferior (zona 1) apresenta quase a mesma espessura da superior (zona 3). A planície tem uma declividade média do perfil baixa de 1/5000 ou 0.02 % na parte superior e uma declividade maior na parte inferior, de 1/1430 ou 0.07% (Figura 30), valor que é próximo ao de 0.081 % (apresentado na Tabela 11) do perfil P1, aproximadamente coincidente com a linha de nivelamento. Também, observa-se que no Bailique uma boa parte da planície (entre 3 e 4 km) aparece acima do nível médio.

Do ponto de vista morfológico, observou-se uma rede de canais responsáveis pelo alagamento e secamento da planície. Os eixos dos canais (Figura 29) são coincidentes com o eixo da planície, orientados na direção sul-norte a norte da ilha e oeste-leste a leste da ilha. Também, no perfil topográfico (Figura 30) observam-se trechos de erosão (ao pé do manguezal e a 2 km da margem) e de sedimentação (entre

1-2 km da margem e no meio da planície). O fundo da planície foi caracterizado como fundo liso sem a presença de rugas.

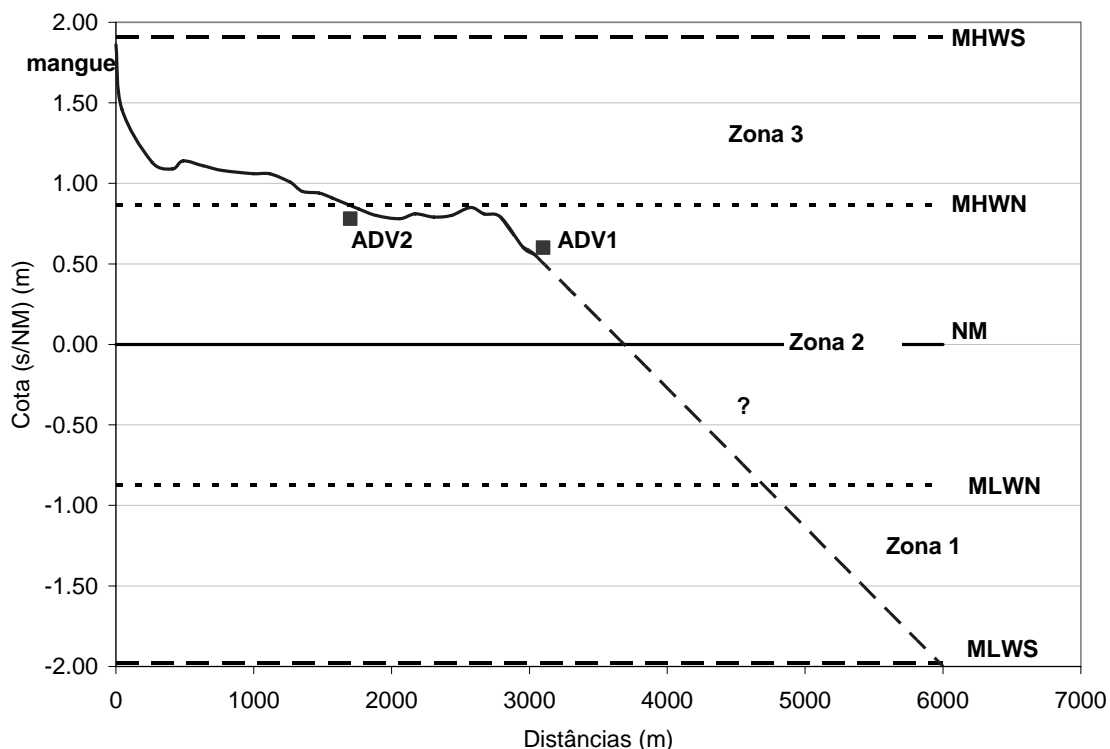


Figura 30. Planície de Bailique: perfil topográfico e zoneamento através dos 4 níveis de maré principais (MHWS, MHWN, MLWN e MLWS). Os níveis de maré principais foram calculados através da análise harmônica das séries de níveis d'água obtidas da previsão harmônica durante o trabalho de campo e o nível médio (NM) também foi indicado. A parte inferior do perfil (indicada com linha pontilhada) foi inferida.

Na Tabela 12 é mostrado um resumo das declividades dos perfis topográficos das planícies nas áreas pilotos. Além das planícies de Macapá e Bailique, são mostrados os dados de declividade para a planície de maré do Parazinho, próximo à ilha do Curuá (Figura 1), informações coletadas em junho/2006 quando foi realizado um reconhecimento das áreas de planícies na foz do rio Amazonas. São mostradas as declividades médias medidas nas planícies e as extraídas do modelo numérico local. Observa-se que os resultados foram consistentes e que as batimetrias calculadas nas planícies de maré, uma vez verificadas nas áreas pilotos, poderiam ser aplicadas em todo o trecho modelado.

Tabela 12. Declividade média dos perfis topográficos nas planícies de maré das áreas piloto: valores medidos versus assimilados pelo modelo.

Planície	Macapá	Parazinho ²⁰	Bailique
Medida	0.0035	0.0044	0.00034
Modelo	0.0031	0.0032	0.00045

A caracterização sedimentológica das planícies foi realizada através da coleta de sedimentos do fundo numa linha transversal à costa (coincidente com a linha de localização dos equipamentos). Os sedimentos foram coletados empregando testemunhas de PVC de 5 cm de diâmetro. Na análise foram empregados os 10 cm da camada superficial, separados através de peneiramento úmido²¹ em material grosso (areias) e fino (silte + argilas). Uma vez que o fundo de ambas as planícies é constituído basicamente por material grosso, na sua caracterização foi empregado o conteúdo de areias.

Na Figura 31 apresenta-se a distribuição do conteúdo de areias num perfil para as planícies de Macapá (MCP) e Bailique (BLQ). O fundo da planície do Bailique está constituído por material grosso (conteúdo de areias entre 70 e 90 %). Já o fundo da planície de Macapá, apresenta conteúdo de areias entre 10 e 80 %, sendo a parte inferior composta basicamente por areias e a parte superior pela mistura de areias finas e silte. Possivelmente a maior dinâmica na área da foz (correntes maiores e exposição às ondas) reflete o maior conteúdo de areias na planície do Bailique. Em ambas as planícies, observa-se também que o conteúdo de areias aumenta em direção ao canal, o que daria indícios da diminuição das intensidades das correntes no sentido *on-shore*.

Estes dados de tamanho de material no fundo foram empregados na escolha da distribuição das rugosidades no interior das planícies na etapa da modelagem numérica. Como foi mencionado no item 3.2, foram escolhidos valores de rugosidade no interior das planícies que diminuem em direção à margem em função da diminuição do conteúdo de areias mostrado na Figura 31. Também foi considerada uma rugosidade maior nas planícies localizadas na foz.

²⁰ A ilha do Parazinho é uma reserva biológica (SEMA/AP, SECRETARIA DE ESTADO DO MEIO AMBIENTE - NÚCLEO DE UNIDADES DE CONSERVAÇÃO) localizada no extremo leste da ilha de Curuá.

²¹ No peneiramento úmido foi empregada a peneira N° 230 (0.063 mm)

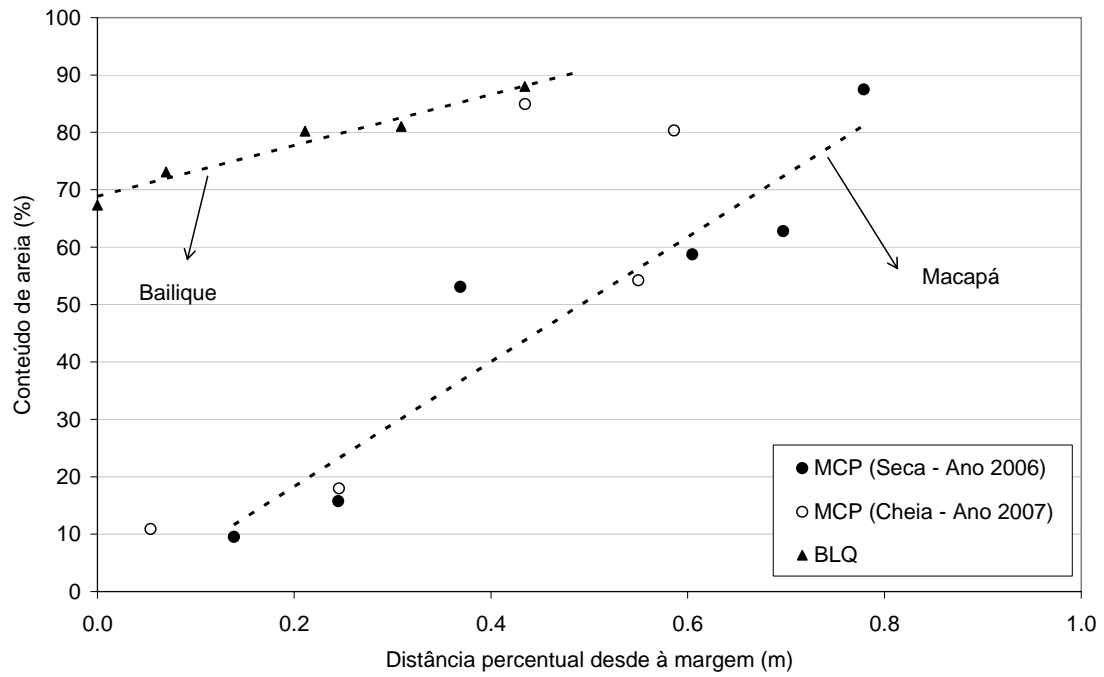


Figura 31. Distribuição do conteúdo de areias (> 0.063 mm) do material do fundo das áreas pilotos. São mostrados três perfis: Macapá (seca 2006), (cheia 2007) e Bailique (2007). As distâncias foram normalizadas pela largura total das planícies.

5. HIDRODINÂMICA DAS PLANÍCIES DE MARÉ NO CANAL NORTE DO RIO AMAZONAS

5.1. escoamento sobre as planícies de maré: séries de níveis e correntes medidas

Esta seção apresenta a hidrodinâmica das planícies de maré numa escala local. São analisadas as medições *in situ* de níveis e correntes nas duas áreas pilotos escolhidas, visando caracterizar o escoamento, as suas forçantes e as mudanças decorrentes da diferente localização dentro do estuário do rio Amazonas.

Nas Figura 32 e Figura 33 está mostrada a evolução de níveis e correntes sobre a planície de Macapá durante aproximadamente 10 dias, nas duas primeiras campanhas de campo, na época de seca (2006) e cheia (2007), respectivamente. No total foram medidos 36 ciclos de maré, 17 na seca e 19 na cheia. A Figura 34 apresenta os registros de níveis e velocidades na planície do Bailique, no terceiro trabalho de campo e durante 4 dias de medição (8 ciclos de maré). Na Figura 35 (MCP) e Figura 36 (BLQ) são mostrados em detalhe os ciclos de maré representativos dos períodos de sizígia e quadratura, para ambas as planícies.

Como se pode ver da Figura 32 a Figura 34, em ambas as planícies, as marés controlam as flutuações de níveis, as velocidades e os tempos de alagamento/exposição. Tanto níveis quanto velocidades mostram variações temporais em duas escalas: semidiurna (no ciclo da maré) e semilunar (sizígia e quadratura). Observa-se que nas baixa-mares os registros de níveis e velocidades são truncados devido ao secamento da planície, exceto na estação ADV1 em Macapá durante a cheia (2007) (veja Figura 33a), pelo aumento do nível médio com o incremento da vazão. As marés de maior amplitude durante as sizíguas, mostrado através do incremento da altura total de marés na Figura 32a, Figura 33a e Figura 34a, resultam em níveis e velocidades de maiores magnitudes no interior das planícies.

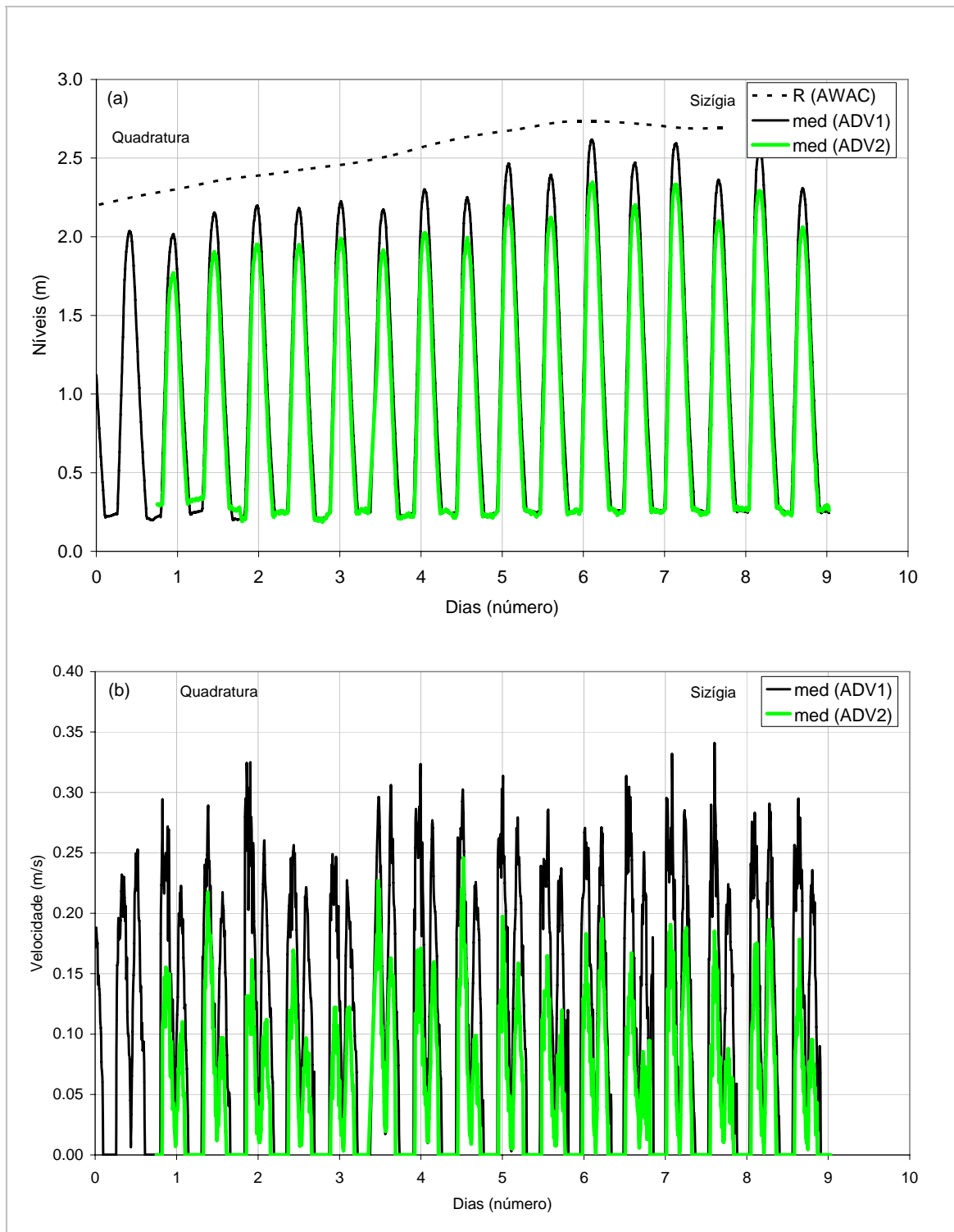


Figura 32. Dados de maré coletados na primeira campanha na planície de Macapá, época de seca (nov/dez 2006). (a) níveis de maré nas duas estações do interior da planície (ADV1 e ADV2) e altura total da maré (R) na estação AWAC. (b) Módulo das velocidades nas estações ADV1 e ADV2. O valor de velocidade zero foi estabelecido quando o sensor de pressão encontra-se acima do nível d'água. O dia zero corresponde a 29/11/2006 0:00 AM.

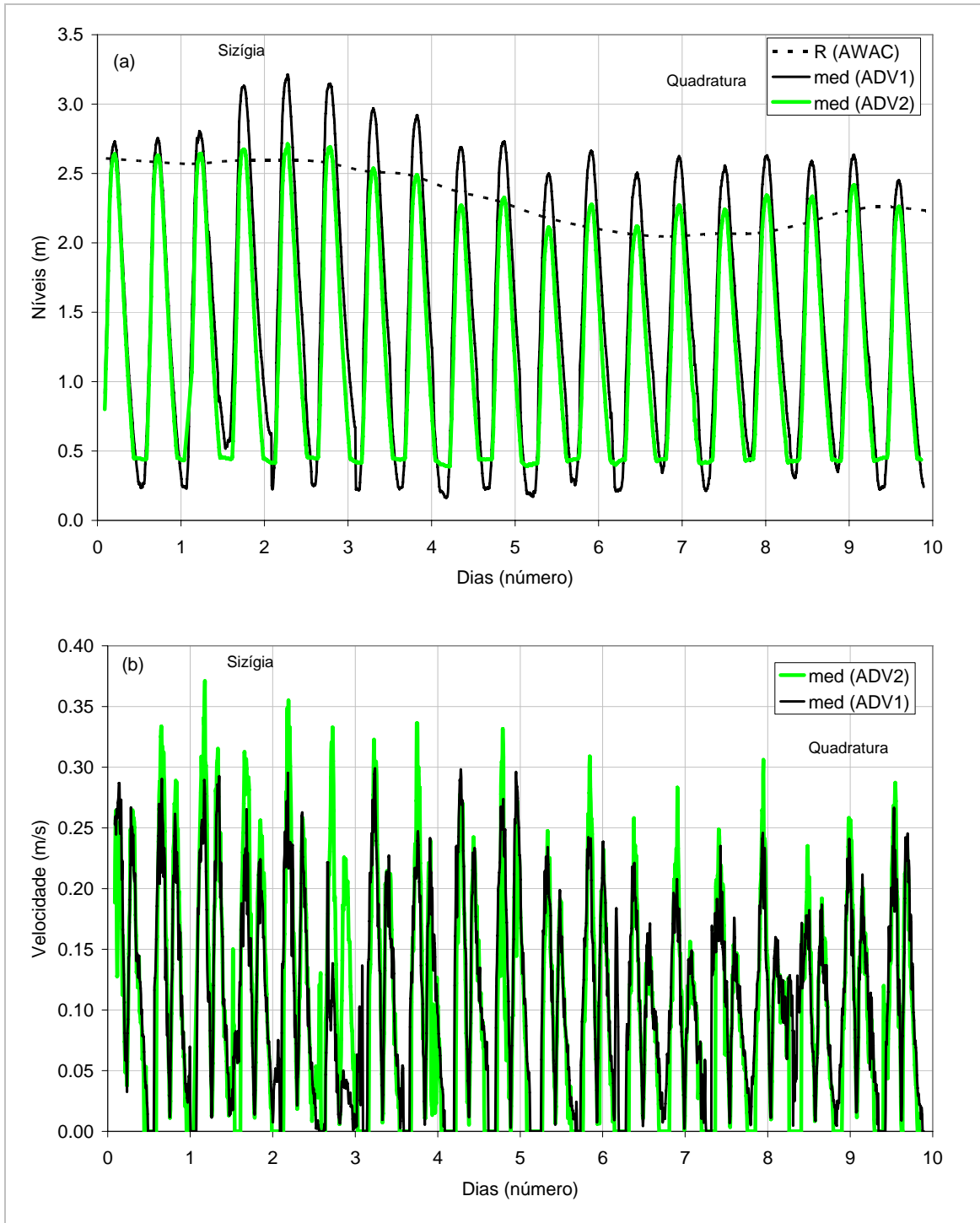


Figura 33. Dados de maré coletados na segunda campanha na planície de Macapá, época de cheia (ago 2007). (a) níveis de maré nas duas estações do interior da planície (ADV1 e ADV2) e altura total da maré (R) na estação AWAC. (b) Módulo das velocidades nas estações ADV1 e ADV2. O valor de velocidade zero foi estabelecido quando o sensor de pressão encontra-se acima do nível d'água. O dia zero corresponde a 01/08/2007 12:00 AM.

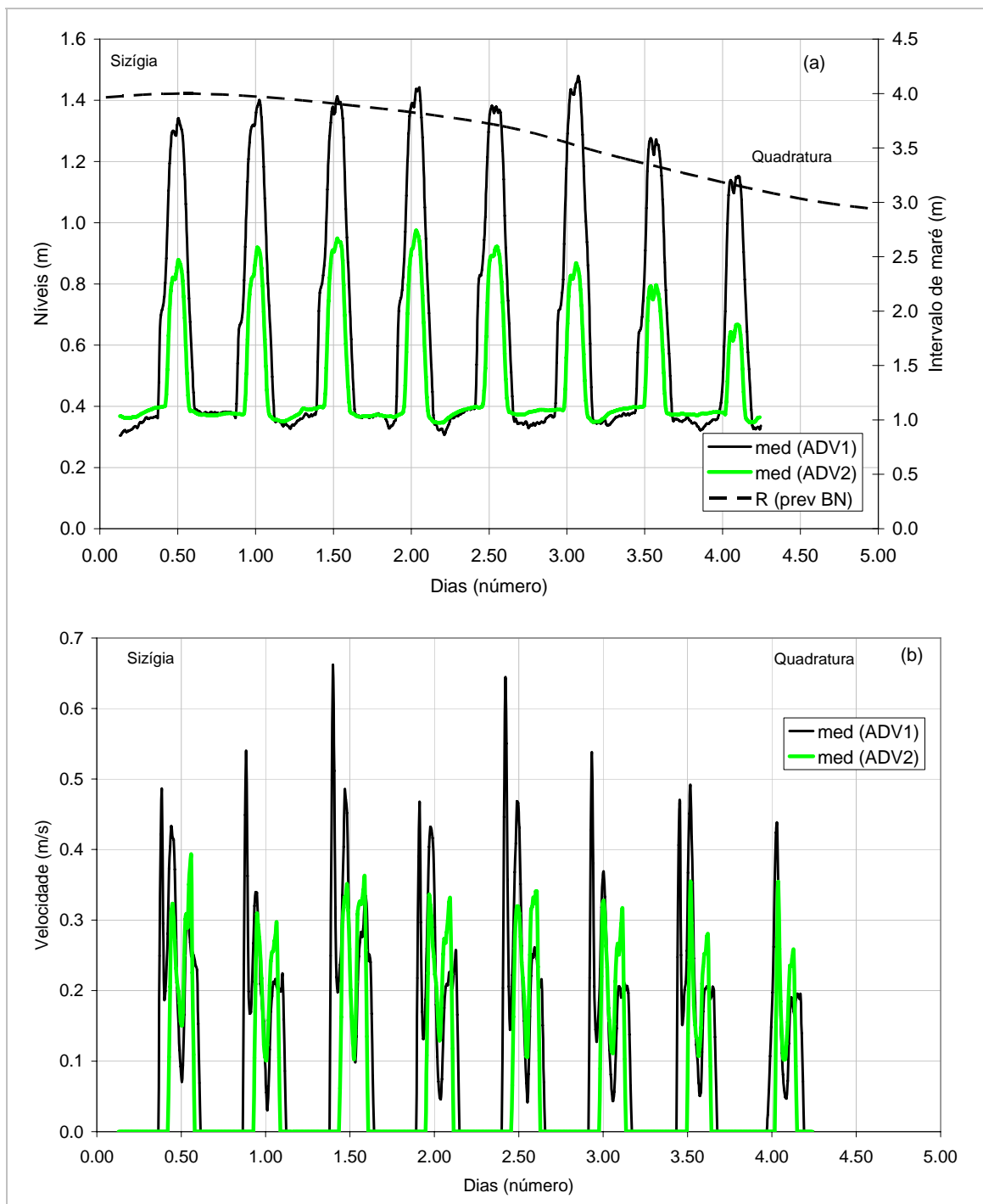


Figura 34. Dados de maré coletados na planície do Bailique durante a terceira campanha (ago 2007). (a) níveis de maré nas duas estações do interior da planície (ADV1 e ADV2) e altura total da maré (R) obtida da maré prevista na estação BN. (b) Módulo das velocidades nas estações ADV1 e ADV2. O valor de velocidade zero foi estabelecido quando o sensor de pressão encontra-se acima do nível d'água. O dia zero corresponde a 13/08/2007 13:00 PM.

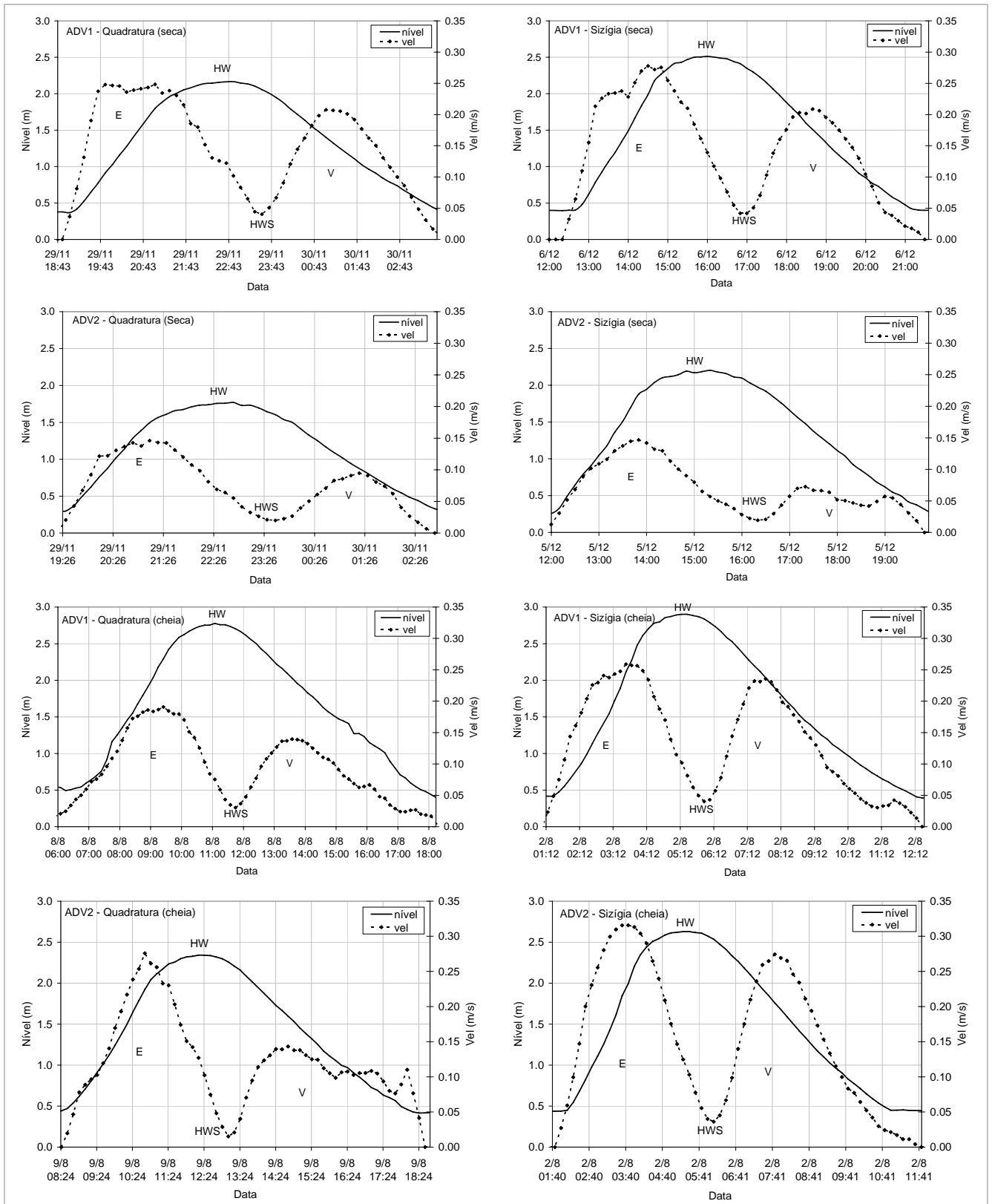


Figura 35. Registros de níveis (linha cheia) e velocidades (linha tracejada) nos ciclos selecionados durante quadratura e sizigia nos dois trabalhos (seca e cheia) de campo na planície de Macapá. As enchentes (E), vazante (V), preamar (HW) e estofa de preamar (HWS) foram indicadas.

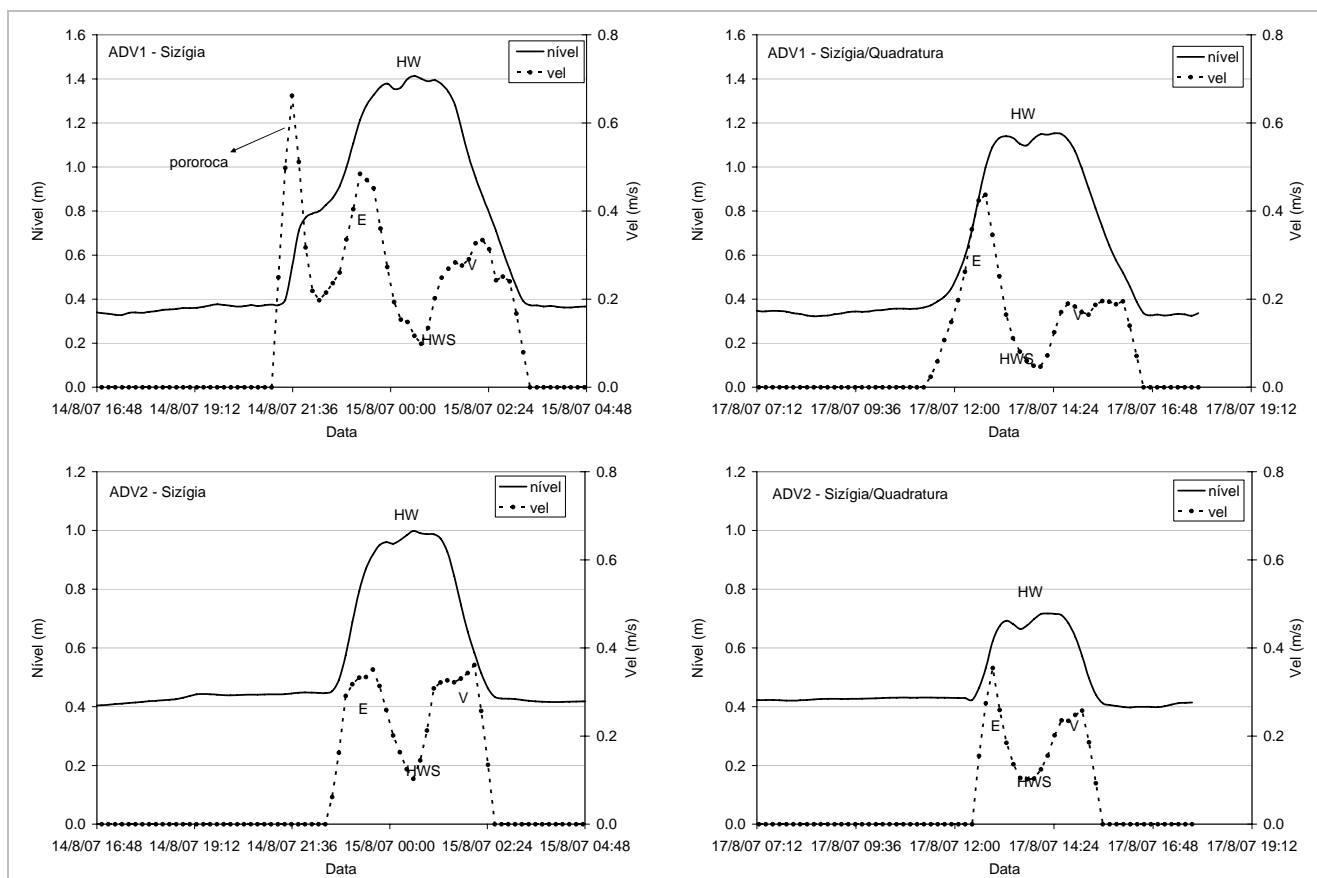


Figura 36. Registros de níveis (linha cheia) e velocidades (linha tracejada) para a planície do Bailique nos ciclos selecionados durante sizígia e no período intermediário entre sizígia e quadratura. As enchentes (E), vazante (V), preamar (HW) e estofa de preamar (HWS) foram indicadas.

Numa escala de tempo maior a da maré, o efeito do aumento da vazão (de seca para cheia) é observado pelo incremento dos níveis de preamar e o nível médio no interior da planície de Macapá (de 2006 para 2007). A média das profundidades locais durante os trabalhos de campo aumenta de 1.5/1.3 m (na seca) para 1.9/1.6 m (na cheia), para as estações ADV1 e ADV2, respectivamente. Isso causa o alagamento contínuo da posição da estação ADV1 durante a cheia e resulta numa menor largura da planície de maré, como mostrado na Figura 27. Devido à atenuação da maré pela maior vazão fluvial, observa-se que a altura total de maré diminui de 2006 (seca, Figura 32a) para 2007 (cheia, Figura 33a), com a consequente diminuição das velocidades na planície.

5.2. Análise das assimetrias

Uma análise mais detalhada dos dados medidos (níveis e velocidades) foi direcionada às assimetrias no escoamento pela sua possível influência no transporte de sedimentos. Assim nesta seção serão discutidos os diferentes tipos de assimetrias presentes em planícies de maré, mencionados no Capítulo 2, mais especificamente nas planícies analisadas. Também são indicadas as modificações decorrentes da diferente localização geográfica das planícies dentro do estuário, períodos de sizígia e quadratura e época de cheia e seca do rio.

Na Tabela 13 é apresentado um resumo com os valores médios das variáveis ao longo de todos os ciclos medidos, dos ciclos correspondentes as quadraturas e dos ciclos correspondentes as sizígias. Foram escolhidos quatro ciclos representativos dos períodos de sizígia e de quadratura, em datas próximas as máximas e mínimas alturas de maré, respectivamente. Da Figura 37 a Figura 43 são comparadas às feições características (indicadas na Figura 8) em cada estação de medição, ADV1 e ADV2, para as planícies de Macapá e Bailique.

Tabela 13. Características principais dos ciclos de maré medidos nas áreas pilotos, médios ao longo do período de medição, e médios durante ciclos de maré na sizígia (S) e na quadratura (Q). Máximas das velocidades de enchente (V_{ench}) e vazante (V_{vaz}), tempos de subida ($t1$), de alagamento ($t2$), e diferenças entre a preamar e o pico de enchente ($t3$), entre o pico de vazante e a preamar ($t4$). Os valores de variação da velocidade próxima das estofas (BM, baixa-mar e PM, preamar) também são informados. Na planície do Bailique não há valores para a quadratura já que as medições não foram realizadas nesse período.

		V_{ench} (m/s)	V_{vaz} (m/s)	$t1$ (h)	$t2$ (h)	$t3$ (min)	$t4$ (min)	du/dt_{BM} (mm/s ²)	du/dt_{PM} (mm/s ²)
ADV1	Média	0.29	0.25	3.5	8.6	102	146		
MCP(2006)	S	0.29	0.26	3.4	8.8	93	167	0.075	0.033
	Q	0.26	0.23	3.6	8.4	100	147	0.038	0.031
ADV2	Média	0.15	0.09	3.0	7.4	73	84		
MCP(2006)	S	0.15	0.10	3.2	7.8	77	93	0.036	0.018
	Q	0.15	0.08	2.9	7.1	53	60	0.036	0.017
ADV1	Média	0.25	0.22	4.1	11.2	104	148		
MCP(2007)	S	0.29	0.27	3.4	10.6	90	133	0.031	0.034
	Q	0.22	0.16	4.6	11.7	107	150	0.015	0.028
ADV2	Média	0.30	0.22	3.6	9.4	111	130		
MCP(2007)	S	0.32	0.29	3.7	9.8	117	140	0.067	0.038
	Q	0.26	0.16	3.6	9.2	117	130	0.042	0.029
ADV1	Média	0.48	0.28	3.2	5.7	85	81		
BLQ(2007)	S	0.46	0.33	3.2	5.8	87	70	0.078	0.080
	Q	X	X	X	X	X	X		
ADV2	Média	0.38	0.34	1.8	3.5	76	80		
BLQ(2007)	S	0.39	0.35	1.7	3.6	63	90	0.173	0.079
	Q	X	X	X	X	X	X		

A diferença de magnitude entre os picos de velocidades de enchente e vazante caracteriza um tipo de assimetria. As medições mostram uma dominância de enchente nas correntes, ou seja, as máximas correntes de enchente maiores que as máximas de vazante, em ambas as planícies (Figura 37). Desta forma, as planícies de maré do rio Amazonas podem ser classificadas como sistemas enchente-dominante. A propagação da onda de maré sobre as planícies modifica sua assimetria, com um aumento do valor do quociente de velocidades (V_{ench} / V_{vaz}) na parte superior da planície, da posição do ADV1 (Figura 37a) para a do ADV2 (Figura 37b). Também é observada uma tendência à maior assimetria na época de quadratura, possivelmente devido às menores profundidades na planície e assim um efeito maior do atrito.

A influência fluvial faz com que a onda de níveis se apresente mais assimétrica na época de cheia (menores valores da relação t_{sub} / t_{desc}), embora o aumento dos níveis d'água. Isto é devido à maior geração da componente de maré M_4 durante este estágio fluvial, como mostrado na Figura 22. Devido à conservação de volume, na planície de Macapá, estas diferenças (Figura 38) resultam em tempos de descida quase o dobro dos tempos de subida.

Na planície do Bailique ocorre uma situação diferente da mencionada na planície em Macapá. A onda de níveis se apresenta mais simétrica (Figura 38), não havendo influência fluvial significativa na assimetria. Durante as sizígias ocorre o fenômeno da *pororoca*²², que provoca tempos de subida da maré maiores aos de descida. Porém, a assimetria das correntes é mais marcada que na planície de Macapá (Figura 37), com correntes de enchente bem superiores durante a passagem da *pororoca*. A onda da *pororoca* se antecipa à passagem da maré em aproximadamente 90 minutos e, portanto, aumenta o tempo de subida da onda de maré. Isto pode ser observado na Figura 36a onde foi mostrado o registro de velocidades na estação ADV1 com a presença de dois picos de enchente bem marcados. O primeiro deles, de maior magnitude, ~ 0.8 m/s, acontece antes do processo de alagamento da planície devido à propagação da onda propriamente de maré. Na estação ADV2 a onda de *pororoca* não é percebida. Durante as sizígias a relação V_{ench} / V_{vaz} seria incrementada sensivelmente pela *pororoca* na parte inferior da planície. Observa-se também uma mudança no comportamento da assimetria das correntes de maré ao longo da sua propagação sobre a planície, enquanto em

²² A *pororoca* (do tupi "poro'roka", de "poro'rog", estrondar) é um fenômeno natural produzido na região Amazônica pelo encontro das correntes fluviais com as águas oceânicas (WIKIPÉDIA, 2008).

Macapá esta assimetria é aumentada, em geral significativamente, em Bailique esta assimetria diminui (Figura 37).

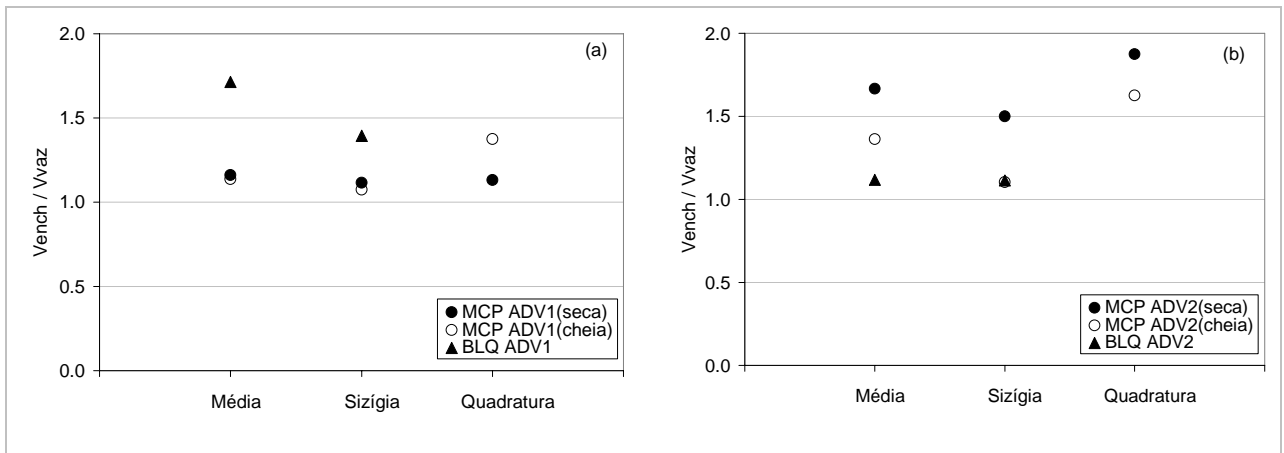


Figura 37. Comparação da relação entre os picos de enchente e vazante (V_{ench} / V_{vaz}): (a) estação ADV1 (planície inferior) e (b) estação ADV2 (planície superior).

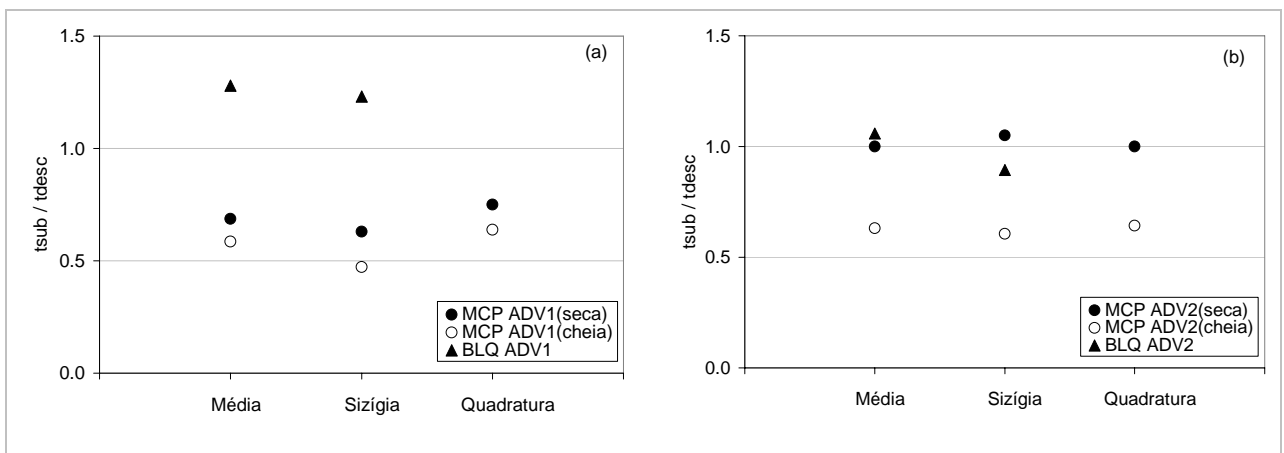


Figura 38. Comparação da relação entre os tempos de subida e descida da onda de maré: (a) estação ADV1 (planície inferior) e (b) estação ADV2 (planície superior).

No interior das planícies, as profundidades locais diminuem em direção à margem (mostrado nas Figura 28 e Figura 30), e assim, a onda se propaga num ambiente cada vez mais raso (ver Figura 32a, Figura 33a, Figura 34a). Logo, as magnitudes das velocidades diminuiriam na direção da margem (de ADV1 para ADV2). Assim, na planície de Macapá, as velocidades durante a seca diminuem 42 % na enchente (Figura 39a) e 54 % na vazante (Figura 39b). Já durante a época de cheia, observou-se um incremento de 20 % na enchente (Figura 39a) e 8 % na vazante (Figura 39b).

Uma explicação para esse incremento seria que há um volume maior que passa na seção do ADV2, devido ao aumento do nível médio pelo incremento de vazão durante a

cheia, com o conseqüente incremento nas velocidades na estação ADV2 quando a maré atinge o muro (Figura 40). Este volume maior é devido à limitação da largura da planície pela presença do muro na margem. Na estação ADV1, devido ao volume permanentemente alagado, que compensa parcialmente o volume adicional pelo aumento do nível d'água, as vazões e correntes que passam nesta seção permanecem sem alterações significativas. Logo, a sedimentação diferencial ao longo do perfil de planícies de maré (maior quantidade de sedimentos depositados no perfil superior) seria alterada durante a época de cheia, dado que as maiores velocidades na parte superior da planície seriam capazes de ressuspender os sedimentos depositados. Já na planície do Bailique, a distribuição de velocidades segue o padrão esperado, as velocidades diminuem 30 % na enchente (Figura 39a) e permanecem quase constantes durante o período de vazante (Figura 39a).

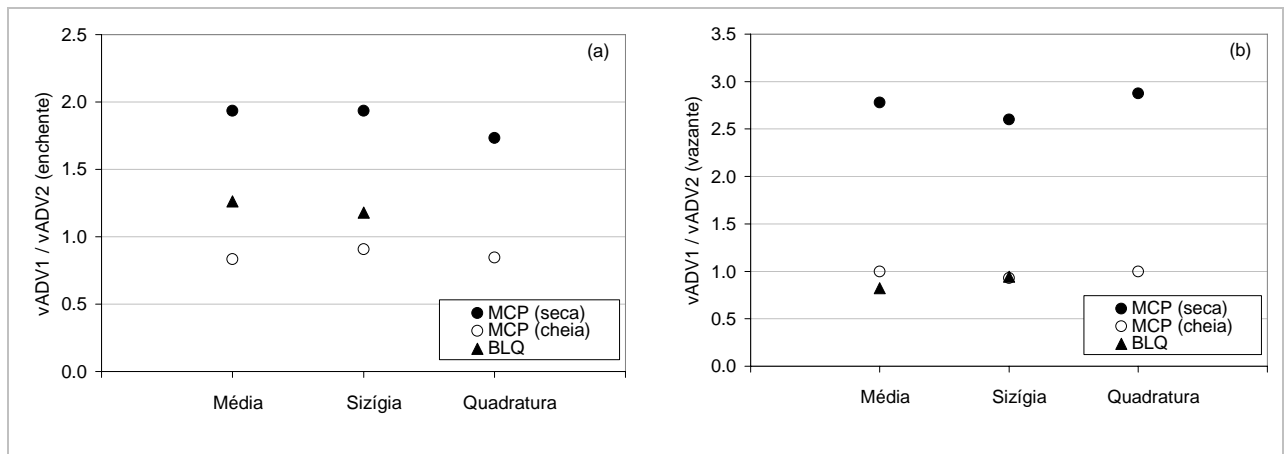


Figura 39. Comparação das velocidades na estação ADV1 (planície inferior) e na estação ADV2 (planície superior): (a) velocidades de enchente e (b) velocidades de vazante.

As planícies de maré aparecem parcial/totalmente expostas durante as baixa-mares e os tempos de alagamento/secamento são importantes no processo de consolidação dos sedimentos que seriam depositados nas planícies. Os tempos de alagamento (t_2) mostrados na Tabela 13 para as estações ADV1 e ADV2 variaram entre 7 e 12 horas na planície de MCP e entre 3 e 6 horas na planície de BLQ. Estes menores tempos de alagamento no Bailique são devidos principalmente pela posição dos equipamentos, muito mais acima do nível médio como mostrado na Figura 28 e Figura 30. O tempo de exposição das planícies ($t_{seco} = T - t_2$, com T o período do ciclo de maré) é mostrado na Figura 41a e Figura 41b para as duas estações em ambas as planícies e normalizados pelo ciclo de maré ($T = 12.4$ horas). Em função dos maiores valores relativos dos tempos de secamento, o processo de consolidação é favorecido na época de seca (2006),

na parte superior do perfil da planície (estação ADV2) e nas planícies localizadas acima do nível médio (Bailique).

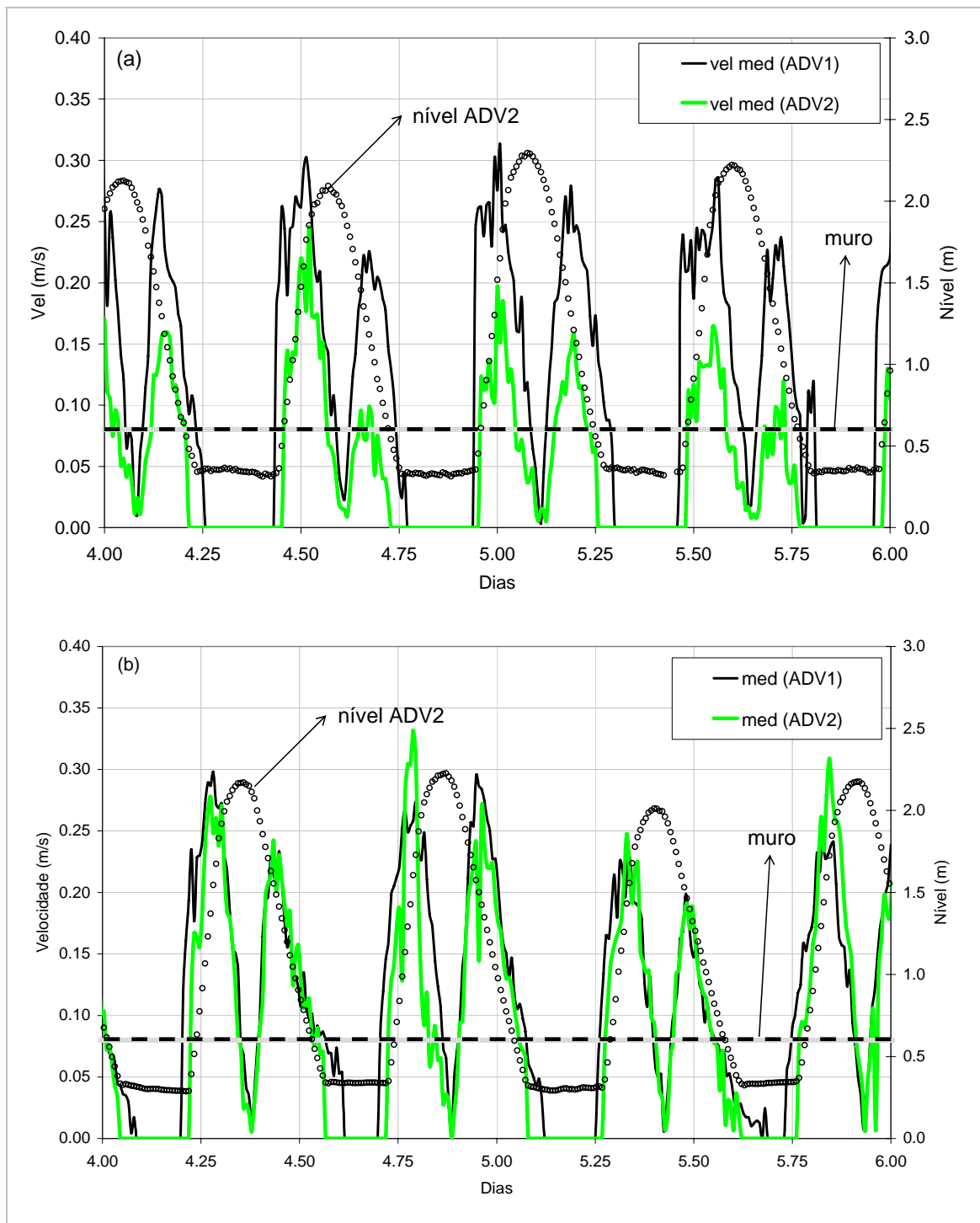


Figura 40. Influência do muro da orla de Macapá nas séries de velocidades nas estações ADV1 e ADV2, durante 4 ciclos de maré: (a) época de seca e (b) época de cheia. Em linha tracejada são mostrados os níveis medidos na estação ADV2. Após a interseção do nível em ADV2 e a linha horizontal do muro considera-se que a maré atinge o muro.

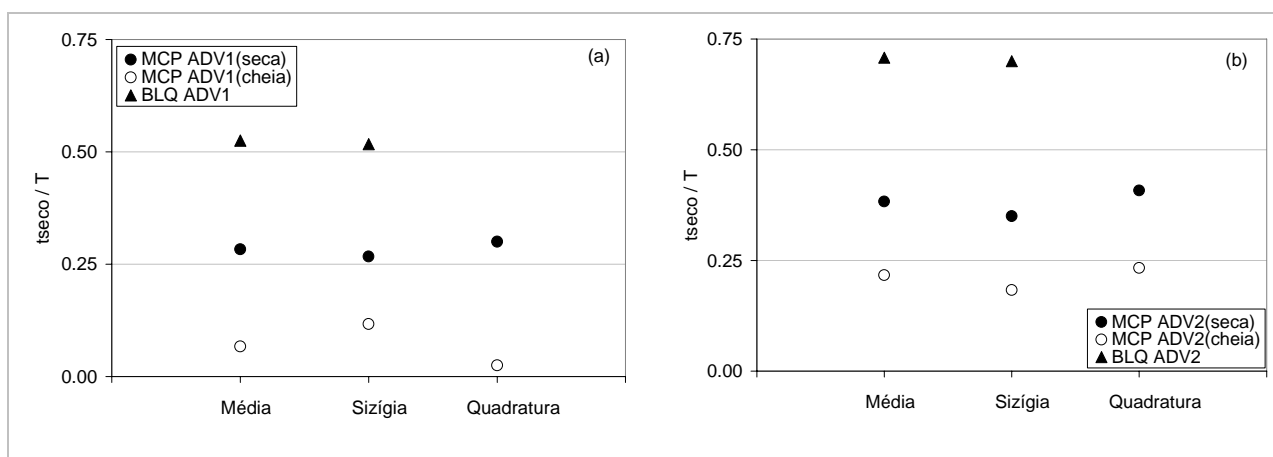


Figura 41. Comparação da relação entre os tempos de secamento e o período do ciclo ($T = 12.4$ horas): (a) estação ADV1 (planície inferior) e (b) estação ADV2 (planície superior).

Outro tipo de assimetria pode ser observado no deslocamento dos picos de velocidades na enchente e na vazante, em relação ao pico da preamar e a estofa associada. Na planície do Bailique as estofas coincidem com as preamares, enquanto que em Macapá encontram-se no início da descida da curva de maré (menos de uma hora depois do pico de preamar). Na Figura 42 e Figura 43 são mostradas as diferenças entre o tempo de ocorrência das máximas velocidades de enchente e vazante, respectivamente, e o tempo de ocorrência da preamar. Essa diferença foi normalizada com o tempo total de alagamento, para comparar as duas estações (ADV1 e ADV2), as duas planícies (MCP e BLQ) e os dois estágios fluviais (seca e cheia).

Na planície de Macapá, as máximas correntes de enchente e vazante ocorrem com a planície alagada (com profundidades entre 1.5 e 2.0 m) e próxima da preamar. Na planície do Bailique as máximas correntes de enchente e vazante ocorrem com a planície parcialmente alagada e então, mais próxima da baixa-mar.

Essa posição dos máximos de velocidades, relativa à preamar, influi na variação das velocidades próxima as estofas. Quanto mais afastados os picos de velocidades na enchente e na vazante maior seria o tempo disponível para a deposição dos sedimentos durante a estofa de preamar. Na planície de Macapá, embora os tempos de alagamento sejam maiores durante a cheia que durante a seca, o tempo disponível para a deposição é maior durante a seca (estação ADV1). No Bailique, o afastamento dos picos favoreceria a deposição. Mas, como observado na Figura 34 as velocidades durante a estofa de

preamar dificilmente atingem valores inferiores a 10 cm/s. Isto indicaria que o escoamento muda de direção, mas sem parar no instante da estofa de preamar.

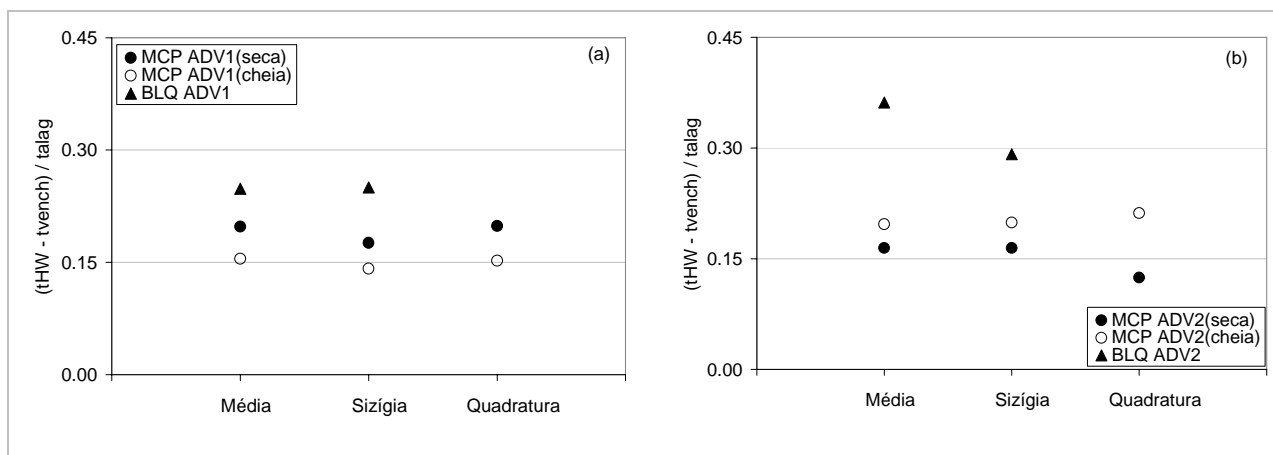


Figura 42. Comparação da diferença entre os tempos de preamar (HW) e o do pico de enchente (t_{vench}), normalizado pelo tempo de alagamento: (a) estação ADV1 (planície inferior) e (b) estação ADV2 (planície superior).

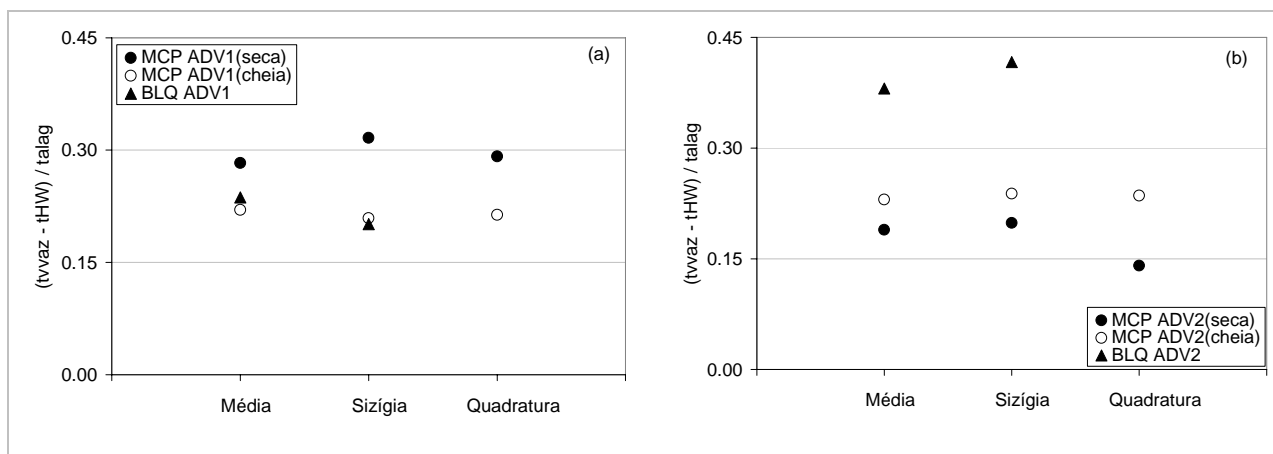


Figura 43. Comparação da diferença entre os tempos do pico de vazante (t_{vvaz}) e a preamar (HW), normalizado pelo tempo de alagamento: (a) estação ADV1 (planície inferior) e (b) estação ADV2 (planície superior).

Também, foram observadas as variações das velocidades no tempo (aceleração) próximo das estofas, no início da enchente (BM – baixa-mar) ou no início da vazante (PM – breamar), como mostrado na Tabela 13. Segundo DRONKERS (1986), essa variação pode ser também um indicativo da direção do transporte de sedimentos. Através do cálculo dessas taxas nos registros medidos de velocidades, a lenta variação da velocidade durante a preamar comparada com a baixa-mar ($du/dt_{PM} < du/dt_{BM}$), em ambas as planícies, favoreceria a importação de sedimentos. Também, quando se comparada ambas as planícies, as maiores magnitudes encontradas na planície de BLQ

indicam um crescimento mais rápido das velocidades nos primeiros instantes do alagamento e, portanto, picos de velocidade deslocados próximo às baixa-mares. Na planície de Macapá, os valores de aceleração diminuem de cheia para seca (estação ADV1), indicando que os picos de velocidade são deslocados mais próximos às preamares.

5.3. Padrões do escoamento sobre as planícies: componentes de velocidades e balanço de fluxos

Nesta seção serão analisados os padrões de escoamento em ambas as planícies. Verifica-se o diferente padrão de correntes em planícies de maré adjacentes ao canal principal (Macapá) quando se compara com extensas planícies em áreas costeiras (Bailique). Também, como será visto a seguir, a diferente magnitude da vazão fluvial nos períodos de seca e cheia altera o padrão de escoamento na planície de Macapá.

A Figura 44 retrata os diagramas dos vetores de velocidade sobre as planícies em estudo. O escoamento em ambas as planícies seria circular ou elíptico com rotação no sentido anti-horário. Na planície de Macapá, apenas uma parte desta elipse parece evidente e apresentando um padrão quase retilíneo e reversível, na direção NE (vazante) – SW (enchente). A explicação para isto se deve a que as velocidades são nulas durante as estofas de baixa-mar (quando a planície está seca), e muito baixas (< 5 cm/s) durante as estofas de preamar (como mostrado na Figura 32 e Figura 33).

Na planície do Bailique (Figura 44e e Figura 44f) as correntes de vazante possuem maior dispersão angular ($\sim 60^\circ$) quando comparadas com as de enchente ($\sim 30^\circ$). Estudos anteriores (PERILLO, 1993) de padrões de correntes numa planície de maré extensa (3 km x 1.5 km) e costeira (Stars Point na baía Fundy, Canadá) também mostram uma maior dispersão durante as correntes de vazante.

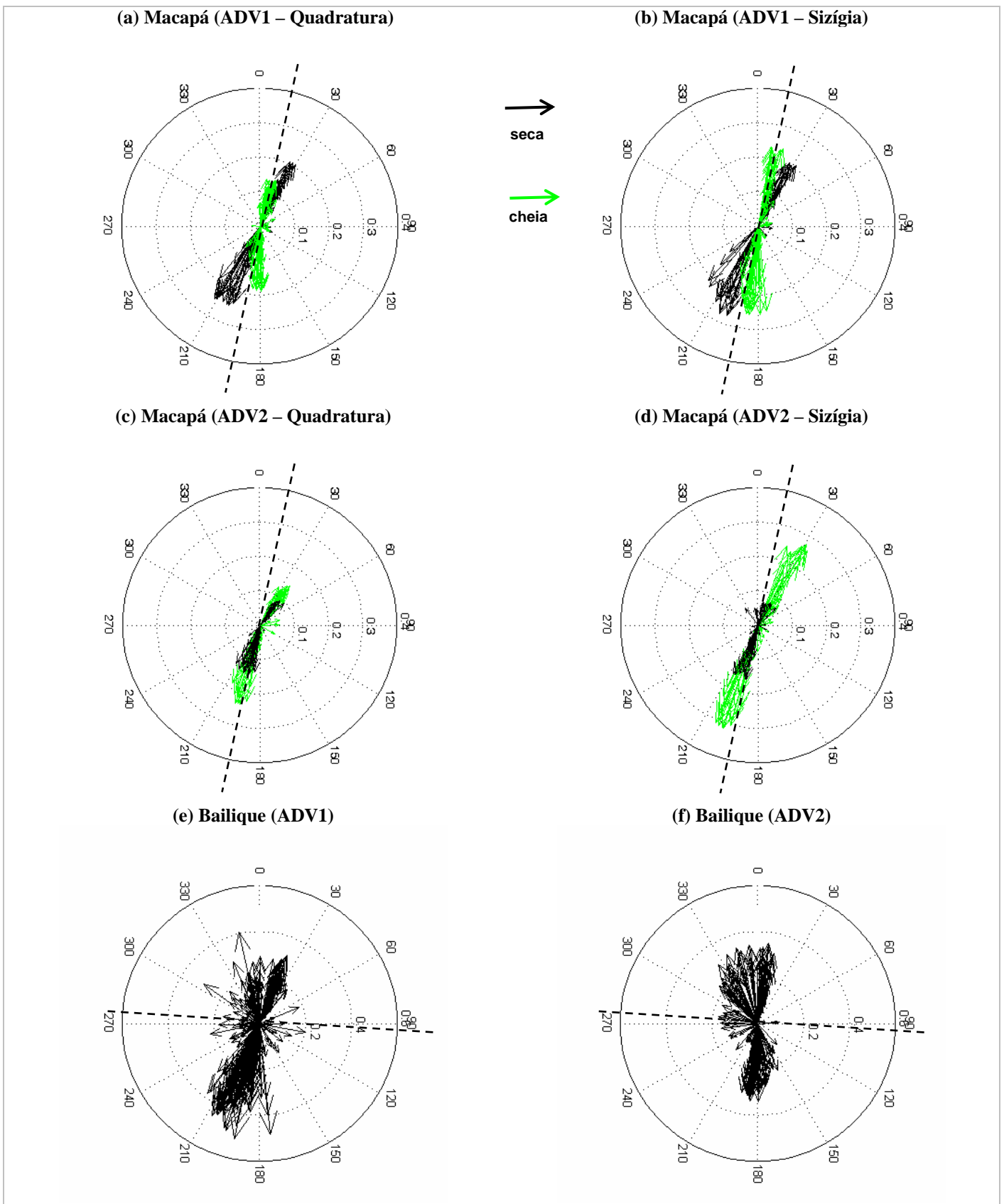


Figura 44. Diagrama de vetores de velocidade nas planícies estudadas. Em Macapá ((a), (b), (c) e (d)), comparação das velocidades nas duas estações durante ciclos de maré de quadratura e sizígia, nos dois estágios fluviais, seca e cheia. No Bailique, é mostrado o período completo de medição (4 dias) nas estações ADV1 (e) e ADV2 (f). As direções foram referidas ao norte geográfico e a escala de velocidades está em m/s. Em linhas tracejadas é indicada a direção da linha de costa.

Na planície de Macapá, em contraposição à planície costeira do Bailique onde o alagamento acontece perpendicular ao eixo da planície (frontal), as correntes de enchente têm maior dispersão angular ($\sim 30^\circ$) quando comparadas com as de vazante ($\sim 15^\circ$). Isso se deveria a que o processo de enchente (alagamento) acontece pelo transbordamento lateral da maré no canal. Já, na vazante o processo acontece com a planície totalmente alagada e então, o padrão de correntes é influenciado pela orientação do canal e o escoamento fluvial (na mesma direção). Por isso, a diferente magnitude da vazão fluvial (cheia/seca) influi também na direção das correntes (enchente e vazante) pelo menos na parte inferior da planície (ADV1, Figura 44a e Figura 44b). Durante a época de cheia as correntes aparecem mais alinhadas com o canal e com menor espalhamento. Já na parte superior da planície (ADV2, Figura 44c e Figura 44d) observaram-se as mesmas direções do escoamento durante ambos os estágios fluviais.

Pelo acima exposto, torna-se evidente a influência do canal e da vazão na dispersão das correntes quando se comparam as duas planícies. Esse espalhamento das correntes, no processo de alagamento (enchente) e secamento (vazante) das planícies, é indicado por FORTUNATO *et al.* (1999) como um mecanismo de dissipação da energia de maré.

Os vetores de velocidades podem ser separados em componentes transversais e longitudinais às planícies, permitindo assim, identificar duas componentes, uma responsável pela inundação da planície e outra relacionada com a hidrodinâmica do canal principal. Essas componentes de velocidades são mostradas para as estações ADV1 em ambas as planícies (Figura 45 a Figura 47). Posteriormente foram calculados os fluxos ou vazões específicas na direção de cada componente de velocidade, visando identificar o sentido do transporte sobre as planícies e a ação conjunta de níveis e velocidades. A vazão específica foi obtida como o produto da velocidade pela profundidade local. Para o cálculo do transporte total, as vazões foram integradas no tempo durante o ciclo de maré (T):

$$q(m^2) = \int_{t_0}^{t_0+T} uHdt \quad (14)$$

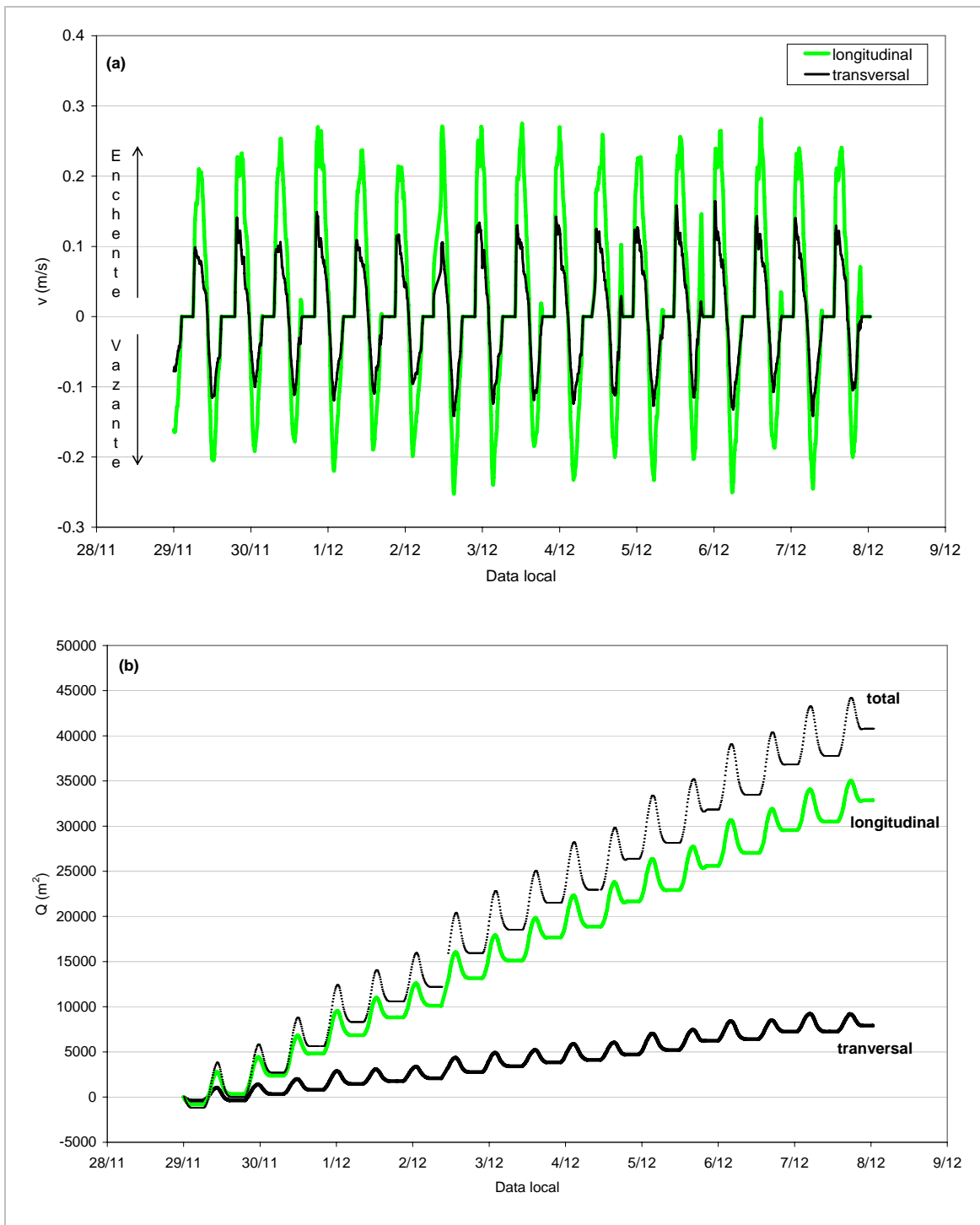


Figura 45. Macapá estação seca: (a) velocidades transversais e longitudinais e (b) vazão específica na estação ADV1.

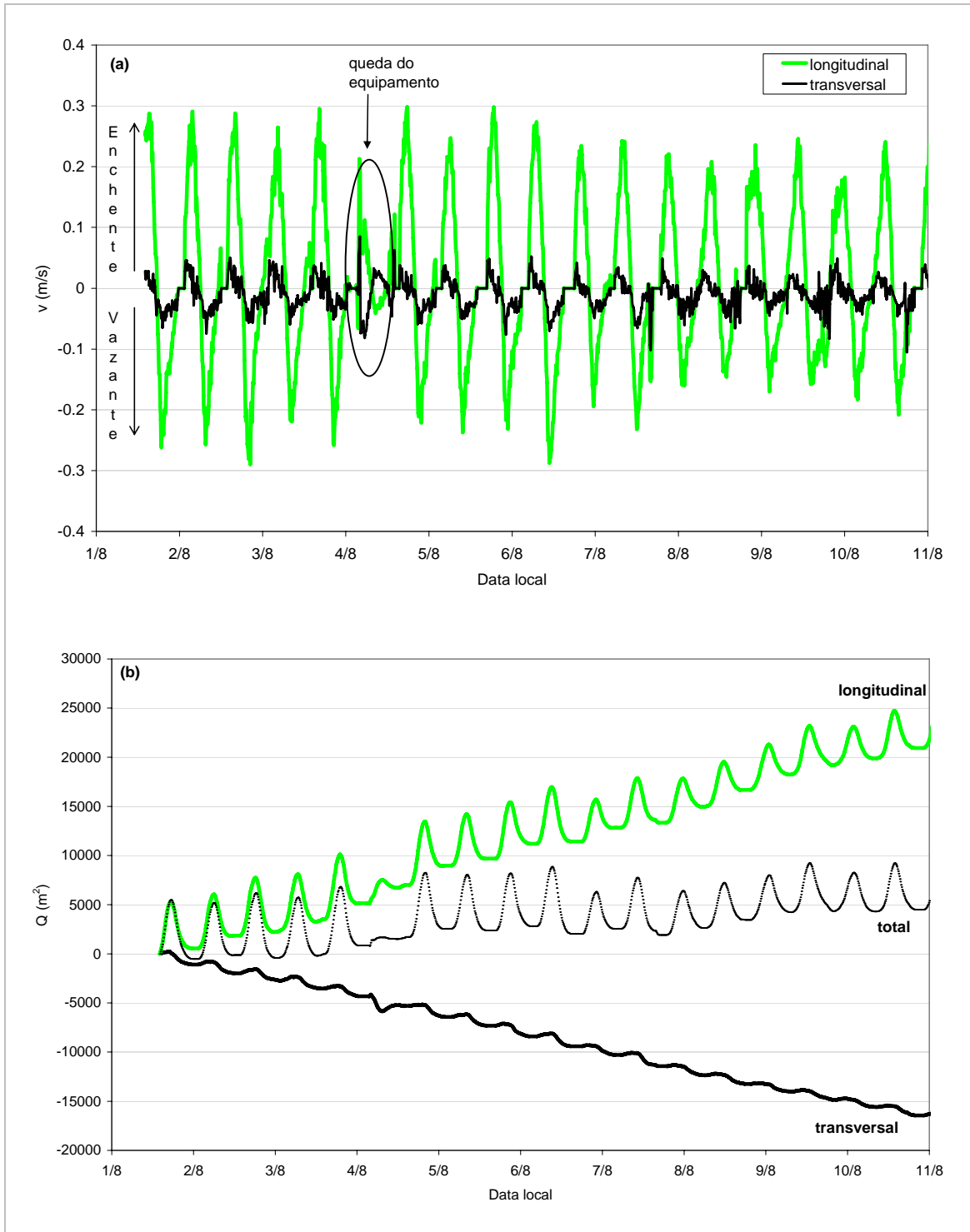


Figura 46. Macapá estação de cheia: (a) velocidades transversais e longitudinais e (b) vazão específica na estação ADV1.

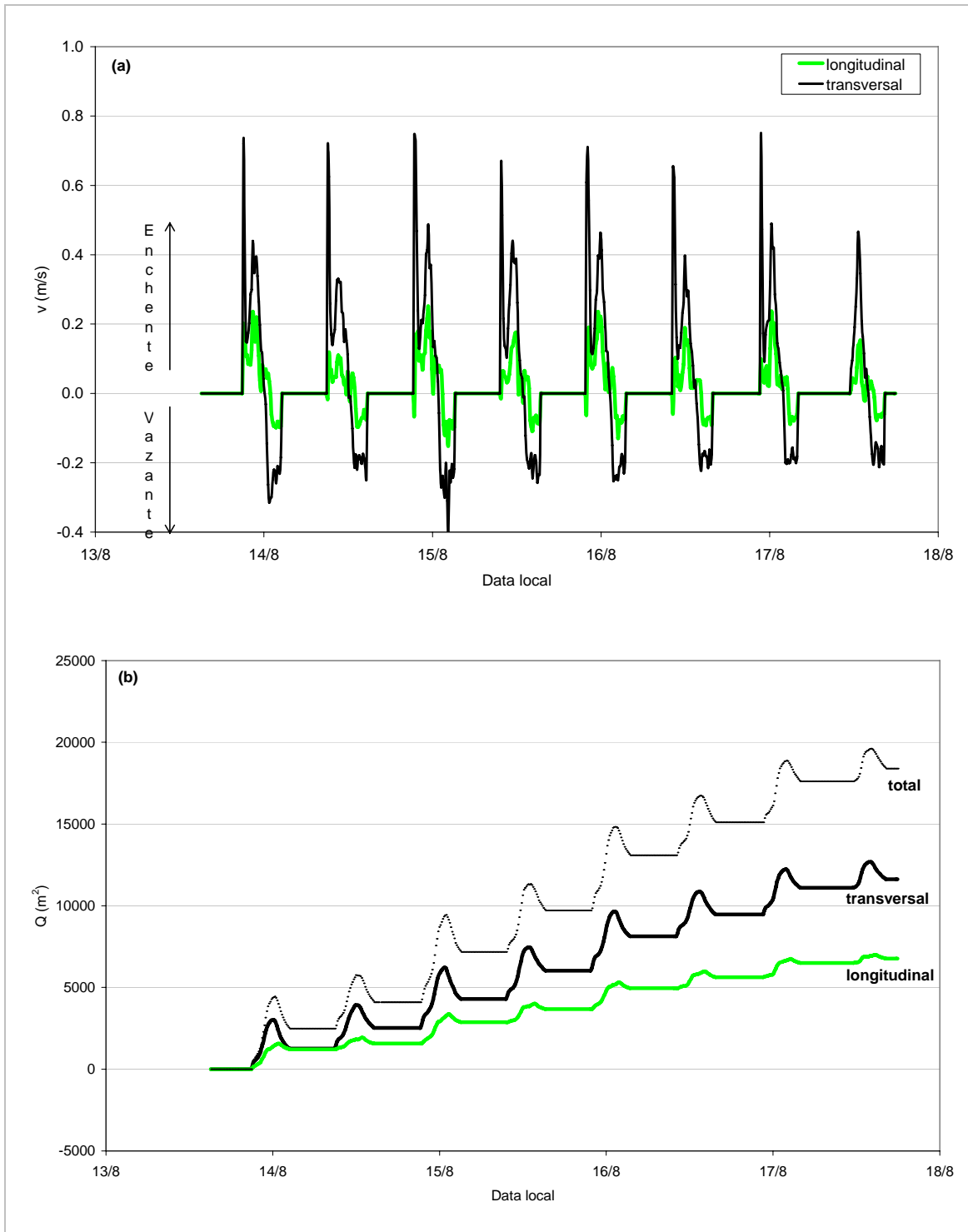


Figura 47. Planície do Bailique: (a) velocidades transversais e longitudinais e (b) vazão específica na estação ADV1.

Na Tabela 14 é apresentado um resumo com os valores das máximas velocidades transversais obtidas das séries medidas nas duas planícies em estudo, (obtidas das Figura 45a, Figura 46a e Figura 47a). Aos efeitos de comparação, as velocidades calculadas com a equação (3) também são apresentadas.

Tabela 14. Valores máximos das componentes transversais de velocidade sobre as planícies, obtidas *in situ* (u_{med}) e calculadas (u_{max}) segundo a equação (3).

Planície		$u_{med}(m/s)$	$R(m)$	$1/\beta$	$u_{max}(m/s)$
Macapá	Seca	0.15	2.8	300	0.06
	Cheia	0.10	2.2	300	0.05
Baillique	Sizígia	0.50	4.0	3000	0.80
	Quadratura	0.40	3.0	3000	0.60

Na planície de Macapá, as componentes longitudinais (~ 0.3 m/s) foram maiores às transversais. Isto mostra a grande influência das correntes no canal sobre as velocidades da planície. As magnitudes das componentes transversais (0.1 m/s) são comparáveis ao valor máximo apresentado na Tabela 14, o que mostra a influência da declividade da planície nessas componentes. Observa-se também que as componentes transversais de velocidade diminuem de seca (Figura 45a) para cheia (Figura 46a), devido à atenuação da maré pela vazão fluvial. Logo, a diferença entre as magnitudes das componentes longitudinais e transversais são maiores no período de vazante e durante a cheia, o que influi no padrão de escoamento (Figura 44).

As vazões totais para a planície de Macapá, integradas no tempo, indicam um transporte positivo, ou seja, transporte na direção da margem (importação). Durante a seca (Figura 45b), tanto o transporte transversal quanto o longitudinal são positivos. Já durante a cheia (Figura 46b), devido à atenuação da maré e influência da vazão no padrão do escoamento, o transporte transversal total é negativo (exportação). Como resultado, o transporte total durante um período de 9 dias foi maior durante a seca quando se compara com a cheia (redução de aproximadamente 75 %).

Na planície do Baillique (Figura 47a) as correntes transversais são maiores que as longitudinais, chegando a atingir valores de 0.5 m/s (sem considerar a *pororoca*). Isto mostra que a propagação da maré é praticamente normal à planície. Também, ambas as componentes de velocidades são maiores quando são comparadas com as da planície de Macapá, devido às maiores amplitudes de maré na região da foz. Os valores máximos das componentes transversais encontram-se dentro da faixa de variação dos máximos

apresentados na Tabela 14, mostrando também a influência da geometria da planície na componente transversal de velocidades. As componentes das velocidades longitudinais possuem menores magnitudes, apresentando valores máximos de 0.20 m/s.

Da mesma forma que na planície de Macapá, os transportes totais são positivos (indicando importação). Ambos os transportes, transversais e longitudinais, são positivos, ou seja, na direção de enchente. Quando são comparados os transportes totais em ambas as planícies durante um período de tempo de 4 dias, observa-se que o transporte total no Bailique é da ordem de $2 \times 10^5 \text{ m}^2$ e comparável ao de Macapá na época de seca. Apesar das velocidades na planície de Macapá ser menores que as do Bailique, os níveis presentes na planície são maiores quando são comparados com o Bailique, já que a primeira encontra-se por baixo do nível médio. Isto faz com que a vazão aumente.

5.4. Interações no escoamento entre o canal e a planície de maré adjacente (planície de Macapá)

Nesta seção serão apresentadas as interações entre o canal principal e a planície de maré adjacente, especificamente para o caso da planície de Macapá. Através dos dados de níveis e velocidades coletados nesta planície, combinando os registros na área de submaré ou canal (AWAC) e no interior da planície (ADV1), foi evidenciada a contribuição do volume armazenado na área da planície de maré ao escoamento do canal principal e vice-versa. Também, será mostrada a influência da vazão neste processo.

Na Figura 48 (seca) e Figura 49 (cheia) se mostra em forma conjunta a hidrodinâmica do canal (níveis de maré e velocidades na estação AWAC) e as correntes no interior da planície (estação ADV1), durante dois ciclos de maré. Uma característica importante a observar nos registros medidos de velocidades na região de submaré é a presença de um pico duplo nas velocidades durante a enchente, como mostrado por MAZDA *et al.* (1995) para canais com áreas de manguezais. Em áreas de manguezal, a geração do segundo pico aparece quando uma grande quantidade de água entra no manguezal, o que só acontece nas maiores marés de sizígias (BRYCE *et al.*, 2003), já que o mangue geralmente localiza-se acima do nível médio. Já na planície de Macapá, a

presença do pico duplo de velocidades de enchente foi registrada em todos os ciclos de maré de quadratura e de sizígia, sendo mais marcado na época de seca. Como já foi mostrado na Figura 28, a planície de Macapá localiza-se abaixo do nível médio.

Segundo o estudo numérico de MAZDA *et al.*(1995), a velocidade num canal adjacente a uma área alagada poderia ser considerada (em forma simplificada) como a soma de duas parcelas, a primeira que corresponde a velocidade no canal na ausência da área alagada e a segunda, a velocidade medida na área alagada (planície de maré). Nesta tese, foi empregada essa hipótese e assim, a velocidade no canal (sem planície) foi calculada subtraindo da velocidade medida no canal com planície (AWAC) a velocidade medida no interior da planície (ADV1). A velocidade calculada (chamada *v canal*) é também mostrada na Figura 48 e Figura 49, e se apresenta como uma onda de maré assimétrica com dominância de enchente na seca e dominância de vazante na cheia (devido à maior influência fluvial).

Para analisar com maior claridade o processo de alagamento da planície e a presença do segundo pico, foram construídos os diagramas *H-v* (histerese) para ciclos de maré de sizígia e quadratura, na época de seca (Figura 50) e na época de cheia (Figura 51), respectivamente. Lembremos que o diagrama de histerese para uma onda estacionária é uma elipse, com as máximas velocidades (de enchente e vazante) acontecendo no nível médio da maré (amplitude igual à zero) e as preamares (HW) e baixa-mares (LW) acontecendo nas estofas (velocidades nulas) de preamar (HWS) e de baixa-mar (LWS). Já para uma onda progressiva, o diagrama é uma linha reta orientada 45 graus com o eixo das abscissas, devido a que níveis e velocidades encontram-se em fase. Ressalta-se que na natureza é quase impossível encontrar uma onda progressiva teórica em canais de maré, portanto, uma pequena defasagem gera uma elipse com seu eixo menor orientado um determinado ângulo com as abscissas. Na Figura 50 e Figura 51 também é mostrado em forma esquemática como seria a onda progressiva no canal (sem planície).

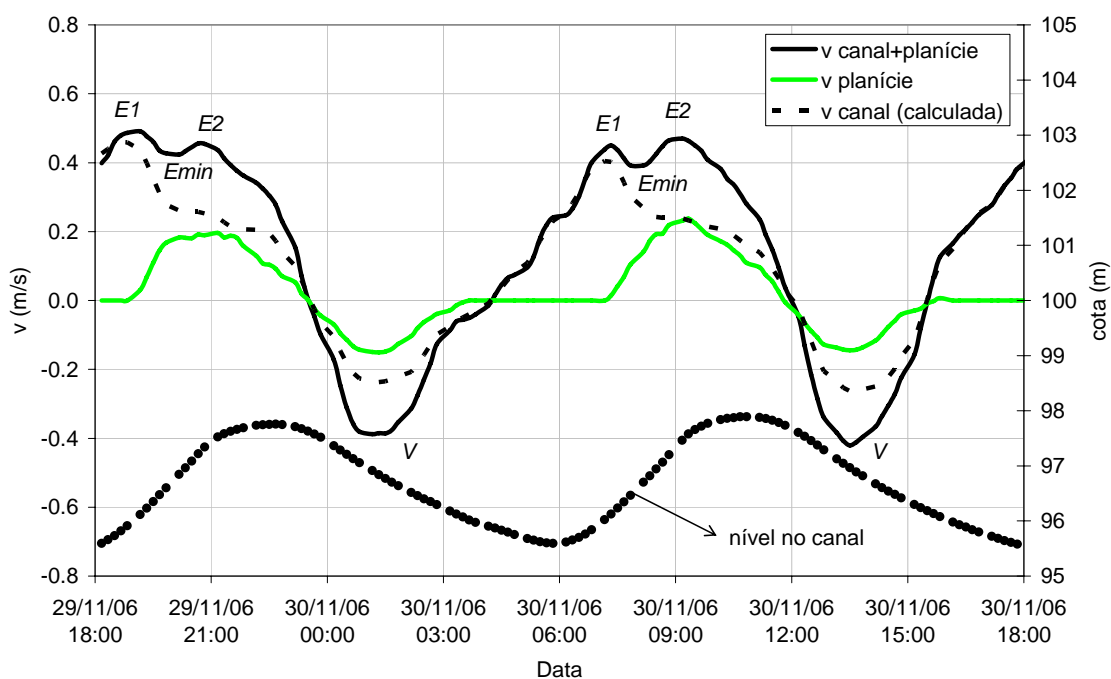


Figura 48. Séries de velocidades na planície de Macapá: quadratura e seca do rio (ano 2006). Velocidades medidas no canal (AWAC - canal+planície) e no interior da planície (ADV1) em linhas cheias. Em linha tracejada é mostrada a velocidade no canal sem a presença da planície (calculada). O nível d'água no canal também é indicado (círculos pretos).

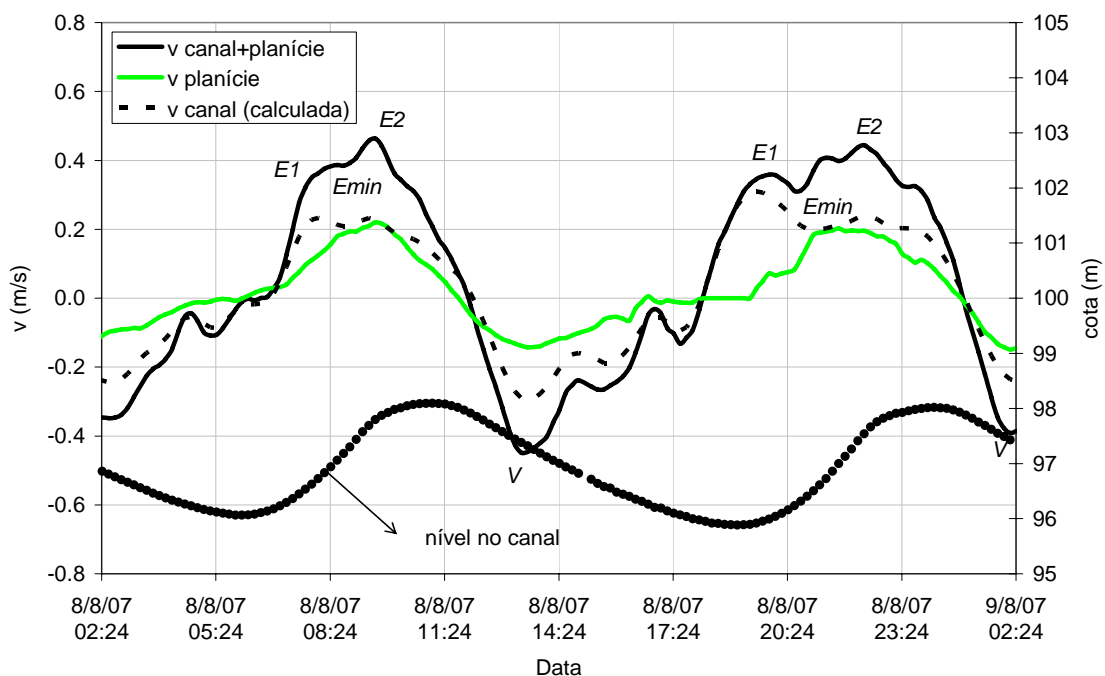


Figura 49. Séries de velocidades na planície de Macapá: quadratura e cheia do rio (ano 2007). Velocidades medidas no canal (AWAC - canal+planície) e no interior da planície (ADV1) em linhas cheias. Em linha tracejada é mostrada a velocidade no canal sem a presença da planície (calculada). O nível d'água no canal também é indicado (círculos pretos).

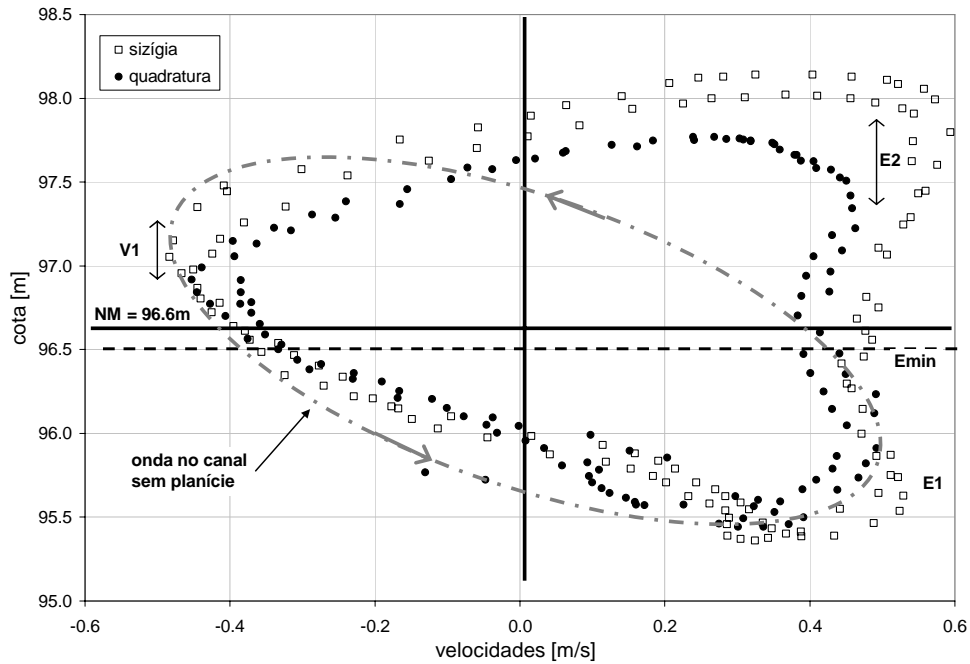


Figura 50. Diagrama $H-v$ para o período de seca (ano 2006), durante dois ciclos de maré na quadratura (29/11 00:00 – 30/11 00:30) e na sizígia (05/12 04:50 – 06/12 04:50). São indicados o nível médio (cota 96.6m) e a velocidade zero, sendo velocidades negativas correspondentes à vazante; e positivas à enchente. Em linha tracejada é indicada a cota de alagamento total da planície (base do muro). As cotas são referidas a uma referência de nível no muro da orla.

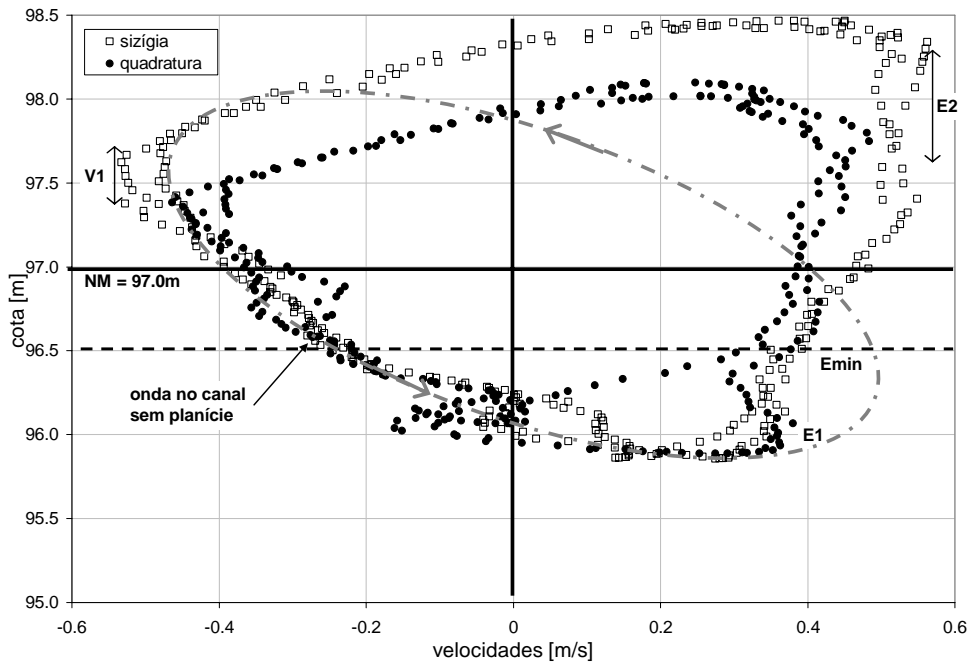


Figura 51. Diagrama $H-v$ para o período de cheia (ano 2007), durante dos ciclos de maré na quadratura (08/08 01:00 – 09/08 02:00) e na sizígia (02/08 08:00 – 03/08 08:00). São indicados o nível médio (cota 97.0m) e a velocidade zero, sendo velocidades negativas correspondentes à vazante; e positivas à enchente. Em linha tracejada é indicada a cota de alagamento total da planície (base do muro). As cotas são referidas a uma referência de nível no muro da orla.

Portanto, da comparação da onda sem planície com os dados medidos em campo observa-se a contribuição da planície e 4 feições características (indicadas na Figura 48 e Figura 49), cujas magnitudes são apresentadas na Tabela 15 para os ciclos de sizígia e quadratura durante os dois estágios fluviais.

Tabela 15. Resumo dos picos de velocidades (*E* enchente, *V* vazante) dos ciclos de maré dos diagramas de histerese. Valores médios para os dois ciclos de maré considerados em cada caso, quadratura (Q) e sizígia (S), durante a seca e cheia do rio.

Ciclo de Maré	Picos de velocidade (m/s)		
	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>V</i>
Q (seca)	0.42	0.47	0.42
S (seca)	0.52	0.57	0.47
Q (cheia)	0.36	0.46	0.43
S (cheia)	0.38	0.56	0.51

As quatro feições características de velocidades são definidas a seguir:

1. Um pico de máxima velocidade sem alagamento (*E1*): caracteriza a enchente dentro do canal, a uma cota próxima ao início do alagamento da planície (entre 95.5 - 96.0 m e 96.0 - 96.5 m, na seca e cheia, respectivamente). A magnitude do pico diminui de seca (~0.55 m/s) para cheia (~0.38 m/s) devido ao amortecimento da maré pela vazão;
2. Outro pico de máxima velocidade de enchente com área alagada (*E2*): aparece devido ao alagamento da planície e acontece com a planície completamente alagada (cotas 97.5 m e 98.0 m, na seca e cheia, respectivamente). Embora o incremento de vazão, a magnitude permanece quase constante, mas com variações entre sizígia (0.60 m/s) e quadratura (0.45 m/s);
3. Uma velocidade mínima de enchente, entre os dois picos de máxima (*E_{min}*): acontece logo que a planície é totalmente alagada (cota 96.5 m). Sua magnitude também diminui com o incremento de vazão (0.40 m/s na seca e 0.35 m/s na cheia);
4. Um pico prolongado de máxima velocidade de vazante (*V*): acontece com a planície totalmente alagada (cota 97.0 m e 97.5 m, na seca e cheia, respectivamente). Sua magnitude diminui de cheia (0.55 m/s) para seca (0.45 m/s) e também de sizígia para quadratura.

O primeiro pico de velocidade de enchente ($E1$) existe sem a presença da planície de maré. Quando a maré alaga a planície, a rápida taxa de aumento de nível d'água no canal diminui e assim, o nível no canal permanece estável e a velocidade experimenta uma queda ($Emin$). Logo depois, um gradiente de pressão, em direção à margem, acelera o fluxo e gera o segundo pico de enchente ($E2$). Este segundo pico pode ser explicado devido à defasagem (retardo de quase 2 horas) entre os picos de enchente na planície e no canal sem planície. O processo reverte-se quando a planície é descoberta, com o máximo de gradiente de pressão em direção ao canal próxima da cota de alagamento total da planície. Na vazante, os dois picos (no canal e na planície) aparecem próximos e resultam em um único pico de maior magnitude (V).

Comparando os dois picos de enchente, $E1$ e $E2$, observa-se que possuem quase a mesma magnitude durante a estação de seca. Já durante a cheia, o segundo pico de velocidade possui maior magnitude devida possivelmente ao amortecimento da maré de enchente no canal ($E1$) pelo aumento da vazão fluvial.

6. SIMULAÇÃO DO PROCESSO DE ALAGAMENTO E SECAMENTO

6.1. Validação da modelagem hidrodinâmica das planícies de maré no Canal Norte

Neste item é validada a simulação do processo de alagamento e secamento das planícies no Canal Norte através da comparação dos resultados do modelo numérico com os dados *in situ*. Foram empregadas as simulações EXP 1 (ano 2006) e EXP 2 (2007) do modelo local, com o intuito de representar os dados medidos em campo durante as três campanhas nas duas áreas piloto.

Da Figura 52 a Figura 54 é mostrada a comparação dos níveis medidos e simulados (a) e em forma conjunta os resultados da modelagem nas séries de níveis e correntes (b). Ambos os resultados são apresentados na posição da estação ADV1. Também, foi realizada uma análise detalhada de cada ciclo de maré simulado (40 ciclos em MCP, 20 na seca e 20 na cheia, e 10 em BLQ) e calculadas as características médias durante todo o período de simulação e durante 4 ciclos na sizígia e na quadratura. Na caracterização foram empregados os níveis médios e máximos no interior das planícies, as velocidades máximas de enchente e vazante, os tempos de alagamento e as assimetrias de níveis e velocidades. O resumo dessas características é apresentado na Tabela 16, onde também é mostrada a comparação com as mesmas características extraídas das séries medidas.

Da comparação, se observa que o modelo é capaz de capturar as principais feições da propagação da maré nessas áreas, embora os valores extremos de níveis e velocidades possam ser diferentes em alguns casos. Essas diferenças foram inferiores a 10 cm e 10 cm/s, respectivamente.

Os tempos de alagamentos ($t1$ na Tabela 16) nas planícies foram bem representados pelo modelo, com diferenças inferiores a 1 hora. A assimetria dos registros de níveis medidos e simulados apresentou resultados similares, com diferenças nos tempos de subida ($t2$ na Tabela 16) inferiores a 30 minutos. Sendo assim, o ajuste entre medições e simulações nas séries de níveis na planície de Macapá (Figura 52a e Figura 53a) e Bailique (Figura 54b) foi considerado aceitável. Na planície do Bailique,

porém, a preamar simulada se apresenta adiantada no tempo, devido à deformação da onda de níveis medida pela entrada da onda de *pororoca*.

Na planície do Bailique, a posição temporal dos picos de velocidades de enchente (t_3) e de vazante (t_4), próximos da baixa-mar, foi bem representada pelo modelo. Na planície de Macapá, o modelo representou o deslocamento das correntes de vazante próximo à preamar (como apresentado nas análises dos registros medidos). Já os máximos das correntes de enchente modeladas localizam-se mais próximo das baixamares, devido a que como mostrado a seguir, as velocidades de enchente não foram bem representadas pelo modelo nessa planície.

As velocidades medidas no interior das planícies mostram uma dominância de enchente nas correntes, ou seja, as máximas correntes de enchente maiores que as de vazante. Essa dominância foi bem representada pelo modelo nas planícies de maior extensão e localizadas na foz (Bailique, Figura 54b). A montante do estuário, na planície de Macapá (Figura 52b e Figura 53b), o modelo mostrou um comportamento contrário (dominância de vazante) e conseqüentemente com diferenças nos picos de velocidades, medidos e simulados, maiores a 10 cm/s. Este comportamento é devido à influência das velocidades do canal no escoamento da planície, pela configuração da malha numérica do modelo. A configuração geométrica do modelo para essas planícies de menor tamanho foi realizada através de poucas células (entre 3 e 6). Como já foi mencionado no Capítulo 4, as correntes no canal possuem dominância de vazante, forçando as correntes modeladas nas planícies menores a seguir o mesmo comportamento.

Apesar desse comportamento apresentado pelos módulos das velocidades, quando analisado o comportamento das componentes de velocidades (transversal e longitudinal) separadamente (Figura 55), observa-se que a componente transversal possui dominância de enchente, com as velocidades de entrada na planície superiores as de saída. Logo, a dominância de vazante observada no módulo das velocidades se deve a componente longitudinal, influenciada pelas correntes no canal, como já era esperado.

Sendo assim, os resultados de velocidades da modelagem numérica também foram considerados aceitáveis. Além de algumas diferenças quantitativas entre as séries medidas e simuladas, a semelhança dos padrões de escoamento torna possível o

emprego do modelo local no estudo de processos decorrentes da presença das planícies no estuário e o efeito da vazão fluvial no escoamento das planícies.

Tabela 16. Características principais dos ciclos de maré (medidos e simulados), médios ao longo do período de medição, na sizígia (S) e na quadratura (Q). Níveis d' água máximos (H_{max}) e médios (H_{med}), máximas velocidades de enchente (V_{ench}) e vazante (V_{vaz}), tempos de subida ($t1$), de alagamento ($t2$) e diferenças de tempo da preamar com o pico de enchente ($t3$) e o pico de vazante ($t4$), ambos normalizados pelo tempo de alagamento. O intervalo de tempo entre os resultados de modelagem foi de 20 minutos.

		H_{max} (m)	H_{med} (m)	V_{ench} (m/s)	V_{vaz} (m/s)	$t1$ (h)	$t2$ (h)	$t3$	$t4$
med(ADV1) MCP(2006)	Média	2.06	1.17	0.29	0.25	3.5	8.6	0.20	0.28
	S	2.24	1.26	0.29	0.26	3.4	8.8	0.18	0.32
	Q	1.82	1.04	0.26	0.23	3.6	8.4	0.20	0.29
EXP 1	Média	2.05	1.08	0.16	0.26	3.8	9.1	0.31	0.12
	S	2.22	1.15	0.18	0.29	3.9	9.4	0.31	0.11
	Q	1.91	1.05	0.15	0.24	3.6	8.8	0.30	0.13
EXP 3 Q = 0	Média	1.22	0.77	0.15	0.14	3.4	7.8	0.30	0.18
	S	1.33	0.82	0.17	0.15	3.4	8.1	0.28	0.19
	Q	1.10	0.70	0.13	0.14	3.4	7.5	0.34	0.16
EXP 4 Q = Qmax	Média	2.53	1.22	0.12	0.31	4.7	12.4	0.24	0.10
	S	2.63	1.30	0.13	0.32	4.6	12.4	0.23	0.11
	Q	2.20	1.10	0.11	0.29	5.0	12.3	0.25	0.10
med(ADV2) MCP(2006)	Média	2.12	1.44	0.15	0.09	3.0	7.4	0.16	0.19
	S	2.27	1.53	0.15	0.10	3.2	7.8	0.16	0.20
	Q	1.89	1.31	0.15	0.08	2.9	7.1	0.12	0.14
EXP 1	Média	2.11	1.35	0.29	0.21	1.9	3.8	0.33	0.14
	S	2.27	1.41	0.35	0.23	2.1	4.1	0.34	0.14
	Q	1.96	1.30	0.14	0.15	1.4	2.8	0.33	0.15
med(ADV1) MCP(2007)	Média	2.50	1.35	0.25	0.22	4.1	11.2	0.15	0.22
	S	2.51	1.35	0.29	0.27	3.4	10.6	0.14	0.21
	Q	2.31	1.24	0.22	0.16	4.6	11.7	0.15	0.21
EXP 2	Média	2.43	1.21	0.19	0.32	4.6	12.4	0.23	0.10
	S	2.53	1.26	0.20	0.33	4.6	12.3	0.23	0.10
	Q	2.20	1.08	0.16	0.29	4.9	12.6	0.24	0.09
med(ADV2) MCP(2007)	Média	2.32	1.38	0.30	0.22	3.6	9.4	0.20	0.23
	S	2.54	1.50	0.32	0.29	3.7	9.8	0.20	0.24
	Q	2.11	1.30	0.26	0.16	3.6	9.2	0.21	0.24
EXP 2	Média	2.43	1.37	0.14	0.29	3.9	10.5	0.27	0.10
	S	2.53	1.41	0.15	0.31	3.9	10.7	0.27	0.09
	Q	2.20	1.27	0.11	0.27	4.0	10.3	0.28	0.10
med(ADV1) BLQ(2007)	Média	1.67	1.27	0.48	0.28	3.2	5.7	0.25	0.24
	S	1.69	1.28	0.46	0.33	3.2	5.8	0.25	0.20
	Q	X	X	X	X	X	X	X	X
EXP 2	Média	1.77	1.40	0.51	0.32	2.5	5.1	0.30	0.34
	S	1.92	1.53	0.62	0.36	2.3	5.1	0.32	0.37
	Q	1.52	1.19	0.31	0.25	2.4	4.9	0.32	0.35
med(ADV2) BLQ(2007)	Média	1.74	1.55	0.38	0.34	1.8	3.5	0.36	0.38
	S	1.78	1.58	0.39	0.35	1.7	3.6	0.29	0.42
	Q	X	X	X	X	X	X	X	X
EXP 2	Média	1.78	1.55	0.29	0.21	1.9	3.8	0.32	0.37
	S	1.92	1.66	0.39	0.25	2.1	4.2	0.32	0.38
	Q	1.52	1.37	0.11	0.15	1.3	2.9	0.20	0.37

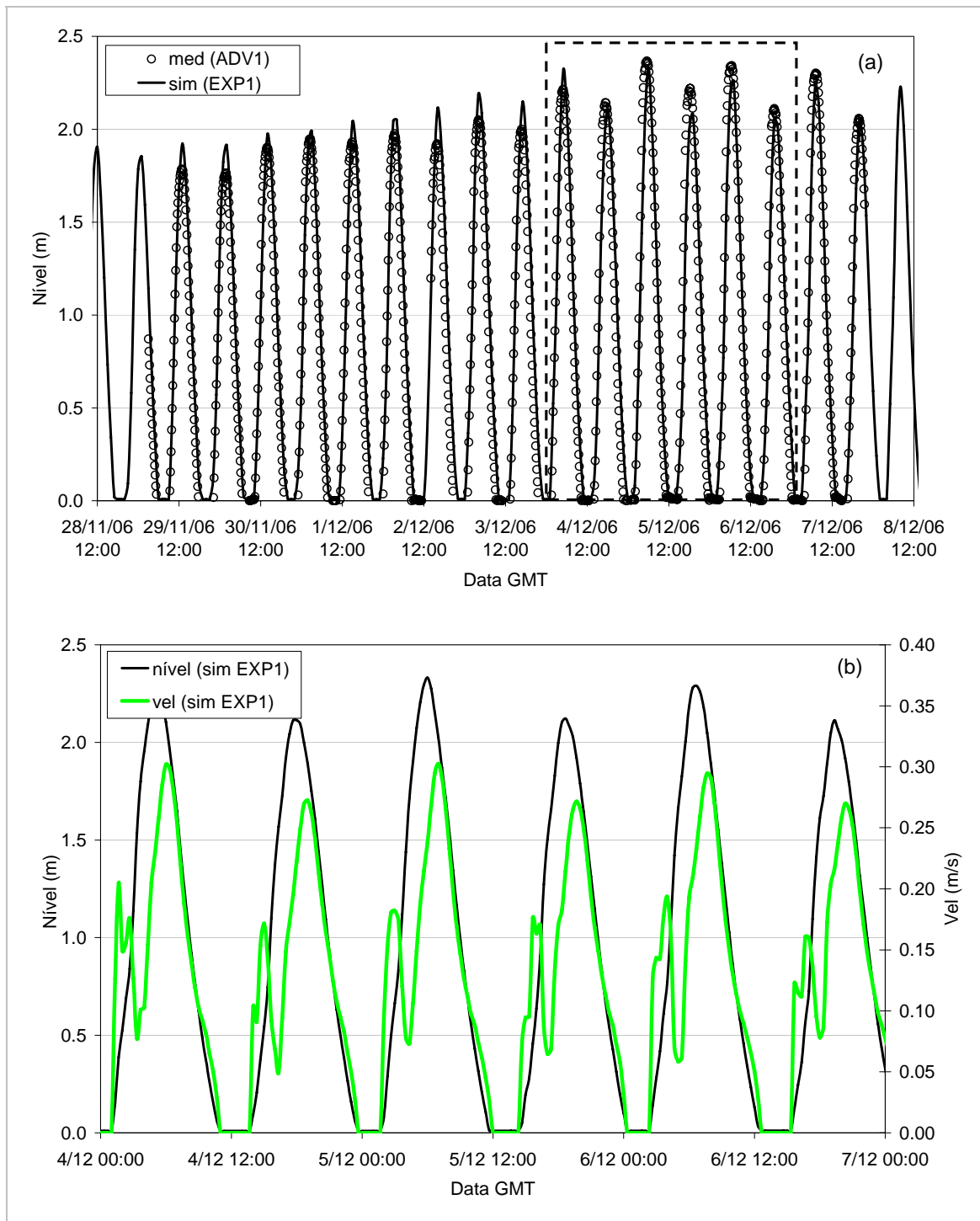


Figura 52. Resultados da modelagem na planície de Macapá durante o período de seca (EXP 1 ano 2006): (a) níveis medidos versus simulados, (b) níveis e velocidades simuladas para os ciclos selecionados em (a).

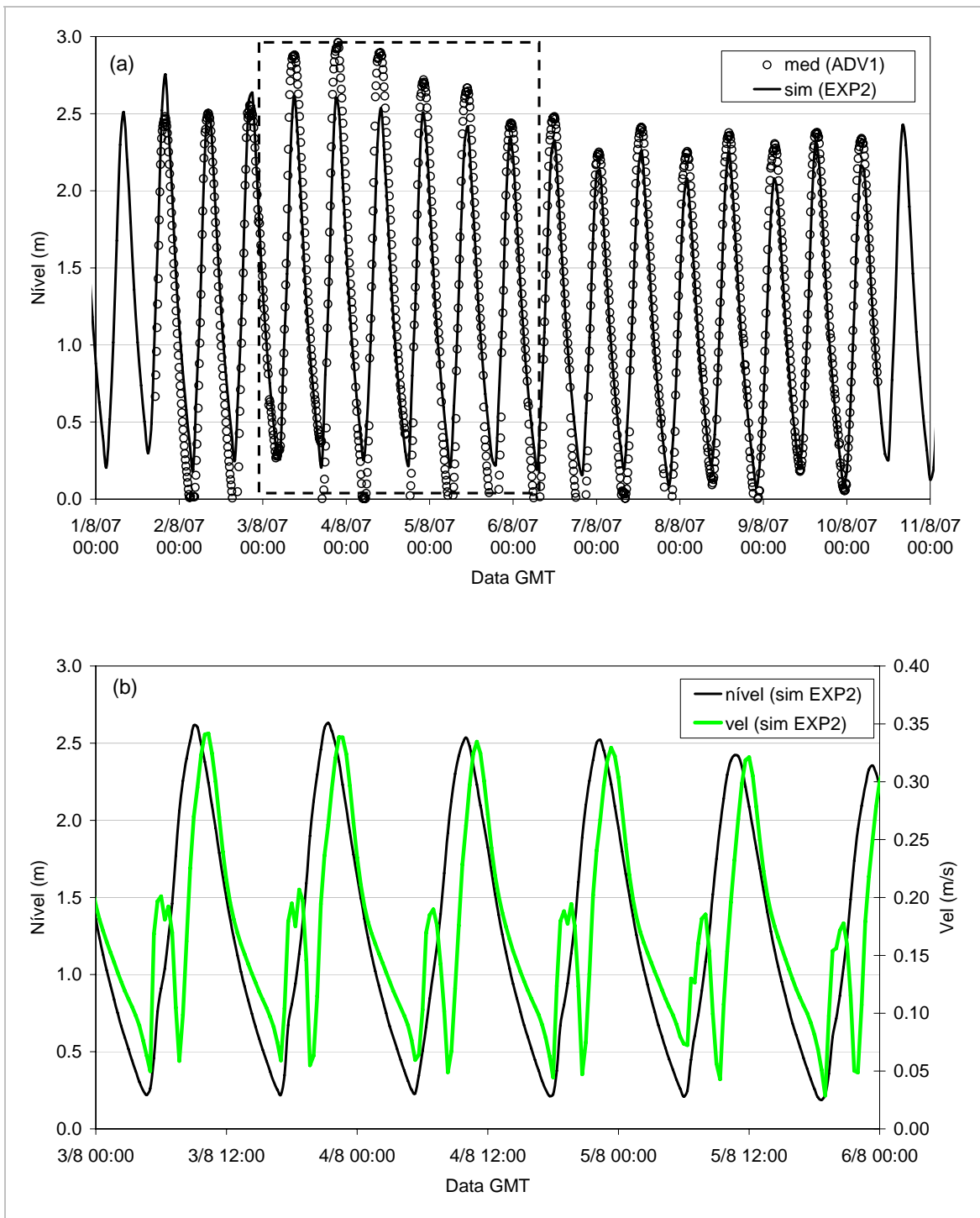


Figura 53. Resultados da modelagem na planície de Macapá durante o período de cheia (EXP 2 ano 2006): (a) níveis medidos versus simulados, (b) níveis e velocidades simuladas para os ciclos selecionados em (a).

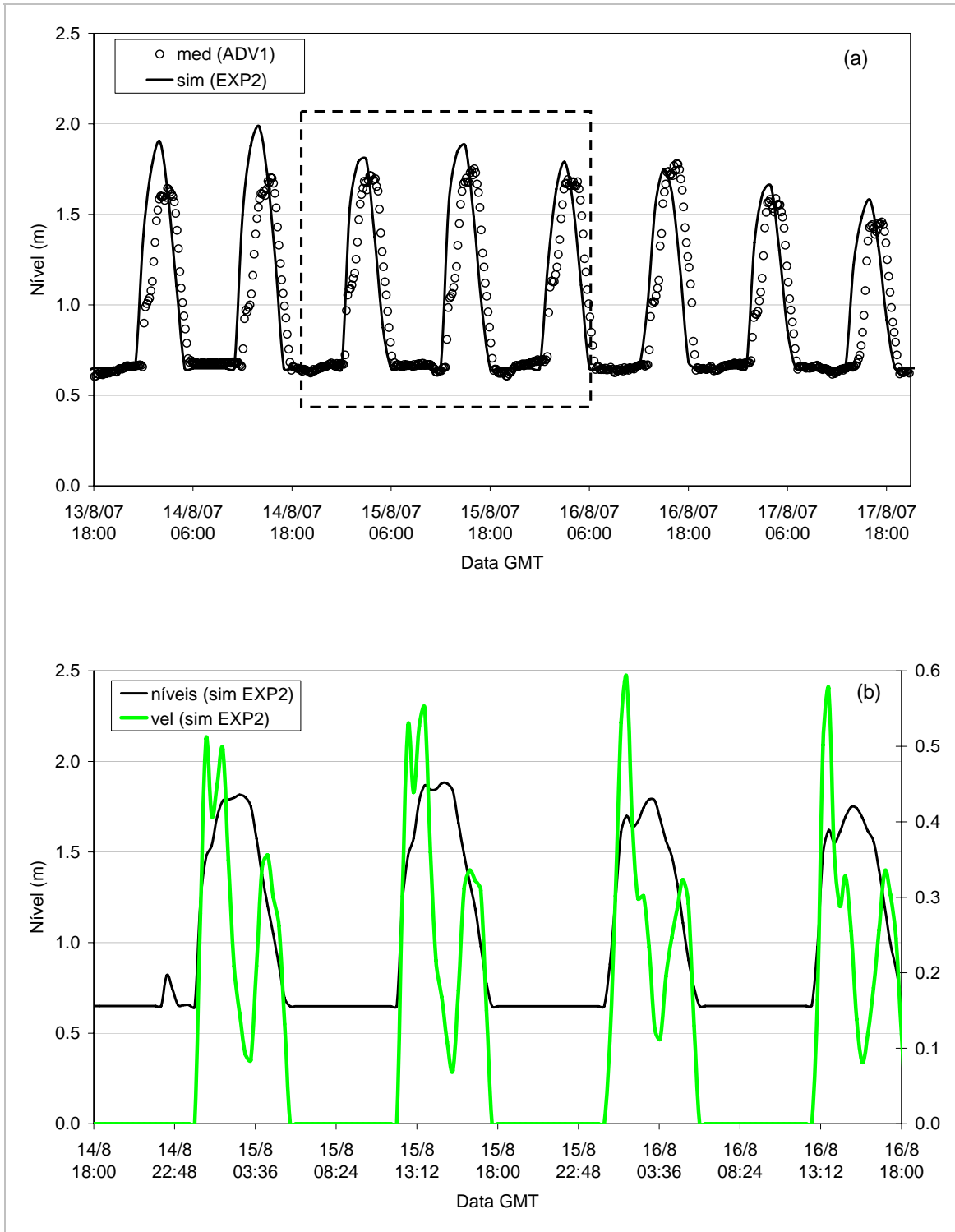


Figura 54. Resultados da modelagem na planície de Bailique (EXP 2 ano 2007): (a) níveis medidos versus simulados, (b) níveis e velocidades simuladas para os ciclos selecionados em (a).

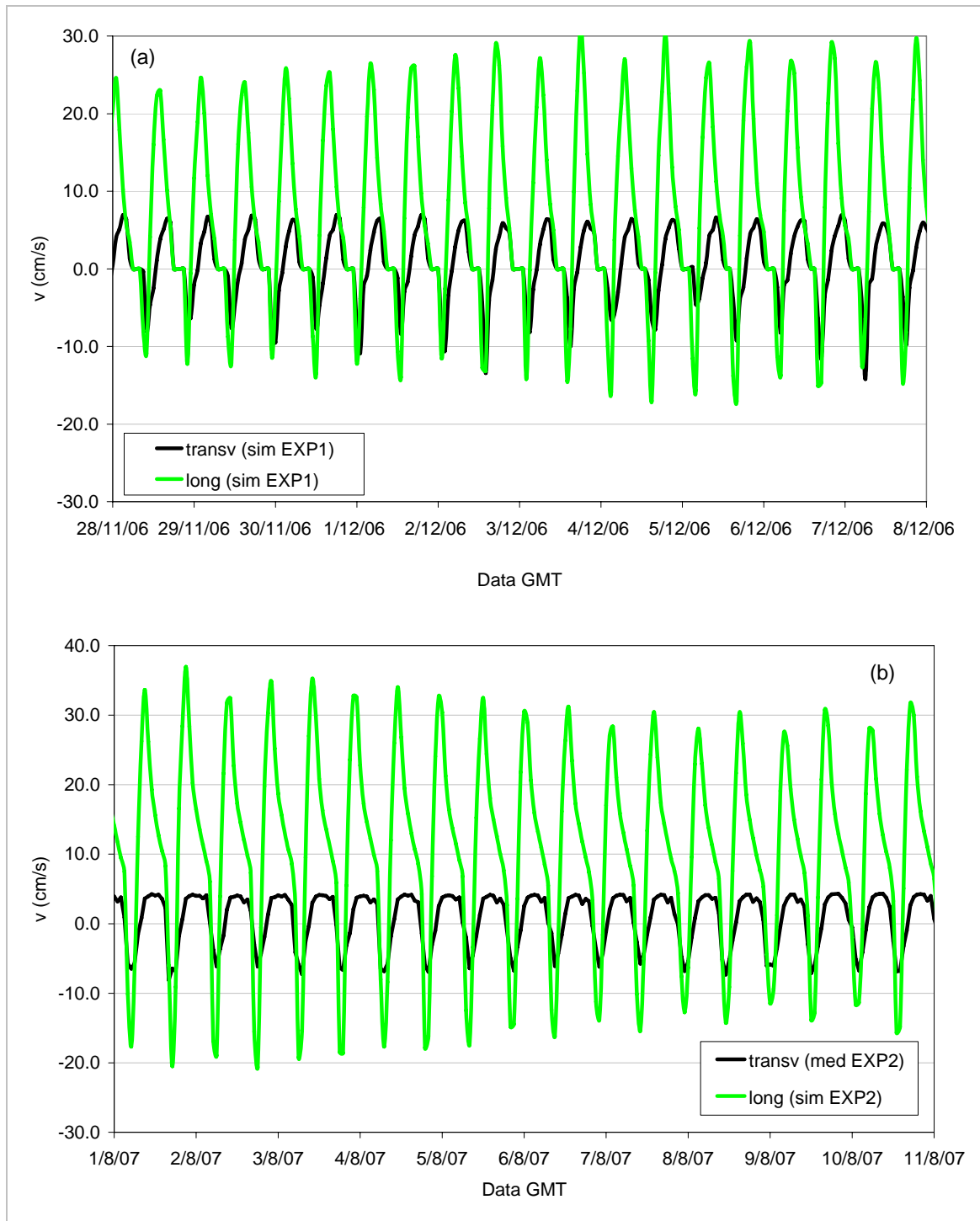


Figura 55. Componentes das velocidades simuladas (transversal e longitudinal) na planície de Macapá: (a) época de cheia (ano 2006 EXP1), (b) época de cheia (ano 2007 EXP2). Valores negativos de velocidade indicam correntes de enchente e positivos, correntes de vazante.

6.2. Influência das planícies de maré na hidrodinâmica do Canal Norte

Nesta seção será apresentado o efeito das planícies de maré na hidrodinâmica do Canal Norte do rio Amazonas, através da comparação dos resultados de duas simulações numéricas: uma com planícies de maré e outra onde as planícies de maré foram removidas da malha de cálculo. A participação das planícies na dissipação de energia das marés e o efeito da presença destas áreas na distribuição das velocidades residuais também foram avaliados e os resultados serão mostrados a seguir.

O efeito da presença das planícies de maré no escoamento do canal principal foi analisado utilizando modelagem numérica, por FORTUNATO *et al.* (1999) e HUANG *et al.* (2008). FORTUNATO *et al.* (1999) observaram que a remoção das planícies de maré (40 % da área total) no estuário do rio Tagus (Portugal) causava uma grande diminuição (4 vezes) dos harmônicos de águas rasas (M_4 e M_6), aumentando ligeiramente (5 %) as amplitudes da componente principal (M_2). Esse aumento nas componentes principais foi explicado considerando que as planícies de maré atuariam como filtros, transformando a energia dos harmônicos astronômicos, de frequência menor, para as frequências maiores, por interações não lineares. De acordo a estes autores, a remoção das planícies, reduziria a amplitude dos harmônicos de águas rasas no canal principal, já que a contribuição das planícies foi eliminada. Logo, as amplitudes do harmônico principal aumentam. Por outro lado, HUANG *et al.* (2008) verificaram que a remoção do volume armazenado numa grande área de manguezal do Canal Okatee (Carolina do Sul, USA) teve também pouco efeito nas amplitudes das componentes M_2 no canal principal (crescimento de 3 %), porém o harmônico M_4 aumentou consideravelmente, praticamente duplicando de tamanho. Com relação às velocidades, estas tiveram uma forte diminuição (50 %), que foi explicado pelo fato das amplitudes dos harmônicos principais permanecerem quase constantes. Com relação à fase, em ambos os trabalhos observaram-se que a remoção das planícies de maré diminui a fase. A eliminação das áreas das planícies aumentaria a profundidade média no canal e assim a celeridade da onda seria maior. Ou seja, as planícies de maré têm a capacidade de atrasar a onda de maré na sua propagação no estuário (FORTUNATO & OLIVEIRA, 2005).

Neste trabalho, o efeito das planícies de maré na hidrodinâmica do Canal Norte foi avaliado através da comparação dos resultados da simulação padrão, com planícies de maré (EXP 1), com os resultados da simulação sem planícies de maré (EXP 5). As planícies de maré foram removidas através da eliminação de todas as células do modelo que ficaram acima da linha de baixa-mares (construída através das imagens de satélites e mostrada na Figura 15).

Os resultados da modelagem foram analisados (tanto em níveis quanto em velocidades) em 18 nós da malha numérica (espaçados de aproximadamente 15 km) ao longo de uma linha central do Canal Norte. Foram extraídas as amplitudes e fases da componente astronômica (M_2) e seu primeiro harmônico (M_4), empregando análise harmônica. A componente principal, M_2 , foi empregada para avaliar diferenças na propagação da maré no estuário e seu primeiro harmônico, M_4 , para observar o comportamento dos harmônicos não lineares de alta frequência, e conseqüentemente a assimetria da onda. Também, foram comparados os registros de níveis e velocidades nas duas estações de controle, MCP (km 20) e BN (km 160), para as simulações com e sem planícies.

As principais características geométricas do trecho do Canal Norte considerado estão mostradas na Figura 56. Neste trecho de 200 km de comprimento foram marcadas as regiões onde predominam os efeitos do atrito e do armazenamento de volume nas planícies de maré, segundo os dois termos da equação (8). Observa-se que a grande extensão das planícies entre as ilhas de Jurupari e Curuá (km 80 a 170) faz com que o parâmetro de armazenamento ($\Delta B/B_c$) domine no trecho. O parâmetro do atrito (a/h) é importante no início e no fim do trecho, devido a pouca extensão das planícies no primeiro caso e as baixas profundidades no segundo (mesmo com grandes extensões de planícies de maré).

Na Tabela 17 são mostrados os valores de amplitude e fase nas estações MCP e BN, para as simulações com (EXP 1) e sem planícies (EXP 5). Na Figura 57 é mostrada a relação de fases de níveis para as componentes M_2 e M_4 , representando a assimetria da onda em ambas as simulações. Na Figura 58 são apresentados os resultados das simulações ao longo do perfil longitudinal, representados pelo crescimento e/ou decaimento das componentes de maré como conseqüência da remoção das planícies de maré, em níveis (Figura 58a) e velocidades (Figura 58b). De forma geral, na Figura 58 é

observada que a remoção das planícies de maré afeta em maior magnitude o comportamento do harmônico de maior frequência (M_4). As maiores mudanças nas amplitudes de níveis (Figura 58a) ocorrem nos locais onde o parâmetro de armazenamento é dominante, no trecho central do canal (km 80 a 170). Já a mudança nas velocidades (Figura 58b) ocorre alguns quilômetros mais à montante (km 50).

A remoção das planícies de maré gerou um aumento máximo de 10 % (10 cm) nas amplitudes de níveis das componentes M_2 e diminuição nas suas velocidades. Já o harmônico M_4 teve um aumento de ~ 20 % tanto nas amplitudes de níveis (5 cm) quanto de velocidades (3 cm/s), devido ao aumento das amplitudes da componente principal.

Por outro lado, a remoção das planícies não gera modificações consideráveis na relação de fases (Figura 57), sem modificar a assimetria positiva nos níveis ao longo do trecho estudado. Na simulação sem considerar planícies de maré é observado um leve aumento da relação de fases nos primeiros 60 km do trecho analisado, indicando uma assimetria maior de níveis pela propagação mais rápida da onda de maré.

Na Tabela 17 é mostrada a variação absoluta das componentes de maré entre as duas simulações, para as duas estações de controle. Na Figura 59 (MCP) e Figura 60 (BN) são mostrados os registros de níveis e velocidades ao longo de dois ciclos de maré.

No que se refere aos níveis, na estação MCP as amplitudes de ambas as componentes permaneceram constantes. Na estação da foz (BN), observou-se um aumento de ~ 6 cm na M_2 e ~ 3 cm na M_4 , devido à remoção das áreas. Os valores de fase permaneceram quase constantes na foz (BN) e diminuem ~ 10 graus à montante (MCP). Como consequência, na estação MCP não são observadas mudanças nos níveis de preamar e de baixa-mar (Figura 59a), mas é percebida uma mudança na assimetria, com a onda de maré se propagando mais rápido no domínio sem planícies (quase meia hora). Na estação BN não foram observadas mudanças na assimetria, mas tanto os níveis de preamar quanto os de baixa-mar diminuem na simulação com planícies (~ 10 cm) (Figura 60a).

Na simulação com planícies, observou-se um aumento das amplitudes das correntes dos harmônicos (5 cm/s) na estação de MCP e assim, o crescimento nos

máximos de enchente e vazante (Figura 59b). Já, na estação BN, os resultados de ambas as simulações apresentaram as mesmas amplitudes de velocidades e conseqüentemente os registros são muito semelhantes (Figura 60b).



Figura 56. Variação longitudinal dos parâmetros geométricos (largura e profundidade média) e das parametrizações teóricas do atrito (a/h) e armazenamento ($\Delta B/B_c$).

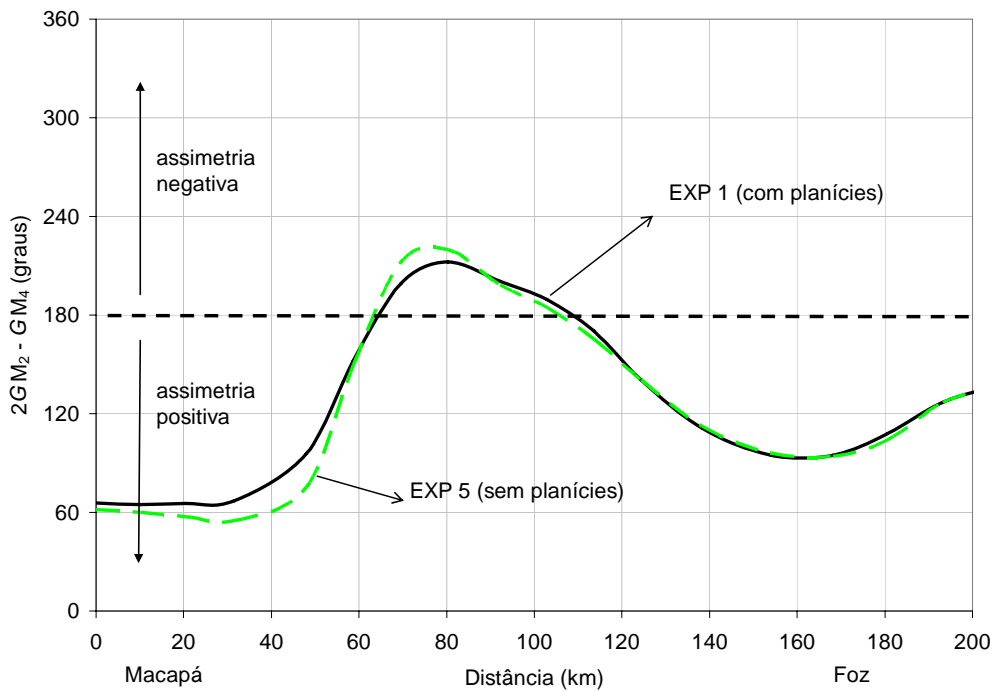


Figura 57. Efeito das planícies de maré na relação de fases de níveis ao longo do estuário. Em linha tracejada é mostrada a divisão de assimetrias, positiva (tempos de subida menores aos de descida) e negativa (tempo de subidas maiores aos de descida).

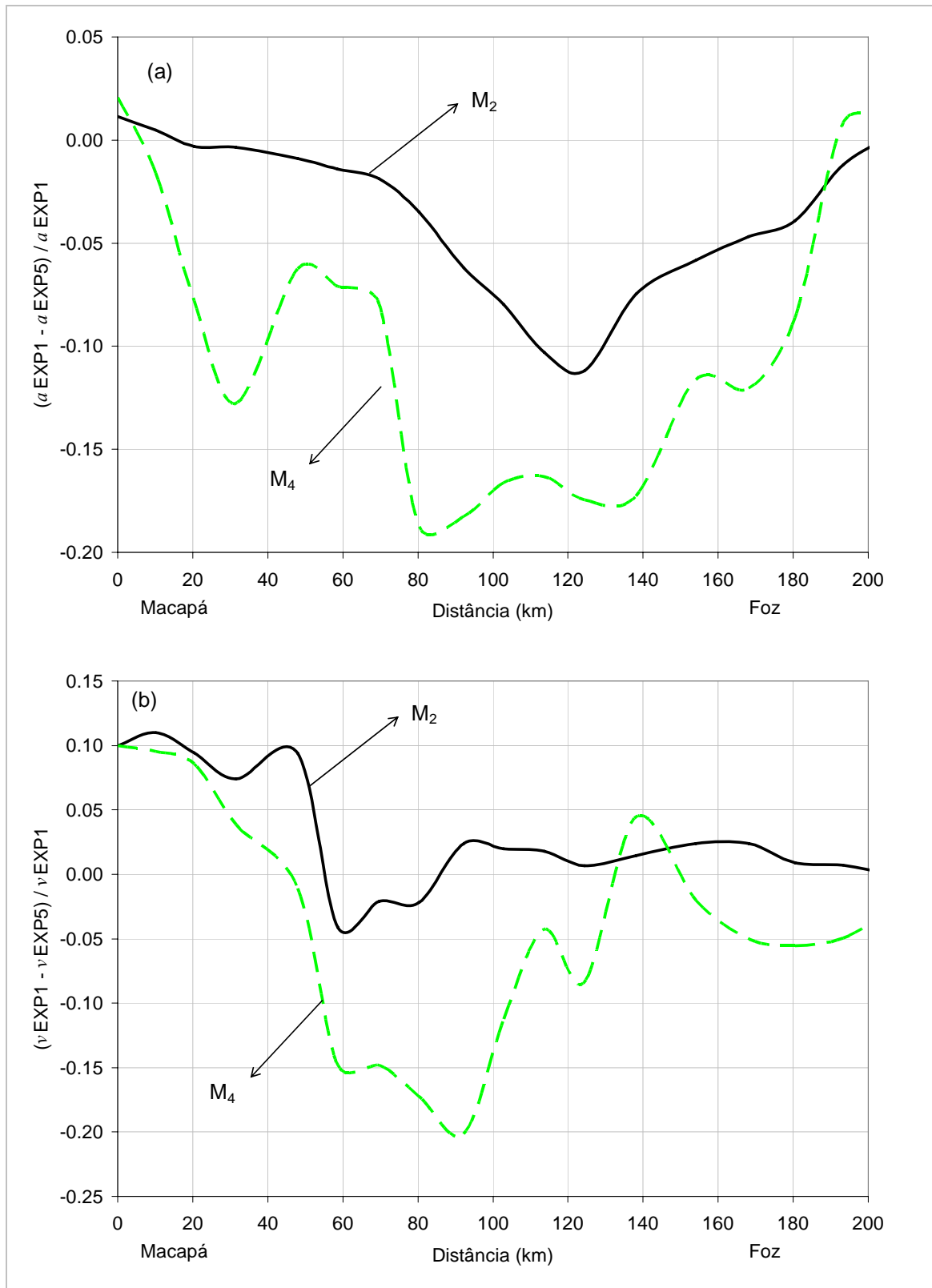


Figura 58. Perfis longitudinais de crescimento (valores negativos) e decaimento (valores positivos) das componentes de maré, devido à remoção das planícies de marés: (a) amplitudes de níveis (a) e (b) amplitudes de velocidade (ν).

Tabela 17. Resumo da análise harmônica dos resultados das simulações numéricas (harmônicos M_2 e M_4) nas estações BN (km 160) e MCP (km 20). Valores de amplitudes e fases para níveis (E) e velocidades (V).

Estação	Dado	Descrição	Variável	Componente M_2		Componente M_4		
				Amplitude	Fase ²³ (graus)	Amplitude	Fase ²³ (graus)	
BN	EXP 1	com planícies	E (m)	1.46	76.4	0.23	57.3	
	EXP 3	sem vazão	E (m)	1.50	70.6	0.19	45.7	
	EXP 4	vazão máxima	E (m)	1.47	75.8	0.24	56.9	
	EXP 5	sem planícies	E (m)	1.51	75.8	0.25	55.8	
	EXP 1	com planícies	V (m/s)	1.05	245.6	0.15	188.3	
	EXP 3	sem vazão	V (m/s)	0.95	253.5	0.20	193.2	
	EXP 4	vazão máxima	V (m/s)	1.01	245.2	0.13	196.2	
	EXP 5	sem planícies	V (m/s)	1.02	244.4	0.15	178.6	
	MCP	EXP 1	com planícies	E (m)	1.16	187.4	0.17	312.6
		EXP 3	sem vazão	E (m)	1.20	209.2	0.09	279.9
EXP 4		vazão máxima	E (m)	0.85	199.6	0.13	314.5	
EXP 5		sem planícies	E (m)	1.11	184.8	0.16	309.7	
EXP 1		com planícies	V (m/s)	0.45	285.6	0.20	57.9	
EXP 3		sem vazão	V (m/s)	0.54	294.1	0.10	17.5	
EXP 4		vazão máxima	V (m/s)	0.35	300.1	0.13	60.3	
EXP 5		sem planícies	V (m/s)	0.38	275.6	0.15	37.0	

²³ As fases são indicadas em °G (graus Greenwich).

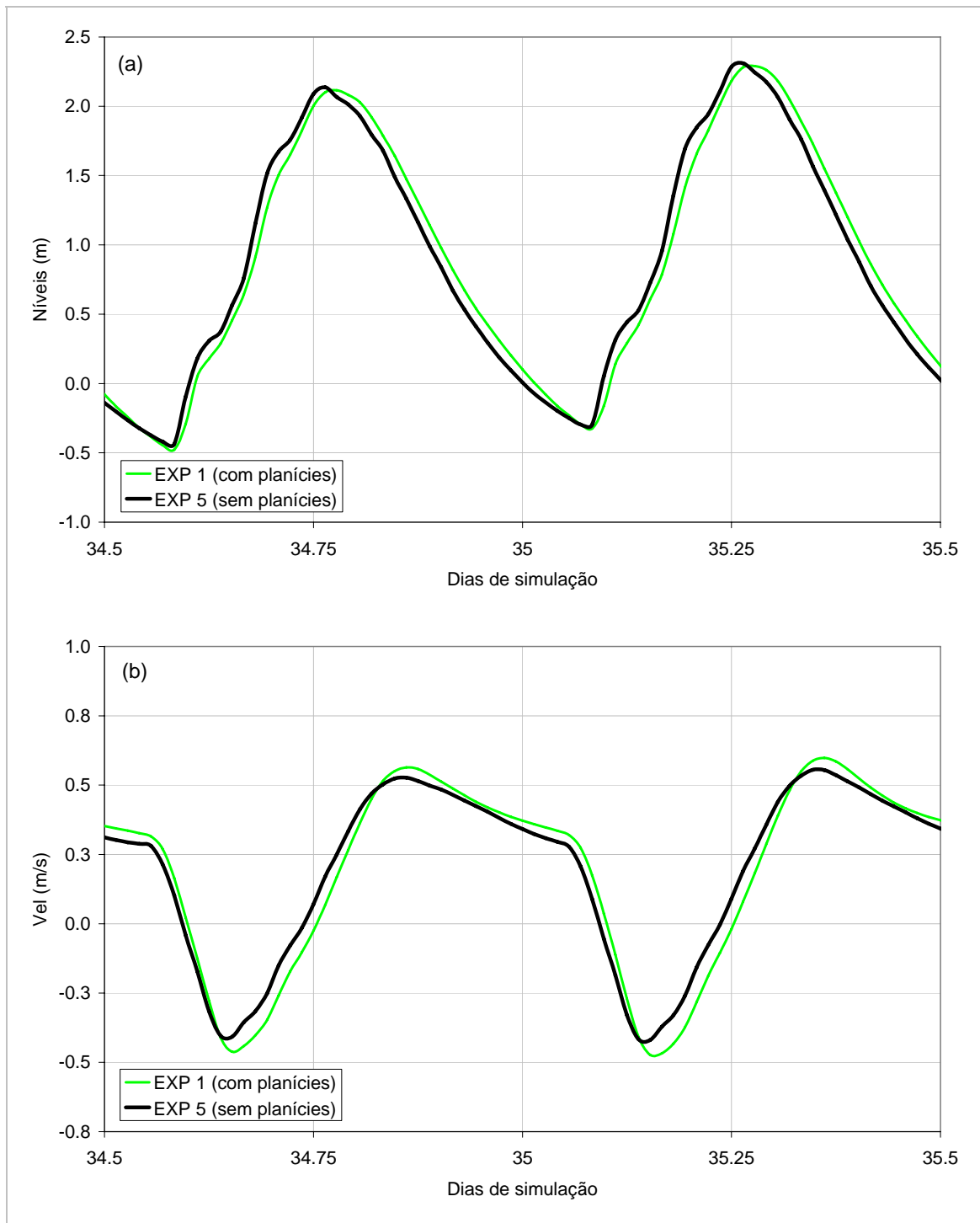


Figura 59. Séries de níveis (a) e velocidades (b) na estação Macapá, mostrando os resultados das simulações com (EXP 1) e sem planícies (EXP 5).

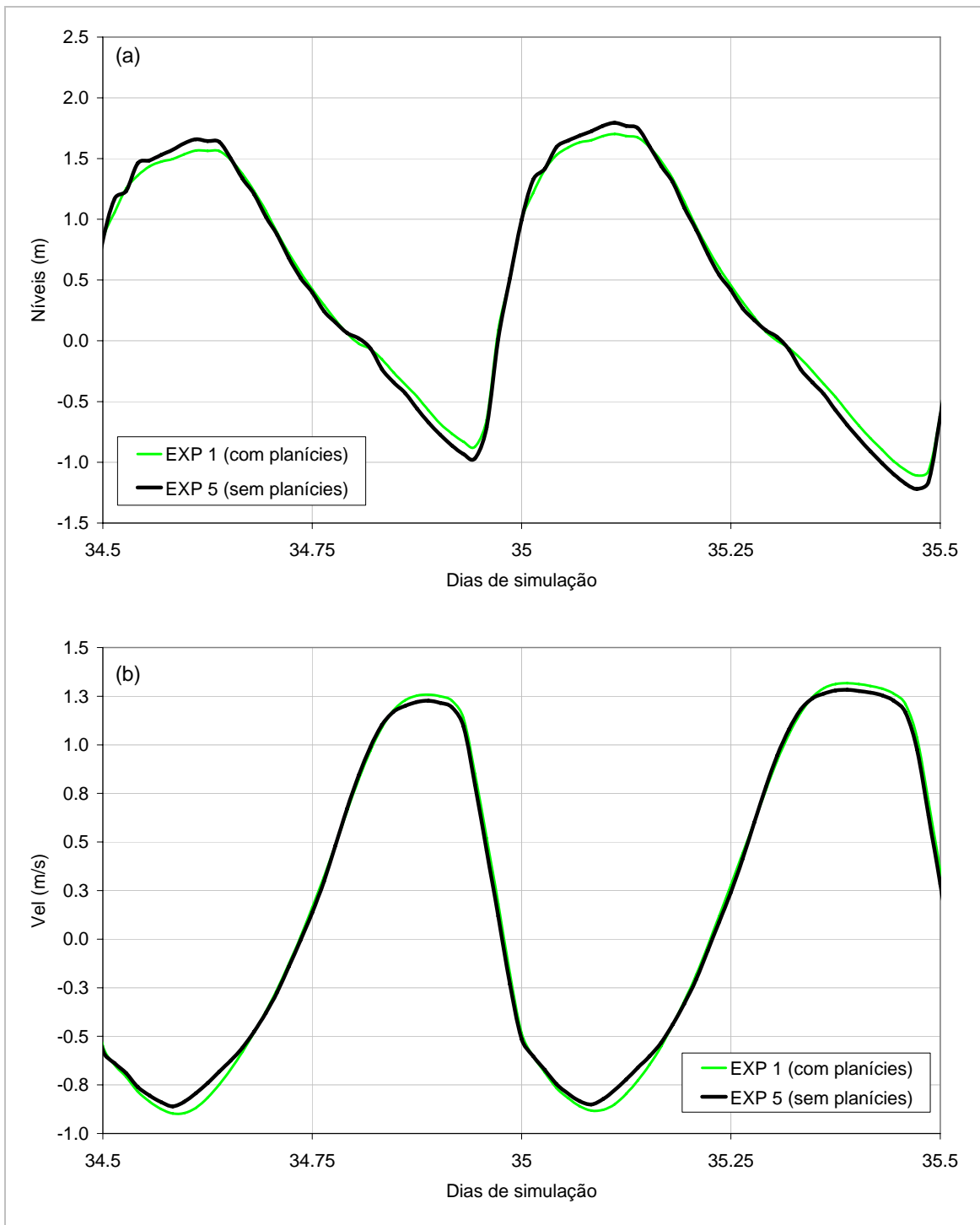


Figura 60. Séries de níveis (a) e velocidades (b) na estação Barra Norte, mostrando os resultados das simulações com (EXP 1) e sem planícies (EXP 5).

Além do efeito das planícies de maré nas componentes harmônicas, também foi avaliada a dissipação de energia no domínio de modelagem, devido à presença das planícies. Como mostrado no Capítulo 5, durante a enchente a maré alaga as planícies e é afetada pelo atrito (perda de quantidade de movimento), enquanto que na vazante, a água no canal é desacelerada pela mistura com a água proveniente das planícies (que possui velocidades menores e conseqüentemente menor quantidade de movimento). Ambos os processos gerariam então dissipação de energia. Para quantificar a possível perda de energia devido às planícies, foram calculados os fluxos no domínio de modelagem a partir dos resultados das simulações com (EXP 1) e sem planícies (EXP 5). Os fluxos foram calculados como (FOREMAN *et al.*, 1995):

$$F(W / m) = (h + \eta) \rho \left(\frac{1}{2} |\bar{u}|^2 + g \eta \bar{u} \right) \quad (14)$$

Na Figura 61 é mostrada a diferença de fluxos para os dois experimentos (EXP 5 – EXP 1). Observa-se um aporte baixo de fluxo de energia pelas planícies de ~ 3 mW/m ou 5 % da soma das entradas no sistema (15 mW/m à montante e 47 mW/m à jusante). Embora o baixo fluxo aportado pelas planícies, percebe-se uma diferença de fluxos positiva no trecho médio do canal, indicando a dissipação de energia devido à presença das planícies. Essa dissipação é em média de ~ 10 mW/m ou 16 % da soma das entradas no sistema. A dissipação de energia sofrida nesse trecho do canal seria o causa das menores amplitudes de maré na simulação com planícies (EXP 1).

Também, as planícies estudadas apresentaram-se como um sistema enchente-dominante, com as velocidades de enchente maiores que as de vazante. Isto indica um fluxo ou transporte de importação, ou seja, no sentido de enchente. Assim, o transporte nas planícies seria no sentido contrário ao do canal. Como afirmado por GALLO & VINZON (2005), estabelece-se uma dominância de vazante nas correntes do canal, devida à influência da vazão fluvial. O efeito desse transporte com direções diferentes nos dois ambientes é mostrado na Figura 62, através do mapa das velocidades residuais. Sendo a maré parte significativa da energia do sistema, o termo residual se aplica a parcela restante da remoção do sinal astronômico. Assim, o valor residual indica a velocidade relacionada à influência fluvial e/ou assimetria das correntes. A velocidade residual foi definida como a média temporal do módulo da velocidade, ou seja:

$$u_{residual} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} u dt \quad (15)$$

Da análise da distribuição de velocidades, observa-se que nas planícies de maré aparecem velocidades residuais negativas (~ 10 cm/s) devidas à assimetria da maré nestas áreas. Por outro lado, no canal principal, as velocidades residuais aparecem positivas (~ 20 cm/s) e são relacionadas com a presença da vazão. Como já foi explicado, o modelo não representa bem a dominância de enchente (medida) nas planícies do trecho à montante. Devido a isto, as velocidades residuais apresentadas pelo modelo são positivas nessa região (vazante), tanto no canal quanto nas planícies.

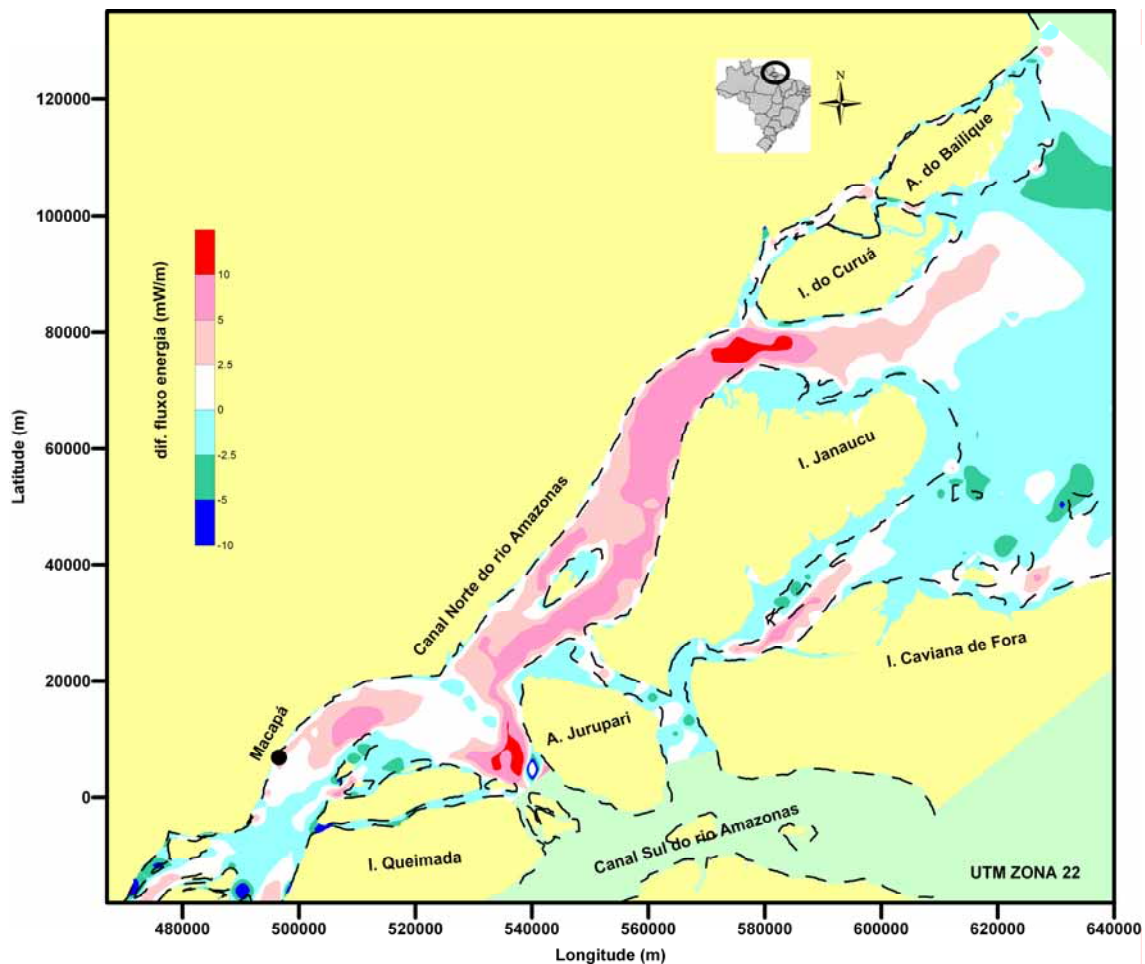


Figura 61. Mapa de diferença de fluxos de energia: fluxos sem planície (EXP 5) – fluxos com planícies (EXP 1), valores médios durante o tempo de simulação.

Para exemplificar a transição entre uma dominância e outra das correntes, na Figura 63 são mostradas as saídas de velocidade numa seção transversal no km 125, considerando a modelagem com e sem planícies. Foram escolhidos três nós, um na

planície, outro na interface (submaré) e o terceiro no canal principal. As velocidades na planície apresentam dominância de enchente, ou seja, maiores velocidades no período de enchente (velocidades negativas). Na simulação sem planícies, este nó foi excluído da malha. Na região de interface planície – canal, na simulação com planícies (Figura 63a), observa-se ainda velocidades de enchente maiores. Já, nos resultados do modelo sem planícies (Figura 63b), a curva de velocidades é quase simétrica, com velocidades de enchente praticamente iguais as de vazante. Percebe-se também a presença de dois picos de enchente no EXP 1 (com planícies), devido à contribuição da planície, como mostrado nas medições de velocidade na região de submaré de Macapá (item 5.4). No meio do canal, ambos os experimentos apresentaram os mesmos resultados, com a dominância de vazante nas correntes devida à presença da vazão fluvial.

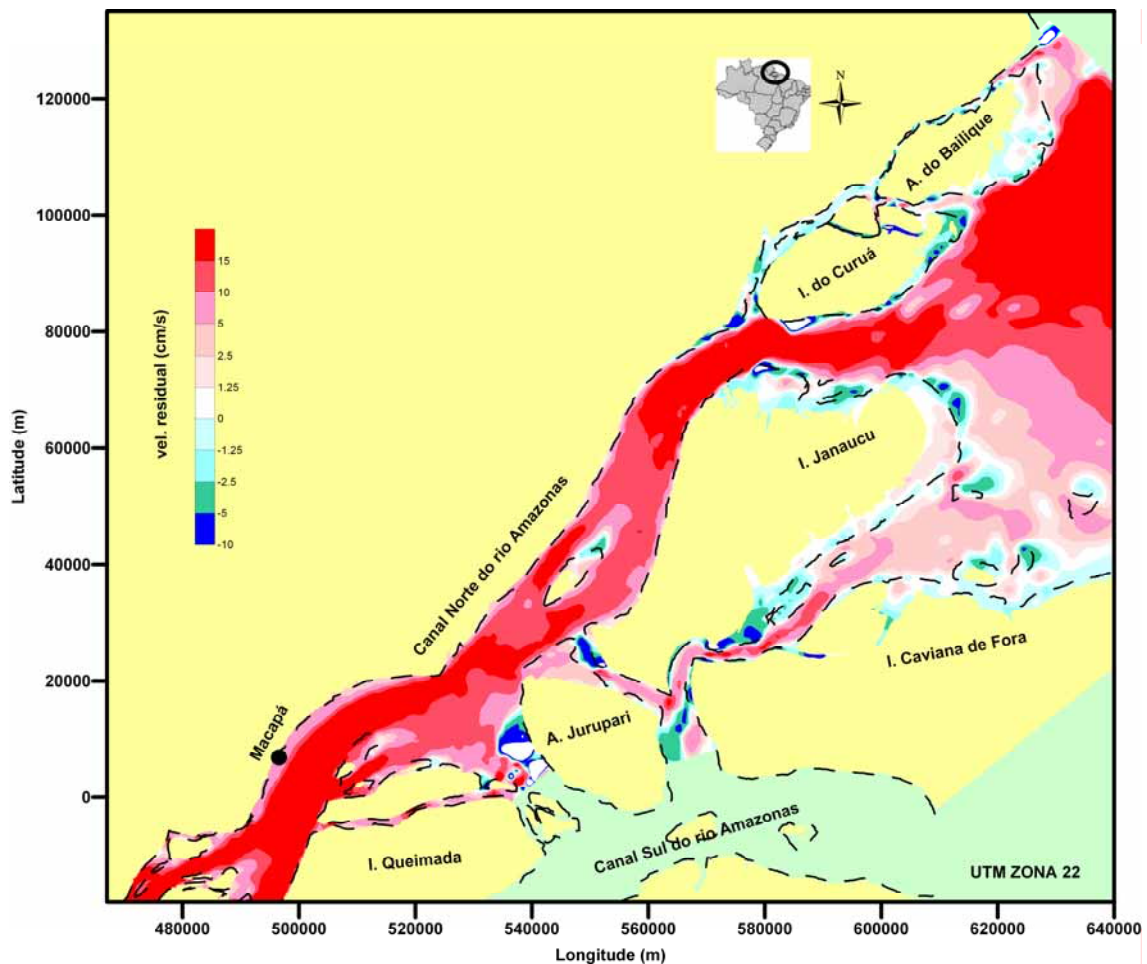


Figura 62. Mapa de velocidades residuais calculadas ao longo de um ciclo de maré simulado (EXP 1).

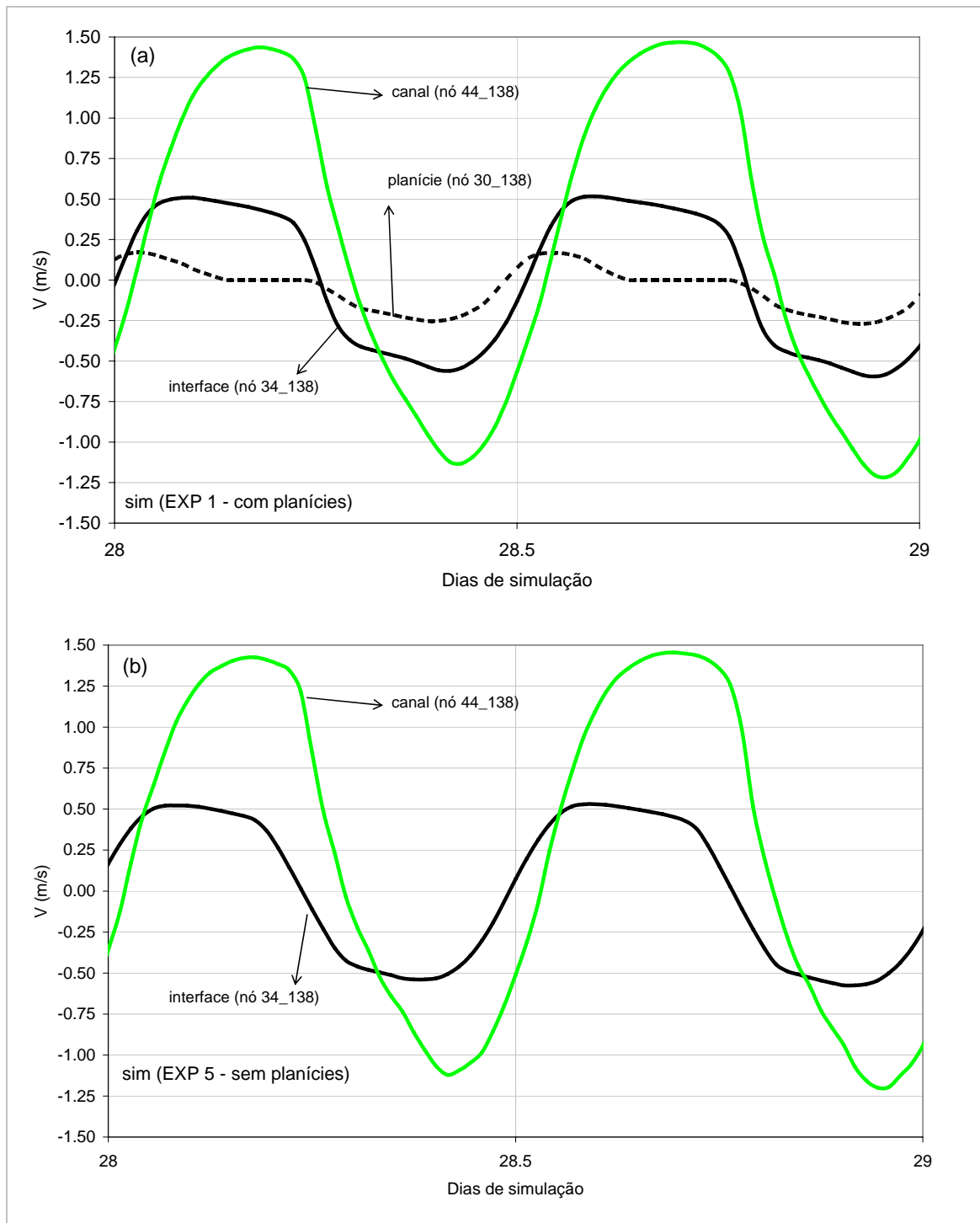


Figura 63. Séries de velocidades simuladas numa seção transversal (km 125): (a) experimento com planícies (EXP 1) e (b) experimento sem planícies (EXP 5). Velocidades negativas indicam enchente e positivas vazante.

6.3. Influência da vazão fluvial do rio Amazonas sobre o escoamento nas planícies de maré

Como mostrado, a hidrodinâmica do canal principal seria pouco alterada pela presença das planícies de maré da região Amazônica. Por outro lado, no trecho à montante do Canal Norte, tanto nas medições de campo na planície de Macapá quanto na modelagem local, foram identificadas diferenças decorrentes do diferente estágio fluvial (seca ou cheia). Nesta seção será apresentada a influência da vazão do rio Amazonas sobre o escoamento das planícies de maré localizadas à montante, mais especificamente na planície de Macapá. Para avaliar a influência da vazão fluvial, foram comparados os resultados numéricos das simulações sem vazão (EXP 3) e com vazão máxima (EXP 4). Serão apresentadas as diferenças nos níveis, no padrão do escoamento e nas componentes de velocidades no interior da planície.

Com o aumento da vazão fluvial o nível médio do estuário aumenta à montante. Devido ao aumento do nível, a área susceptível de alagamento diminui e em alguns locais o processo periódico de alagamento e secamento desaparece (como ocorreu na estação ADV1 em MCP na campanha de 2007). Na Figura 64 são mostradas as séries de níveis simuladas para essa estação, onde no EXP 4 (Q_{max}) se observa um aumento de aproximadamente 0.5 m (variação do H_{med} na Tabela 16) no nível médio, quando se compara com o EXP 3 ($Q=0$). Como consequência, os períodos de secamento aparecem ausentes na primeira simulação (na estação analisada).

Também, a influência da vazão fluvial pode ser observada no amortecimento da maré no período de cheia. Na Tabela 17 é mostrado o resultado da análise harmônica das simulações dos EXP 3 e EXP 4, para as duas estações de controle, BN e MCP. Na estação BN as amplitudes e fases dos dois harmônicos permanecem aproximadamente constantes, enquanto em MCP, observa-se o amortecimento dos níveis (20 %) e velocidades (30 %). Além disso, os valores de fase aumentam com o incremento da vazão, indicando um atraso da onda. Logo, quando se compara à influência no amortecimento das amplitudes de níveis e velocidades no canal principal dos dois agentes considerados nas simulações, vazão fluvial e planícies de maré, o papel do primeiro é maior (aproximadamente o dobro do segundo).

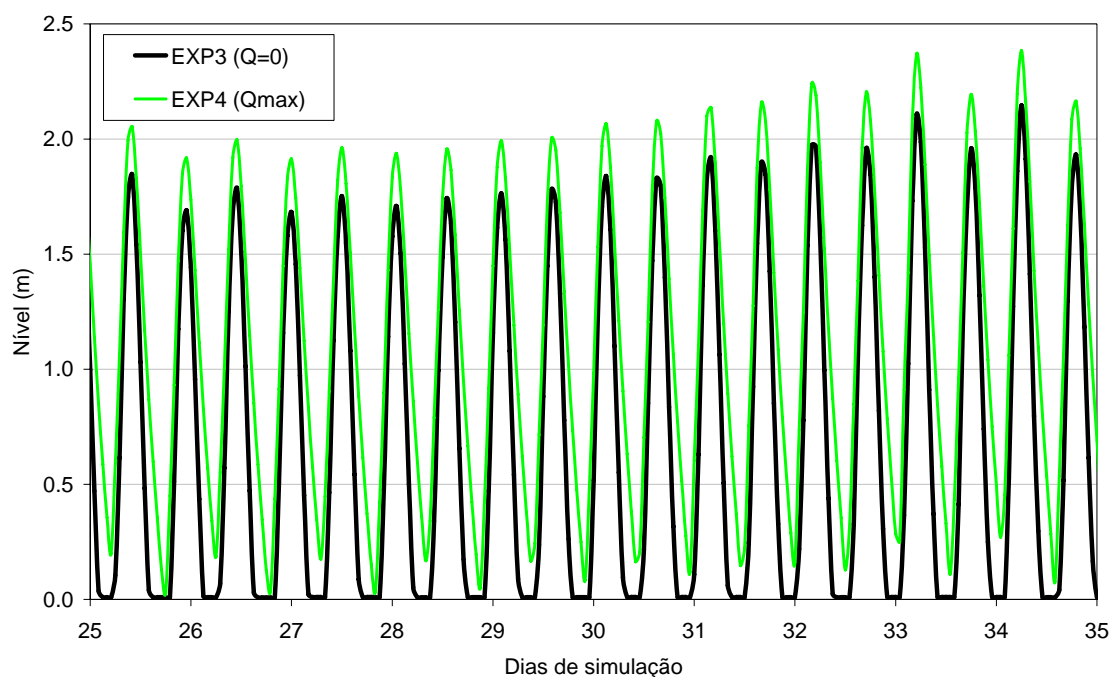


Figura 64. Influência da vazão fluvial nos níveis da planície de Macapá (estação ADV1). Resultados das simulações: EXP 3 (sem vazão) e EXP 4 (vazão máxima).

Como mostrado no Capítulo 5, a onda de níveis no interior das planícies do trecho à montante é assimétrica, com tempos de subida menores aos de descida. Também, a ocorrência dos máximos de enchente e vazante é deslocada próxima das preamares. Através da análise dos ciclos de maré para ambas as simulações (resultados do EXP 3 e EXP 4 na Tabela 16) pode ser avaliada a influência fluvial nos tempos mencionados (Figura 65). Na planície MCP, a onda é mais assimétrica durante a cheia do rio, já que gasta 37 % do tempo total do ciclo na subida da maré. Durante a seca, a duração desse tempo é de 42 % (Figura 65a). Isto se deve, em parte, ao fato de que a onda no canal (estação MCP) é mais assimétrica na cheia, como mostrado na análise harmônica, através do crescimento do harmônico M_4 (em níveis e velocidades) do EXP 3 para o EXP 4 (Tabela 17). Também é observado o deslocamento dos picos de enchente (Figura 65b) e de vazante (Figura 65c) mais próximo das preamares (menores valores) durante a simulação com vazão máxima (EXP4).

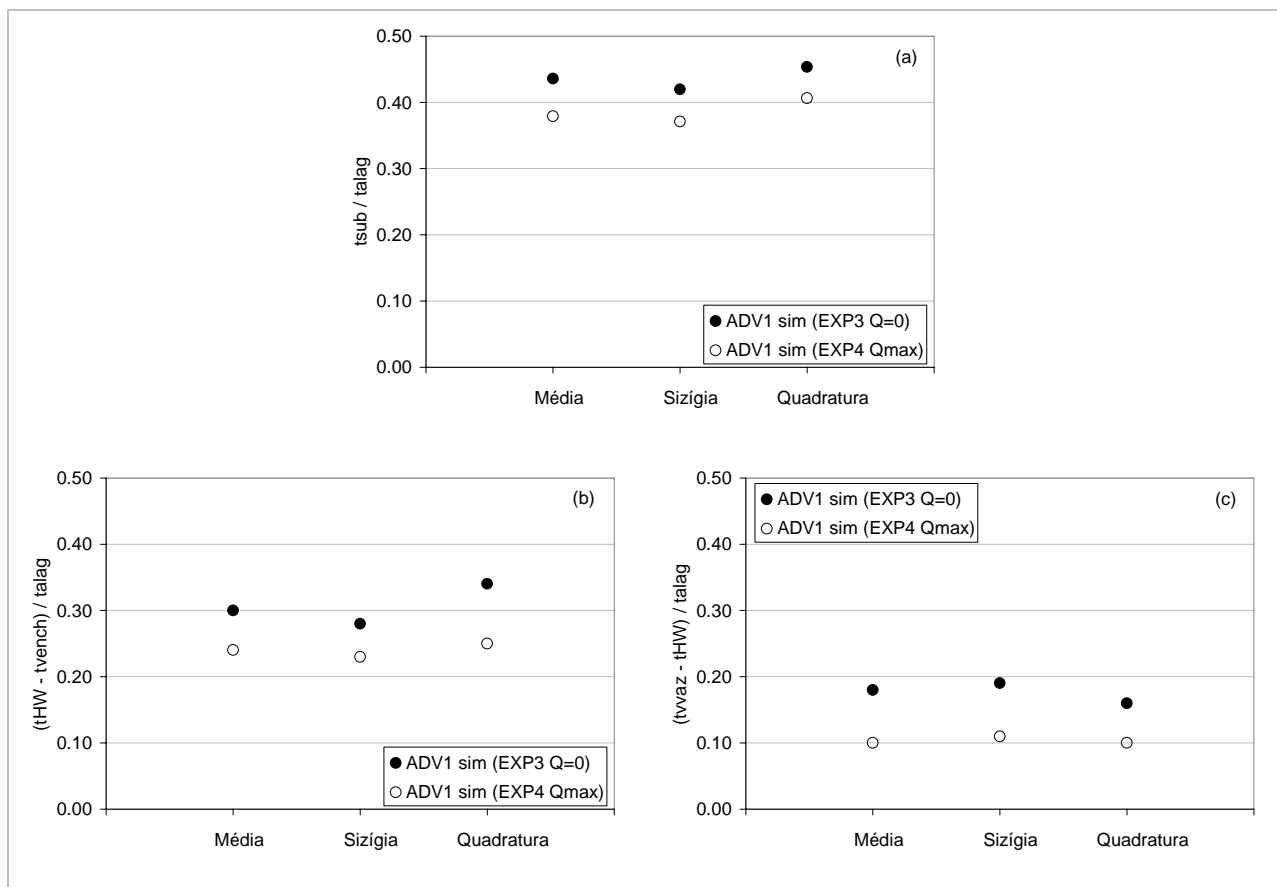


Figura 65. Comparação de tempos (na estação ADV1) para as simulações sem vazão (EXP 3) e com vazão máxima (EXP 4): (a) relação entre o tempo de subida de níveis e o tempo alagado, (b) diferença entre os tempos de preamar (HW) e o do pico de enchente (t_{vench}), normalizado pelo tempo de alagamento, (c) diferença entre os tempos do pico de vazante (t_{vvaz}) e o de preamar (HW), normalizado pelo tempo de alagamento.

Quanto à modificação do padrão do escoamento sobre as planícies decorrente da vazão fluvial, a Figura 66 mostra as elipses de maré durante os dois experimentos (EXP 3 e EXP 4) no interior da planície de Macapá. Como mostrado nas medições de campo, observa-se um menor espalhamento das correntes com a vazão máxima (EXP 4), onde as velocidades se orientam na direção do canal, já que o escoamento fluvial tem a mesma direção.

Se analisarmos separadamente as componentes de velocidades transversais e longitudinais à planície (Figura 67), em função da maior magnitude de vazão (EXP 4) são observadas maiores mudanças nas primeiras. A vazão fluvial atenua as correntes de enchente (entrada à planície) na componente transversal (Figura 67a) e aumenta as correntes de vazante (na direção da foz) na componente longitudinal (Figura 67b). As magnitudes das correntes de enchente reduzem-se cerca de 50 %, quando são comparados os resultados dos EXP 3 e EXP 4. Nas componentes longitudinais, as velocidades de vazante aumentam 20 % com a presença da vazão máxima, enquanto que as de enchente permanecem aproximadamente constantes.

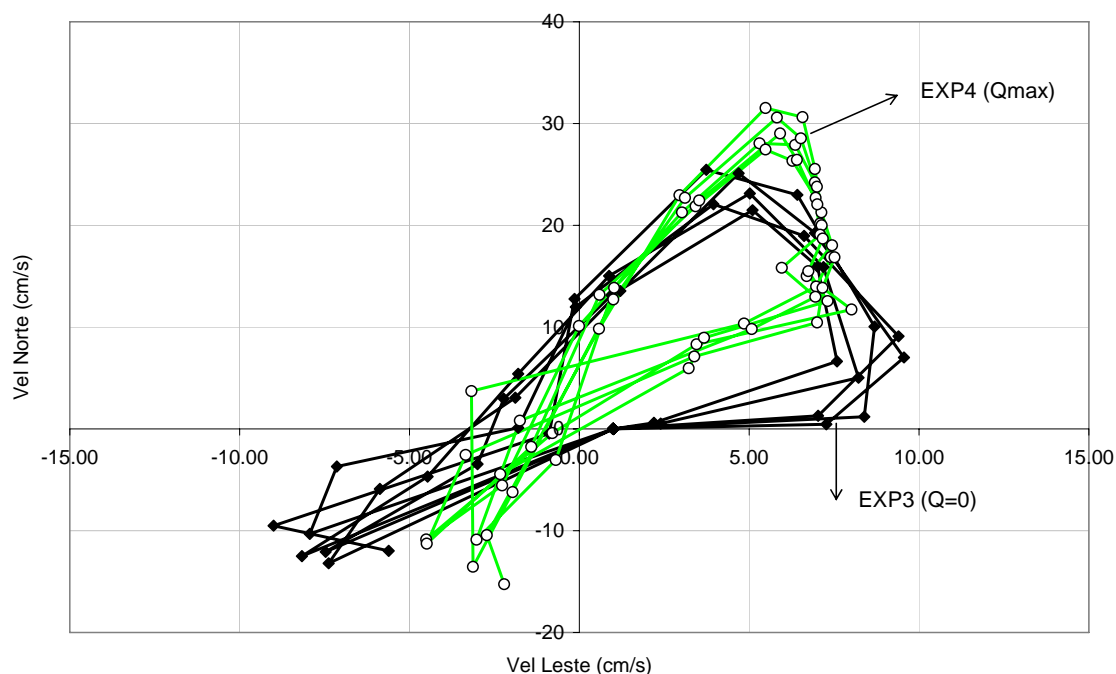


Figura 66. Influência da vazão fluvial nas direções das correntes da planície de Macapá (na estação ADV1). Resultados das simulações EXP 3 (sem vazão) e EXP 4 (vazão máxima) ao longo de 4 ciclos de maré.

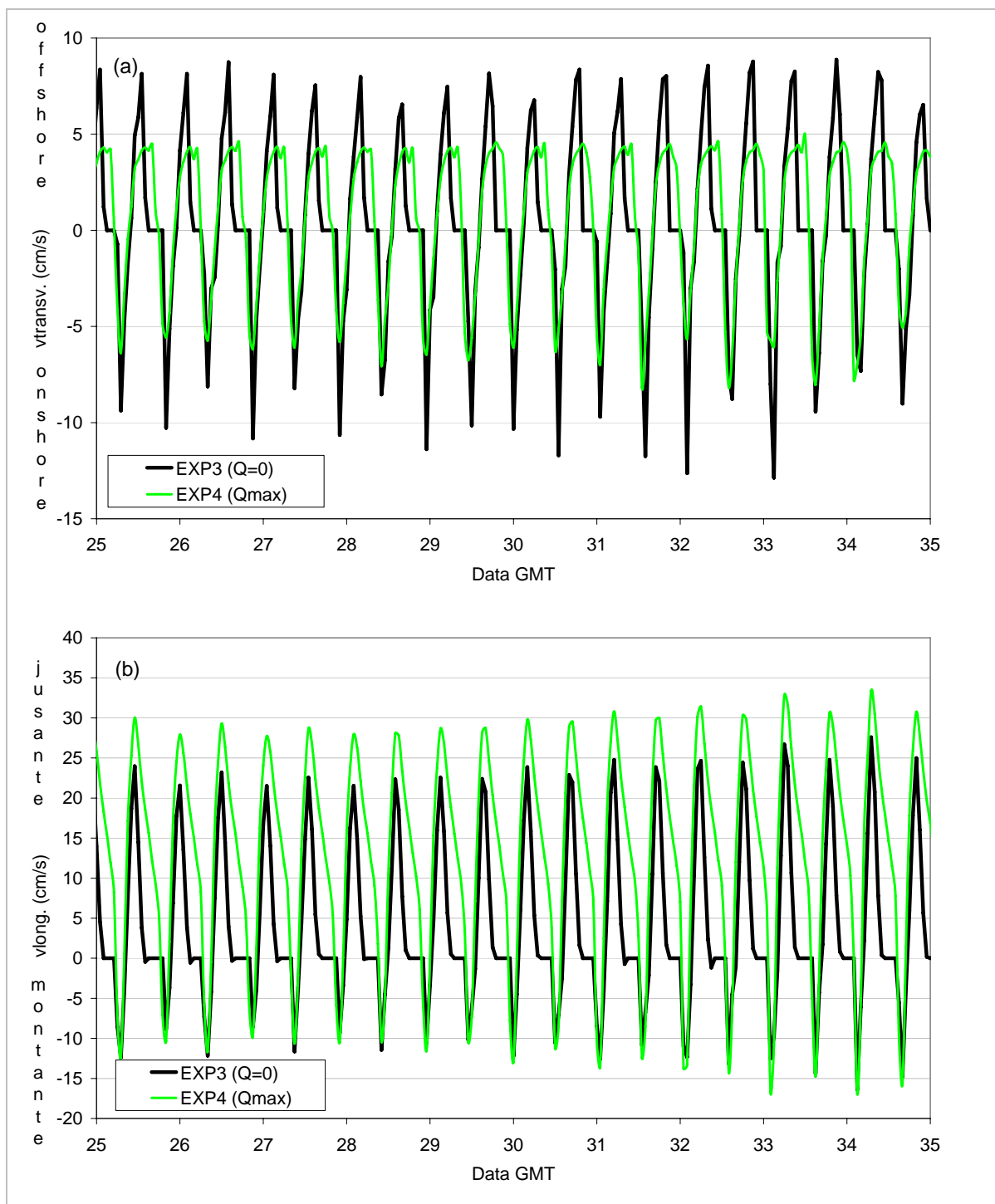


Figura 67. Influência da vazão fluvial nas velocidades transversais (a) e longitudinais (b) da planície de Macapá (estação ADV1). Resultados das simulações EXP 3 (sem vazão) e EXP 4 (vazão máxima).

6.4. Influência das forçantes na evolução temporal do alagamento do estuário

O periódico alagamento e secamento das planícies de maré modificam os contornos do canal Norte e conseqüentemente, a área alagada. Durante a preamar, a área total alagada do canal Norte é de 8230 km². Através dos resultados da modelo local (Figura 68) é ilustrada a mudança da área do estuário ao longo de 4 ciclos da maré, durante períodos de quadratura e de sizígia. Para ambos os períodos são apresentados os resultados da simulação do EXP 3 e EXP 4 para apresentar, além do efeito da maré, a influência da vazão no alagamento das áreas.

Nas baixa-mares a área alagada é reduzida em aproximadamente 15 %. Durante as preamares, o domínio (devido a seu tamanho) não é totalmente alagado, e sendo assim, as curvas nunca atingem o 100 % de alagamento. Pode-se destacar que a maré é responsável por uma variação de área de 8 % na quadratura (Figura 68a) e 12 % na sizígia (Figura 68b). Já a vazão fluvial máxima (EXP 4), aumenta o nível médio dentro do estuário e, portanto, incrementa (em média) em 5 % à área alagada, quando se compara com a simulação sem vazão fluvial (EXP 3).

As diferenças entre as curvas de alagamento na preamar, segundo a presença da vazão fluvial, são maiores na época de quadratura que durante a sizígia. A explicação para este comportamento diferenciado reside na geração da componente M_{sf} devida à vazão fluvial. Essa componente é responsável pela variação do nível médio dentro de um período de aproximadamente 15 dias. Essa modulação coincide com as sizígias (crista) e quadraturas (cavado), gerando um nivelamento na parte inferior (baixa-mares) e amplificação na parte superior (preamares) dos registros. Devido a isso, as diferenças entre as curvas de alagamento são maiores nas preamares quando se compara com as baixa-mares. Logo, quando se compara o ciclo com influência fluvial (afetado pela componente M_{sf}) com o ciclo de sizígia e quadratura sem influência fluvial, as diferenças se tornam maiores durante a quadratura.

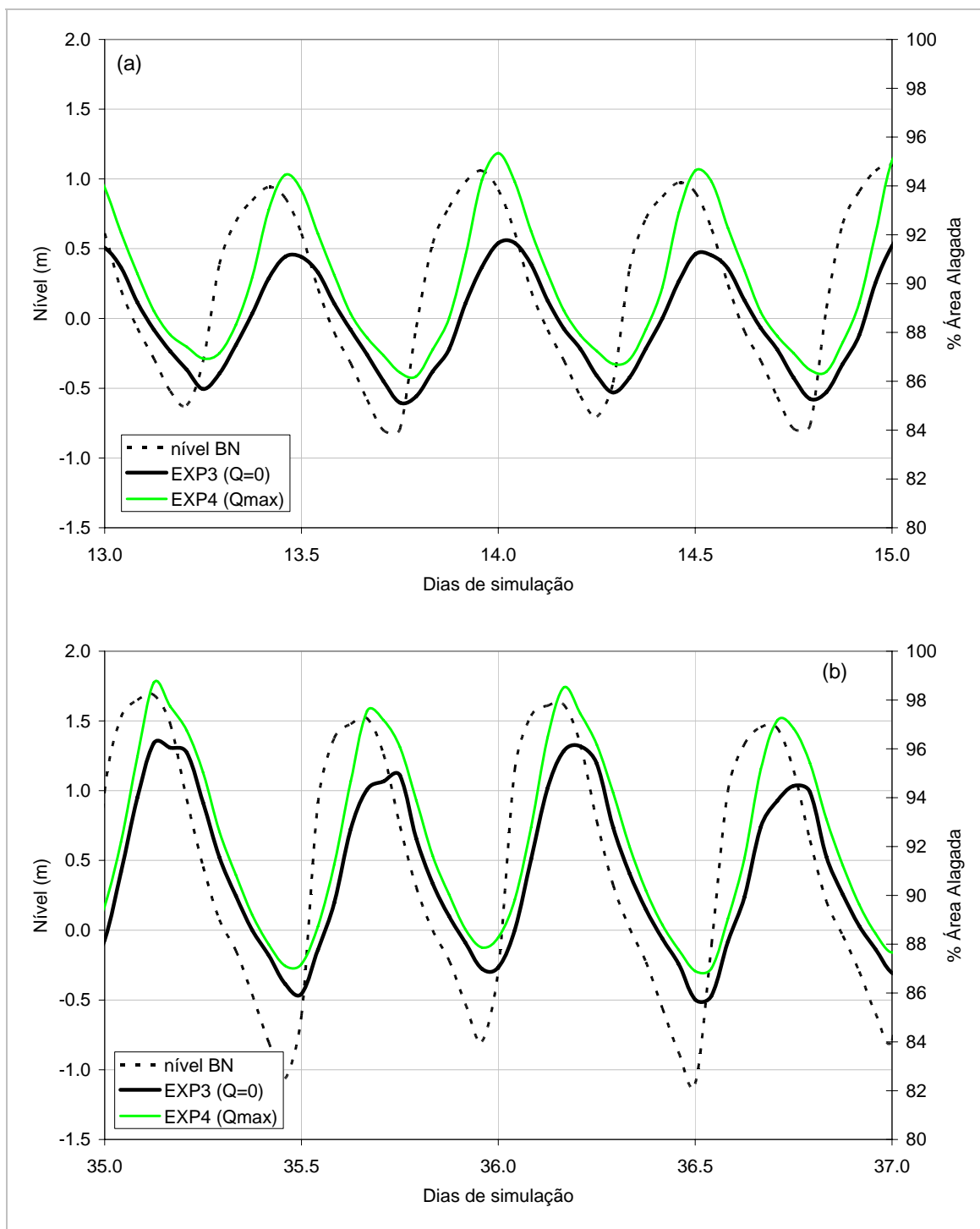


Figura 68. Evolução temporal da percentagem de área alagada durante quatro ciclos de maré na quadratura (a) e sizígia (b). Resultados das simulações com EXP 3 (sem vazão) e EXP 4 (vazão máxima). O nível de maré de referência é indicado na estação BN.

7. CONCLUSÕES

Este trabalho contribui para o conhecimento acerca de planícies de maré à montante de estuários, onde a influência fluvial se manifesta, assunto pouco explorado no meio científico. Mais especificamente, é apresentada a caracterização da hidrodinâmica das planícies de maré no trecho final do Canal Norte, um ambiente de meso e macromaré com grande excursão das marés (até 800 km da foz) e submetido à influência fluvial pelo aporte do rio Amazonas. O trabalho aporta dados e informações para a região estuarina onde o conhecimento das planícies de maré é escasso.

Embora o foco do trabalho seja hidrodinâmico, a análise das características do escoamento (níveis, correntes e assimetrias) nas planícies de maré da foz do Canal Norte do rio Amazonas foi direcionada a avaliar sua possível influência no transporte e balanço de sedimentos. A análise hidrodinâmica contribui então para o entendimento sobre os mecanismos de retenção e transporte nas planícies de maré, que constituiriam o destino final de uma parcela significativa da carga anual de sedimentos em suspensão que é transportada pelo rio Amazonas até o oceano Atlântico.

A metodologia desenvolvida nesta tese consiste no emprego conjunto de três ferramentas: imagens de satélites, medições *in situ* de níveis e correntes e modelagem numérica. A utilização de imagens de satélite possibilitou a identificação e caracterização geométrica das planícies numa escala regional. O emprego das imagens resultou numa ferramenta adequada para a caracterização das planícies em áreas extensas, onde a coleta de dados de campo na região completa torna-se inviável. O emprego de imagens CBERS, com tamanho de *pixel* de 20 m, possibilitou uma boa resolução na delimitação de feições costeiras com tamanhos mínimos de 500 m. Já os dados de batimetria das planícies de maré, obtidos da combinação de imagens de satélite e modelagem numérica, embora apresentem declividades semelhantes às medidas em apenas 3 locais em campo, resultaram muito sensíveis ao tipo e quantidade de imagens. Devido à grande cobertura de nuvens na região não foi possível dispor de um grande número de imagens no período de análise e que permita representar todos os estágios do rio e de maré. Também, a alta concentração de sedimentos em suspensão e água remanente no período de secamento das planícies pode levar a erros na delimitação da linha de costa. Outros erros podem ser provenientes do longo período de acumulação de imagens (1 - 2 anos), já que qualquer modificação morfológica da costa é assumida

como devida a mudança do nível d'água. O emprego de outro tipo de imagens, por exemplo, radar ou provenientes de outros satélites com uma maior frequência de passagem, levaria a uma maior precisão mas também, maiores custos associados.

As medições *in situ* em áreas piloto, escolhidas nos extremos do trecho estudado, permitiram a análise do escoamento local nas planícies de maré e a participação das forçantes na hidrodinâmica, como a maré e a vazão. Uma área foi escolhida no contorno do canal Norte, de pouca extensão e submetida à influência fluvial (Macapá), e outra área na foz, área costeira e de grande extensão (Bailique). As medições no interior das planícies foram coletadas somente em duas estações fixas devido à disponibilidade de equipamentos. Devido à extensão das planícies, principalmente no Bailique (6 km), apenas dois equipamentos (um próximo da margem e outro próximo do canal principal) limitaram a análise da hidrodinâmica ao longo de toda a planície. Também, as medições de velocidades foram realizadas em uma única profundidade e próxima do fundo (20 cm), sem ter conhecimento sobre a estrutura vertical das correntes. Embora isto, o padrão horizontal de correntes foi bem caracterizado e inferido também o padrão de transporte, embora não foi confirmado com dados de material em suspensão ou através do sinal de espalhamento (*backscattering*) dos velocímetros (ADV's).

Uma vez que as principais forçantes consideradas neste trabalho foram as marés e a vazão, não foram considerados os efeitos devidos aos ventos e ondas e portanto, os resultados são limitados quanto a ação desses dois agentes. Embora isso, durante os períodos das medições não foram apreciadas modificações nos níveis e velocidades devido à presença do vento (da direção Leste – alísios). Também, durante os trabalhos de campo foi observada a presença de ondas de curto período (poucos segundos), mas o seu efeito não aparece nos dados desde que estes foram analisados através de valores médios durante os intervalos de medição (1 minuto).

A modelagem numérica, numa escala regional e local, apresentou bons resultados quando são comparados com as medições *in situ* de níveis e velocidades. Isso permitiu a aplicação do modelo na avaliação dos efeitos da presença das planícies na hidrodinâmica do canal principal e a influência da vazão no escoamento sobre as planícies. A montante do estuário, na planície de Macapá, o modelo mostrou uma dominância de vazante, contrario a dominância de enchente verificada nos dados. Este

comportamento foi devido à influência das velocidades do canal no escoamento da planície uma vez que as planícies nesse trecho foram representadas por poucas células (entre 3 e 6). Assim, para futuras aplicações seria importante um refinamento da malha nessa região, e com isso estima-se melhorar a representação do fluxo nas planícies à montante. Também, o parâmetro de rugosidade foi empregado como um coeficiente de calibração do modelo, que em função do desconhecimento sobre as rugosidades nas planícies, optou-se por uma distribuição conceitual com base nos resultados das análises das coletas de amostras de material do fundo nas áreas pilotos. O efeito da rugosidade nas planícies de maré na hidrodinâmica não constitui um aspecto chave desta tese, mas seria importante a realização de testes de sensibilidade que permitam observar a dependência dos resultados na variação dos valores desse parâmetro.

Quanto aos principais resultados da tese e em relação ao avanço do conhecimento prévio sobre planícies de maré e na região estudada, o estudo das planícies de maré analisadas foi direcionado para a sua caracterização, avaliação das diferenças no escoamento decorrentes das variações semi-diurnas da maré (enchente e vazante), lunares (sizígia e quadratura), anuais (seca e cheia do rio Amazonas) e da diferente localização geográfica das áreas, no interior do estuário (Macapá) e na foz (Bailique). Também, uma análise detalhada dos dados medidos e as simulações foi direcionada às assimetrias no escoamento e relacionada com os princípios conceituais e expressões teóricas sobre o assunto, pela sua possível influência no transporte de sedimentos.

Observou-se que as planícies de maré na região estuarina do rio Amazonas, mais especificamente no canal Norte, estão expostas a variações totais de níveis d'água devidas as marés de ~ 3 m no estuário inferior e ~ 5 na foz. Essas variações de níveis caracterizam as planícies como de meso e macromaré (DYER *et al.*, 2000). Estas áreas apresentam larguras entre 500 e 7000 m e podem também ser classificadas como planícies de baixa declividade (< 4 %, segundo DYER *et al.*, 2000), já que apresentam declividades entre 0.60 % (à montante) e 0.10 % (na foz).

Nas planícies de maré analisadas, as marés controlam as flutuações de níveis, as velocidades e os tempos de alagamento/exposição. As planícies de maré da região Amazônica podem ser caracterizadas como sistemas enchente-dominante. Ou seja, as planícies atuam como áreas de acumulação de sedimentos a longo prazo.

Conforme a diminuição das profundidades em direção às margens, as magnitudes das correntes no interior das planícies diminuem nessa direção. A distribuição do material do fundo, que apresenta um conteúdo de areias crescente na direção do canal, indica a atenuação das correntes no sentido *on-shore*.

As planícies de maré aparecem parcial/totalmente expostas durante as baixamars, tempo durante o qual é favorecido o processo de consolidação. Este processo seria mais importante nas épocas de seca (como observado no trabalho de campo durante 2006), na parte superior do perfil das planícies (nas estações ADV2) e nas planícies localizadas acima do nível médio (como a do Bailique).

Na planície do Bailique, as estofas coincidem com as preamares, enquanto que em Macapá encontram-se no início da vazante. Nesta última planície, a ocorrência das máximas correntes de enchente e vazante acontecem mais próximas da preamar. Na planície do Bailique as máximas correntes de enchente e vazante são deslocadas mais próximas das baixa-mars. Embora o afastamento dos picos de velocidades (em comparação com a planície de Macapá) aumente o tempo disponível para a deposição dos sedimentos em suspensão, as correntes dificilmente diminuem abaixo de 10 cm/s durante as estofas de preamar, o que dificultaria o processo mencionado.

Quanto ao padrão do escoamento nas planícies estudadas, as correntes na planície costeira (Bailique) seguem o padrão circular teórico (PERILLO *et al.*, 1993) enquanto que as velocidades na planície à montante (Macapá) mostram a influência do canal e da vazão na dispersão das correntes. Nesta planície, as correntes apresentaram um padrão quase retilíneo e reversível, orientadas na direção do canal principal, NE (vazante) – SW (enchente). Durante o processo de enchente o alagamento da planície acontece pelo transbordamento lateral da maré desde o canal e o aumento progressivo das profundidades (maior espalhamento). Já na vazante, o processo acontece com a planície totalmente alagada e então, o padrão de correntes é influenciado pela orientação do canal e o escoamento fluvial (menor espalhamento). As correntes longitudinais dominam o escoamento e possuem magnitudes (0.3 m/s) comparáveis às das correntes no canal (0.5 m/s). Na planície do Bailique o escoamento é circular ou elíptico, com rotação no sentido anti-horário. Nesta planície dominam as correntes transversais, chegando até valores de 0.6 m/s durante a frente da onda de enchente. Durante a

passagem da onda de *pororoca* as velocidades de enchente chegam a 0.8 m/s. Além disso, o escoamento praticamente muda de direção sem parar no instante da estufa de preamar, e apresentando um espalhamento maior durante a vazante. Em ambas as planícies, as magnitudes das máximas correntes transversais podem ser explicadas pela equação teórica de FRIEDRICHS & AUBREY (1996) o que mostra a influência da geometria (declividade) das planícies nessas componentes de velocidade. Já as componentes longitudinais são governadas pelo escoamento no canal principal.

Apesar das grandes planícies de maré presentes na foz do estuário do rio Amazonas, a presença delas pouco influiria nas magnitudes dos harmônicos de maré no canal principal, mas responsabilizam-se pelo retardo da onda, dissipação de energia e a geração de áreas nos contornos, preferenciais para a deposição de sedimentos.

O pouco efeito das planícies sobre o escoamento do canal principal está relacionado com as dimensões relativas entre ambos. Embora as planícies de maré sejam extensas (até 7 km de largura) e conter um grande volume de armazenamento, relativamente à calha do canal principal as mudanças nas larguras devido à presença das planícies não seriam importantes, com valores de $\Delta B/B_c$ da ordem de 0.5 na foz e 0.15 à montante. Nos resultados da modelagem numérica foi observado que as maiores alterações na propagação da maré no canal principal devidas à remoção das planícies de maré, e segundo a expressão teórica da função γ (FRIEDRICHS & MADSEN, 1992), são coincidentes com o trecho onde domina o armazenamento entre marés (locais com extensas planícies) quando se compara com o efeito do atrito. Embora o termo de armazenamento seja maior ao do atrito, o tipo de assimetria de níveis (positiva) não muda ao longo do estuário, já que em todo o trecho de estuário analisado $\Delta B < B_c$. Como consequência da remoção das planícies, no trecho à montante não foram observadas mudanças nos níveis das preamares e baixa-mares (amplitudes de maré constantes), mas, mudanças na assimetria podem ser percebidas, devido à influência das planícies no retardo da onda. Na região da foz tanto os níveis das preamares quanto os das baixa-mares diminuem com a presença das planícies, devido à diminuição das amplitudes das componentes de maré (~10 cm). Quando se compara as simulações numéricas com e sem planícies, as menores amplitudes de maré achadas no segundo experimento podem ser explicadas pela dissipação de energia (16 %) devida ao alagamento e secamento das planícies de maré no trecho com extensas planícies.

Um resultado muito importante observa-se no diferente padrão de correntes residuais entre as planícies de marés e o canal principal. Nas planícies aparecem velocidades residuais de enchente (~ 10 cm/s) devidas à assimetria da maré. Já no canal principal, as velocidades residuais positivas (~ 20 cm/s) são relacionadas com a vazão fluvial e assim, estabelece-se uma dominância de vazante nas correntes (GALLO & VINZON, 2005). Também, quando se compara o efeito no escoamento do canal principal da presença de áreas alagadas com vegetação como os manguezais e extensas planícies de maré (sem vegetação) podem ser observadas diferenças entre esses dois sistemas em função das dominâncias nas correntes. Enquanto as planícies de maré analisadas apresentam dominâncias de enchente nas correntes e assimetrias positivas nos níveis, as áreas de manguezais são caracterizadas como sistemas de vazante e assimetria negativa (MAZDA *et al.*, 1995; WU *et al.*, 2001; BRYCE *et al.*, 2003; RIGO, 2004; HUANG *et al.*, 2008). Essas condições são favorecidas pelas baixas velocidades no mangue provocadas pela soma de dois efeitos: a extensão relativa das áreas alagáveis (armazenamento, $\Delta B/B_c \sim 1$) e a presença da vegetação (bloqueio).

Segundo os resultados da modelagem, durante a baixa-mar a área alagada do trecho de estuário estudado é reduzida em ~ 15 %. A maré seria responsável por uma variação de área de 8 % (nas quadraturas) e 12 % (nas sizígias). Já a vazão fluvial, através da modificação do nível médio do estuário, produz modificações da ordem de 5%.

Logo, o efeito da vazão sobre o escoamento nas planícies constitui um aspecto chave desta tese, devido ao pouco conhecimento acerca de planícies de maré à montante de estuários. Além de mudanças no nível médio do estuário, a variação da vazão ao longo do ciclo hidrológico, apresenta alterações no escoamento nas planícies localizadas à montante. Tanto nas medições de campo na planície de Macapá quanto na modelagem local foram identificadas mudanças dos níveis locais, na largura da planície, nos padrões e magnitudes das correntes, nos períodos de alagamento e o amortecimento da maré (durante a cheia).

Com o aumento da vazão fluvial o nível médio do estuário aumenta à montante. Devido ao aumento do nível (variações de 50 cm de seca para cheia medidas na estação Macapá), a área susceptível de alagamento diminui e em alguns locais o processo periódico de alagamento e secamento desaparece.

A presença da vazão fluvial favorece a geração de marés compostas (Msf) de longo período (GALLO & VINZON, 2005). Logo, os níveis d'água durante as baixa-mares de quadraturas assemelham-se aos encontrados durante as baixa-mares de sizíguas. O zoneamento vertical conceitual das planícies de maré (KLEIN, 1985) que apresenta 3 faixas de igual espessura em função dos quatro níveis de marés principais (médias das mínimas e máximas marés de sizígia e quadratura) é modificado nessa região pela presença da vazão. Assim, a zona entre as baixa-mares de sizígia e quadraturas (camada inferior) diminui sua espessura ao longo do estuário (conforme a crescente influência fluvial à montante) pela superposição com a faixa acima. Como consequência, a frequência de ocorrência dos níveis abaixo do nível médio é maior quando é comparada com a dos níveis acima.

Nas planícies que contornam o canal, as magnitudes transversais das correntes são menores (~ 0.10 m/s) que as longitudinais e refletem a atenuação da maré devida à vazão fluvial (comparando períodos de seca e cheia). Logo, o incremento de vazão fluvial, de seca para cheia, aumenta as componentes longitudinais das correntes no sentido de vazante (na mesma direção que o escoamento fluvial).

O efeito da vazão fluvial à montante do estuário pode ser observado também no amortecimento dos níveis de maré no período de cheia. Este amortecimento nas componentes de maré é aproximadamente o dobro do efeito gerado nos harmônicos pela presença das planícies de maré. Além disso, a onda de maré se apresenta mais assimétrica durante a cheia do rio. Isto se deve, em parte, ao fato de que a onda no canal é mais assimétrica na cheia, como mostrado na análise harmônica, através do crescimento do harmônico M_4 . Outro efeito é observado no deslocamento próximo às preamares dos picos de velocidades de enchente, devido a que no período de cheia, o alagamento da planície acontece numa altitude maior na planície pelo aumento do nível médio.

REFERÊNCIAS

- ALDRIDGE, J.N., 1997, "Hydrodynamic Model Predictions of Tidal Asymmetry and Observed Sediment Transport Paths in Morecambe Bay", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44: 39-56.
- ALLISON, M. A., NITTROUER, C. A., KINEKE, G. C., 1995, "Seasonal Sediment Storage on Mudflats Adjacent to the Amazon River", *Marine Geology*, 125: 303-328.
- ALLISON, M. A., LEE, M. T., OGSTON, A. S., ALLER, R., 2000, "Sediment exchange between Amazon mudbanks and shore-fringing mangroves in French Guiana", *Marine Geology*, 208: 169-190.
- ALLISON, M. A., LEE, M. T., 2004, "Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America", *Marine Geology*, 163: 241-256.
- ANA, Agencia Nacional de Águas, Brasil, 2008, <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>.
- AUGUSTINUS, P. G., 2004, "The influence of the trade winds on the coastal development of the Guianas at various scale levels: a synthesis", *Marine Geology*, 28: 145-151.
- BASSOULLET, P., HIR, P. L., GOULEAU, D., ROBERT, S., 2000, "Sediment Transport over an Intertidal Mudflat: Field Investigations and Estimation of Fluxes within the "Baie de Marennes-Oleron"(France)", *Continental Shelf Research*, 20: 1635-1653.
- BAYLESS-SMITH, T.P., HEALEY, R., LAILEY, R., SPENCER, T. AND STODDART, D.R., 1979. "Tidal flows in Salt Marsh Creeks", *Estuarine and Coastal Marine Science*, 9: 235-255.
- BEARDSLEY, R. C., CANDELA, J., LIMBURNER, R., GEYER, W. R., LENTZ, S. J., CASTRO, B. M., CACCHIONE, D. & CARNEIRO, N., 1995, "The M₂ tide on the Amazon Shelf", *Journal of Geophysical Research*, 100: 2283-2319.
- BIRD, E. C. F. & SCHWARTZ, M. L., 1985, *The World's Coastline*, Van Nostrand Reinhold, 1071 p. Em: EISMA, D., 1998, *Intertidal deposits: River mouths, tidal flats, and coastal lagoons*, 525 p.
- BLANTON, J. O., LIN, G. & ELSTON, S. A., 2002, "Tidal Current Asymmetry in Shallow Estuaries and Tidal Creeks", *Continental Shelf Research*, 22: 1731-1743.
- BLOND Le, P.H., 1978, "On Tidal Propagation in Shallow Rivers", *Journal of Geophysical Research*, 83 (C9): 4717-4721.
- BOON, J. D. III & BYRNE, R. J., 1981, "On Basin Hypsometry and the Morphodynamic Response of Coastal Inlet Systems", *Marine Geology*, 40:27-48.
- BRYCE, S., LARCOMBE, P. AND RIDD, P.V., 2003, "Hydrodynamic and geomorphological controls on suspended sediment transport in mangrove creek systems, a case of study: Cocoa Creek, Townsville, Australia", *Estuarine and Coastal Shelf Science*, 56: 415-431.
- BYUN, D.S., CHO, Y.K., 2006, "Double peak-flood current asymmetry in a shallow-water-constituent dominated embayment with a macro-tidal flat", *Geophysical Research Letters*, 33: L16613.

- CAMPBELL, J. B., 1987, *Introduction to Remote Sensing*, 551 pp.
- CASULLI, V. & CHENG, R., 1992, “Semi-implicit Finite Difference Methods for Three-dimensional Shallow Water Flow”, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 15: 629-648.
- CHANG, T. S. & FLEMMING, B. W., 2006, “Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat – winter shoreface – discussion”, *Sedimentology*, 53: 687:691.
- CHEN L.C. & RAU J.Y., 1998, “Detection of shoreline changes for tideland areas using multi-temporal satellite images”, *International Journal of Remote Sensing*, 17: 3383-3397.
- CHUNG, I. Y., CHO, K. J., HIRAOKA, K., MUKAI, T., NISHIJIMA, W., TAKIMOTO, K. & OKADA, M., 2004, “Effects of oil spill on seawater infiltration and macrobenthic community in tidal flats”, *Marine Pollution Bulletin*, 49: 959-963.
- COCONTRAM, 2006. COMANDO DO CONTROLE NAVAL DO TRÁFEGO MARÍTIMO. <https://www.mar.mil.br/comcontram/>
- CT-HIDRO, 2008a, *Relatório 1a. Campanha de Campo em Planícies de Maré*. Projeto MCT/CNPq/CT-HIDRO nº 55.2772/2005-4: “Estudo comparativo da hidrodinâmica e sedimentação nas várzeas e planícies de maré do sistema hídrico do Amazonas”.
- CT-HIDRO, 2008b, *Relatório 2a. e 3a. Campanha de Campo em Planícies de Maré*. Projeto MCT/CNPq/CT-HIDRO nº 55.2772/2005-4: “Estudo comparativo da hidrodinâmica e sedimentação nas várzeas e planícies de maré do sistema hídrico do Amazonas”.
- DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A. & BOYD, R., 1992, “A conceptual model of estuarine sedimentation”, *J. Sedim. Petrol.*, 62: 1130-1146. Em: DYER, K. R., 1997, *Estuaries - A physical introduction. 2 ed, John Wiley & Sons, 195 p.*
- DELOFFRE, J., LAFITE, R., LESUEUR P., LESOURD, S., VERNEY, R. & GUÉZENNEC, L., 2005, “Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France”, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64: 710-720.
- DHN, DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, Brasil, 2007, www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm
- DHN, DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, Brasil, 2008, www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/car_digitais.html
- DRONKERS, J, 1986, “Tidal asymmetry and estuarine morphology”, *Netherlands Journal of Sea Research*, 20 (2-3): 117-131.
- DYER, K.R., CHRISTIE, M.C., WRIGHT, E.W., 2000, “The Classification of Intertidal Mudflats”, *Continental Shelf Research*, 20:1039-1060.
- EISMA, D., 1998, *Intertidal deposits: River mouths, tidal flats, and coastal lagoons*, 525 p.
- EISMA, D., AUGUSTINUS, P.G.E.F., ALEXANDER, C., 1991, “Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud”, *Netherlands Journal of Sea Research*, 28: 181–192.

- FAAS, R.W., 1985, "Time and Density-dependent Properties of Fluid Mud Suspensions, NE Brazilian Continental Shelf", *Geo-Marine Letters*, 4: 147-152.
- FERNANDES, R.D., VINZON, S.B. & OLIVEIRA, F.A.M. 2007. Navigation at the Amazon River mouth: sandbank migration and depth surveying. In Wade Watson (ed.), *Ports 2007: Thirty Years of Sharing Ideas... 1977-2007*; Proc. intern. conf., San Diego, 25-28 March 2007. Reston: ASCE.
- FOREMAN M.G.G., WALTERS R.A., HENRY R.F., KELLER C.P., DOLLING A.G., 1995, "A tidal model for eastern Juan de Fuca strait and the southern strait of Georgia", *Journal of Geophysical Research*, 100 (C1): 721-740.
- FORTUNATO, A. B., OLIVEIRA, A., BAPTISTA, A. M., 1999, "On the Effect of Tidal Flats on the Hydrodynamics of the Tagus Estuary", *Oceanologica Acta*, 22: 31-44.
- FORTUNATO, A. B. & OLIVEIRA, A., 2005, "Influence of Intertidal Flats on Tidal Asymmetry", *Journal of Coastal Research*, 21: 1062-1067.
- FRIEDRICH, C.T., AUBREY, D.G., 1996, "Uniform bottom shear stress and equilibrium hypsometry of intertidal flats". Em: *Hir, P.L., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P., Bacher, C., 2000, "Characterization of Intertidal Flat Hydrodynamics", Continental Shelf Research, 20: 1433-1459.*
- FRIEDRICH, C.T., MADSEN, O.S., 1992, "Nonlinear diffusion of the tidal signal in frictionally dominated embayments", *Journal of Geophysical Research*, 97(N3C4): 5637-5650.
- GABIOUX, M., 2002, *Influência da Lama em Suspensão sobre a Propagação da Maré na Plataforma Amazônica*. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.
- GABIOUX, M., VINZON, S., PAIVA, A.M., 2005, "Tidal propagation over fluid mud layers on Amazon shelf.", *Continental Shelf Research*, 25: 113-125
- GALLO, M., 2004, *A Influência da Vazão Fluvial sobre a Propagação da Maré no Estuário do Rio Amazonas*. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.
- GALLO, M. N., VINZON, S. B., 2005, "Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary", *Ocean Dynamics*, 55 (5-6): 441-448.
- GARDEL, A., GRATIOT, N., 2004, "Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT satellite images", *Journal of Coastal Research*, 39.
- GRATIOT, N., GARDEL, A. & POLIDORI, L., 2005, "Remote sensing based bathymetry on the highly dynamic Amazonian coast", *9th International Coastal Symposium*, Iceland, 13 p.
- GUARINI, J.M., BLANCHARD, G.F., GROS, Ph. & HARRISON, S.J., 1997, "Modelling the mud surface temperature on intertidal flats to investigate the spatio-temporal dynamics of the benthic microalgal photosynthetic capacity, *Marine Ecology progress Series*, 153: 25-36. Em: *Hir, P.L., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P., Bacher, C., 2000, "Characterization of Intertidal Flat Hydrodynamics", Continental Shelf Research, 20: 1433-1459.*
- HAMRICK, J. M., 1992, "A three-dimensional Environmental Fluid Dynamics Computer code: theoretical and computational aspects". Special Report 317. Virginia Institute of Marine Science, Williamsburg, VA, 63 p.
- HAMRICK, J. M., 1994, Hamrick, J. M., 1994, *Application of the EFDC, environmental fluid dynamics computer code to SFWMD Water Conservation*

- Area 2A. J. M. Hamrick and Associates, Report JMHSFWMD-94-01, Williamsburg, VA, 126 pp. Em: Ji, Z. G., Morton, M. R. & Hamrick, J. M., 2001, "Wetting and Drying Simulation of Estuarine Processes", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53: 683-700.
- HENICHE, M., SECRETAN, P.B., LECLERC, M., 2000, "A Two-dimensional Finite Element Drying-Wetting Shallow Water Model for Rivers and Estuaries", *Adv. Water Resources*, 23: 359-372.
- HIR Le, P., ROBERTS, W., CAZAILLET, O., CHRISTIE, M., BASSOULLET, P., BACHER, C., 2000, "Characterization of Intertidal Flat Hydrodynamics", *Continental Shelf Research*, 20: 1433-1459.
- HUANG, H., CHEN, C., BLANTON, J. O., ANDRADE, F., 2008, "A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78: 190-202.
- INPE, INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, Brasil, 2006a, <http://www.cbets.inpe.br/>
- INPE, INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, Brasil, 2006b, <http://www.dpi.inpe.br/spring/>
- JAY, D.A., 1991, "Green's Law Revisited: Tidal Long Wave Propagation in Channels with Strong Topography", *Journal of Geophysical Research*, 96: 20585-20598.
- Ji, Z. G., MORTON, M. R. & HAMRICK, J. M., 2001, "Wetting and Drying Simulation of Estuarine Processes", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53: 683-700.
- JIANG, Y. W., WAI, O. W. H., 2005, "Drying-wetting Approach for 3D Finite Element Sigma Coordinate Model for Estuaries with Large Tidal Flats", *Adv. Water Resources*, 28: 779-792.
- KANG, J. W. & JUN, K. S., 2003, "Flood and Ebb Dominance in Estuaries in Korea", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56: 187-196.
- KATAYAMA, Y., OURA, T., IIZUKA, M., ORITA, I., CHO, K., J., CHUNG, I. Y. & OKADA, M., 2003, "Effects of spilled oil on microbial communities in a tidal flat", *Marine Pollution Bulletin*, 47: 85-90.
- KLEIN, G. V., 1985, *Intertidal flats and intertidal sand bodies*. Em: Dyer, K.R., Christie, M.C., Wright, E.W., 2000, "The Classification of Intertidal Mudflats", *Continental Shelf Research*, 20:1039-1060.
- KIM, B. O., 2003, "Tidal modulation of storm waves on a macrotidal flat in the Yellow Sea", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57: 411-420.
- KINEKE, G.C., STERNBERG, R.W., TROWBRIDGE, J.H., et al., 1996. "Fluid-mud Processes on the Amazon Continental Shelf", *Continental Shelf Research*, 16 (5/6): 667-696.
- KUEHL, S.A., NITTROUER, C.A., ALLISON, M.A., FARIA, L.E.C., DUKAT, D.A., JAEGER, J.M., PACIONI, T.D., FIGUEIREDO, A.G., UNDERKOFFLER, E.C., 1996, "Sediment deposition, accumulation, and seabed dynamics in an energetic fine-grained coastal environment", *Continental Shelf Research*, 16: 787- 815.
- LANZONI, S., SEMINARA, G., 1998, "On Tide Propagation in Convergent Estuaries", *Journal of Geophysical Research*, 103(C13): 30793-30812.

- LECLERC, M., BELLEMARE, J. F., DUMAS, G., DHATT, G., 1990, "A finite Element Model of Estuarine and River Flows with Moving Boundaries", *Adv. Water Resources*, 13: 158-168.
- LEE, J. G., NISHIJIMA, W., MUKAI, T., TAKIMOTO, K., SEIKI, T., HIRAOKA, K. & OKADA, M., 1998, "Factors to determine the functions and structures in natural and constructed tidal flats", *Water Resources*, 32: 2601-2606.
- LEE, H. J., CHU, Y. S. & PARK, Y. A., 1999, "Sedimentary processes of fine-grained material and the effect of seawall construction in the Daeho macrotidal flat-nearshore area, northern west coast of Korea", *Marine Geology*, 157: 171-184.
- LEE K.S., KIM T.H., YUN Y.S. & SHIN S.M., 2001, "Spectral characteristics of shallow turbid water near the shoreline on inter-tidal flat", *Korean Journal of Remote Sensing*, 17(2): 131-139.
- LEE, K.S. & KIM, T.H., 2004, "Topographic Relief Mapping on Inter-tidal Mudflat in Kyongki Bay Area Using Infrared Bands of Multi-temporal Landsat TM Data", *Korean Journal of Remote Sensing*, 20(3): 163-173.
- LEENDERTSE & GRITTON, 1971, *A Water-Quality Simulation Model for Well-Mixed Estuaries and Coastal Oceans*. Computational Procedures, The Rand Corporation, New York. Em: Balzano, A., 1998, "Evaluation of Methods for Numerical Simulation of Wetting and Drying in Shallow Water Flow Models", *Coastal Engineering*, 34: 83-107.
- LEFEBVRE, F., LYARD, F.H., Le PROVOST, C., 2002, "FES99: A Global Finite Element Solution Assimilating Tide Gauge and Altimetric Information". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19: 1345-1356.
- LEFEBVRE, J. P., DOLIQUE, F. & GRATIOT, N., 2004, "Geomorphic evolution of a coastal mudflat under oceanic influences: an example from the dynamic shoreline of French Guiana", *Marine Geology*, 208: 191-205.
- LOHANI B., MASON D.C., 1999, "Construction of a digital elevation model of the Holderness coast using the waterline method and airborne thematic mapper data", *International Journal of Remote Sensing*, 20: 593-607.
- LONG B.G., SKEWES T.D., 1996, "A Technique for Mapping Mangroves with Landsat TM Satellite Data and Geographic Information System", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43: 373-381.
- MANAVALAN P., SATHYANATH P., RAJEGOWDA G.L., 1993, "Digital image analysis techniques to estimate waterspread for capacity evaluations of reservoirs" *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59(9): 1389-1395.
- MARTIN, J. L. & MCCUTCHEON, S. C., 1999, *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*, Lewis Publishers, CRC Press, USA.
- MASON, D.C., DAVENPORT, I.J., FLATHER, R.A., 1997, "Interpolation of an intertidal digital elevation model from heightened shorelines: a case study in the Western Wash", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45: 599-612.
- MAZDA, Y., KANAZAWA, N. & WOLANSKI, E., 1995, "Tidal Asymmetry in Mangrove Creeks", *Hydrobiologia*, 295: 51-58.
- MILLIMAN, J. D. & MEADE R. H., 1983, "Worldwide delivery of river sediment to the oceans", *J. Geology*, 91: 1-21.

- NITTROUER, C.A., SHARARA, M.T., De MASTER, D.J., 1983, "Variations of Sediments Texture on the Amazon Continental Shelf", *Journal Sediment Petrology*, 53: 179-191.
- NOAA, 2002, *Environmental Sensitivity Index Guidelines*. Technical Memorandum NOS OR&R 11.
- PARKER, B. B., 1991, "The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (Review)". Em: *Tidal Hydrodynamics*, Bruce B. Parker (Ed.).
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B., LENTZ, S., 2002. "Classical Tidal Harmonic Analysis including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers & Geosciences*, 28: 929-937.
- PERILLO, G. M. E., DRAPEAU, G., PICCOLO, M. C. & CHAOUQ, N., 1993, "Tidal Circulation Pattern on a Tidal Flat, Minas Basin, Canada", *Marine Geology*, 112: 219-236.
- PILLSBURY, G. B., 1956, *Tidal Hydraulics*, Department of the Army, USA, 247 pp.
- POSTMA, H., 1961, "Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden sea", *Netherlands Journal of Sea Research*, 1(1/2): 148-190.
- PRITCHARD, D., HOGG, A. J. & ROBERTS, W., 2002, "Morphological modeling of intertidal mudflats: the role of cross-shore tidal currents", *Continental Shelf Research*, 22: 1887-1895.
- PUGH, D.T., 1987, *Tides, Surges and Mean Sea Level*, John Wiley & Sons.
- RIGO, D., 2004, *Análise do Escoamento em Regiões Estuarinas com Manguezais – Medições e Modelagem na Baía de Vitória-ES*, Tese D.Sc. COPPE/PEnO/UFRJ.
- RYU, J.H., WON, J.S. & MIN, K.D., 2002, "Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flat. A case study in Gomso Bay, Korea", *Remote Sensing of Environment*, 83: 442-456.
- SHETYE, S.R., GOUVEIA, A.D., 1992, "On the Role of Geometry of Cross-section in Generating Flood Dominance in Shallow Estuaries", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35: 113-126.
- SPEER, P. E., AUBREY, D. G., 1985, "A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems. Part I: Observations", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21: 185-205.
- SPEER, P. E., AUBREY, D. G., FRIEDRICHS, C.T., 1991, "Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems", 321-339. Em: *Tidal Hydrodynamics*, Bruce B. Parker (Ed.).
- SWINBANKS, D.D., 1982, "Intertidal Exposure Zones: A Way to Subdivide the Shore", *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 62:69-86.
- VERNEY, R, DELOFFRE, J., BRUN-COTTAN, J. C., LAFITE, R., 2007, "The effect of wave-induced turbulence on intertidal mudflats: Impact of boat traffic and wind", *Continental Shelf Research*, 27: 594–612.
- WHITEHOUSE, R. J. S., BASSOULLET, P., DYER, K. R., MITCHENER, H. J., ROBERTS, W. & WALLIN H. R., 2000, "The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats", *Continental Shelf Research*, 20: 1099-1124.

- WIDDOWS, J., BRINSLEY, M., 2002, "Impact of Biotic and Abiotic Processes on Sediment Dynamics and the Consequences to the Structure and Functioning of the Intertidal Zone", *Journal of Sea Research*, 48:143-156.
- WIKIPEDIA ENCICLOPEDIA, 2008. on line <http://pt.wikipedia.org/wiki/>
- WU, Y., FALCONER, R. A., STRUVE, J., 2001, "Mathematical Modeling of Tidal Currents in Mangrove Forests", *Environmental Modelling & Software* 16, 19-29.

ANEXO 1: Imagens CBERS-2 (*China-Brazilian Earth Resources Satellite*) módulo CCD (*Charge-Coupled Devices*)

Tabela 18. Lista de imagens empregadas na delimitação das planícies de maré no trecho final do Canal Norte do rio Amazonas.

ORBITA	PONTO	DATA	HORA GMT
99	99	6/11/03	13:43:50
		9/10/04	13:46:14
		26/12/04	13:46:05
		5/5/05	13:44:51
		12/9/05	13:42:49
		8/10/05	13:42:11
		3/11/05	13:41:43
		29/11/05	13:41:15
		25/12/05	13:40:39
		99	99
9/5/04	13:42:54		
4/6/04	13:42:33		
30/6/04	13:42:04		
16/9/04	13:42:23		
12/10/04	13:42:22		
7/11/04	13:42:22		
17/3/05	13:41:35		
20/8/05	13:39:25		
15/9/05	13:38:54		
100	100	11/10/05	13:38:15
		6/11/05	13:37:48
		23/1/06	13:35:09
		6/11/03	13:44:05
		13/9/04	13:46:30
		9/10/04	13:46:29
		5/5/05	13:45:05
		12/9/05	13:43:04
		8/10/05	13:42:26
		3/11/05	13:41:59
29/11/05	13:41:29		
100	100	26/1/04	13:42:49
		4/6/04	13:42:48
		30/6/04	13:42:21
		16/9/04	13:42:38
		12/10/04	13:42:37
		7/11/04	13:42:37
		17/3/05	13:41:50
		20/8/05	13:39:40
		15/9/05	13:39:09
		11/10/05	13:38:31
6/11/05	13:38:04		

ANEXO 2: Modelo EFDC (*Environmental Fluid Dynamics Code*)

Na Tabela 19 são apresentadas as principais características do modelo EFDC (MARTIN & McCUTCHEON, 1999). Outras informações e as equações que regem o modelo podem ser encontradas no trabalho de Ji *et al.* (2001).

Tabela 19. Principais características do modelo EFDC.

Descrição					
Nome	Origem			Tipo de Plataforma	
EFDC	John Hamrick - TetraTech			WINDOWS, Linux	
Características Gerais					
Dimensões	Tipo Diferenças finitas tipo C (<i>staggered</i>)	Malha Curvilínea ortogonal	Coordenadas Verticais z - sigma	Aninhamento	Esquema numérico Semi-explicito (<i>splitting</i>) 2a. Ordem
3D				Sim	
Características do módulo Hidrodinâmico					
Tipo de forçantes	Função de densidade	Modelo de Turbulência	Atrito no fundo	Alagamento/secamento	
Velocidades, níveis, constantes de maré.	$f(S,T)$	Mellor-Yamada 2.5	Lei logarítmica	Sim	
Outras					
Interface Gráfica Não	Manual Sim	Suporte/Treino Sim	Código Aberto	Licença Livre	Custo R\$ 0

ANEXO 3: Descrição do algoritmo de alagamento e secamento do modelo EFDC

Tradicionalmente a representação do processo de secamento em modelos em diferenças finitas é realizada através do bloqueio ou fluxo nulo através das faces da célula de cálculo, quando a profundidade média é menor que um pequeno valor (H_{min}), geralmente especificado pelo usuário.

A abordagem geral para o bloqueio envolve a verificação de todas as profundidades das faces da célula com o valor de H_{min} , imediatamente após do cálculo da elevação da superfície d'água e atualização da distribuição de profundidades a cada passo de tempo. Após a identificação das faces das células a serem bloqueadas, os fluxos nessas seções são forçados ao valor zero no passo de tempo seguinte (CASULLI & CHENG, 1992).

Uma abordagem anterior para o método de alagamento e secamento foi desenvolvida por LEENDERTSE & GRITTON (1971, *apud* BALZANO, 1998). Este método também é baseado no bloqueio do fluxo através das faces da célula quando as profundidades (nas faces) são menores que o valor de H_{min} . Em vez de aplicar o bloqueio das faces identificadas no passo de tempo seguinte, os cálculos numéricos são repetidos no mesmo passo de tempo em forma de iterações, com as faces bloqueadas identificadas na iteração anterior.

HAMRICK (1994, *apud* JI *et al.*, 2001) formulou um método alternativo de alagamento e secamento que pode ser considerado um método híbrido dos dois métodos acima mencionados. A essência do método é assumir que, após a atualização dos níveis d'água e velocidades horizontais, todas as faces das células encontram-se abertas ao fluxo no final do próximo passo de tempo ou iteração. Ou seja, o esquema baseia-se só em determinar se a face da célula é seca e faz isto em forma dinâmica, já que a condição de fluxo nulo na face seca da célula é imposta dentro do cálculo da elevação da superfície d'água e velocidades.

A seguir é apresentado o algoritmo de alagamento e secamento nas células de cálculo e um detalhe da malha com a posição das variáveis (Figura 69).

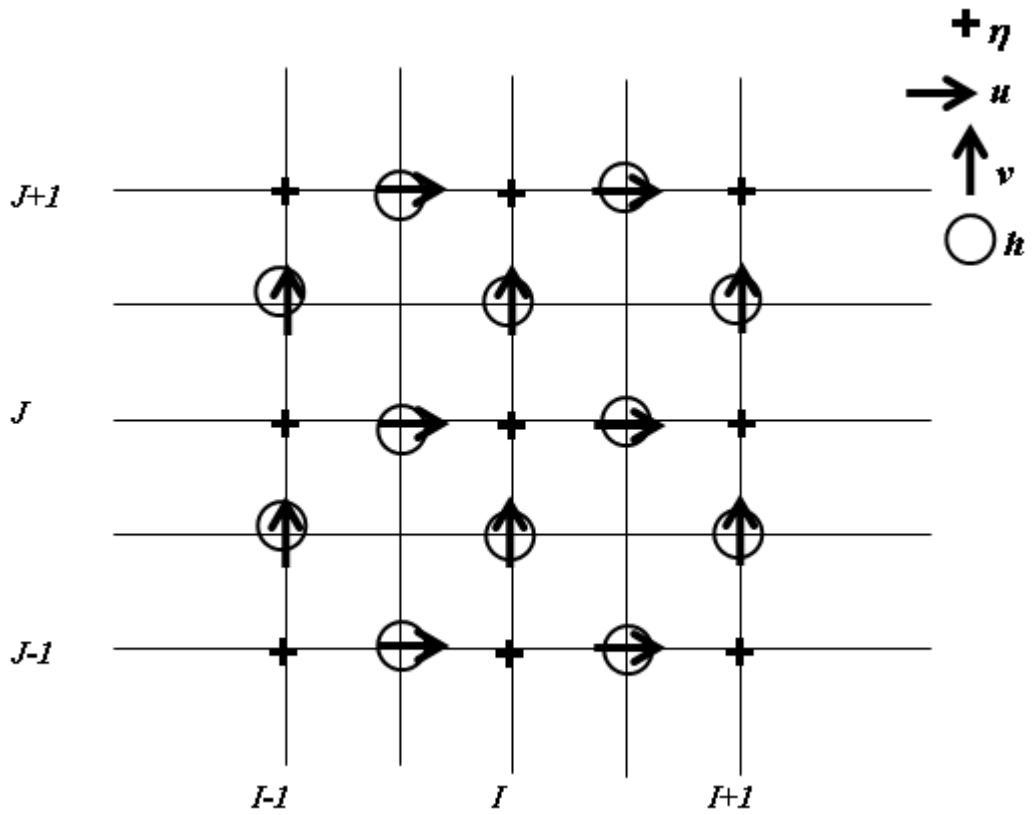


Figura 69. Malha em diferenças finitas e posição das variáveis.

$$H = h(x, y) + \eta(x, y, t) \quad (16)$$

$$H_{i+1/2, j}^{n+1} = \max(H_{\min}, h_{i+1/2, j} + \eta_{i, j}^{n+1}, h_{i+1/2, j} + \eta_{i+1, j}^{n+1}) \quad (17)$$

$$H_{i, j+1/2}^{n+1} = \max(H_{\min}, h_{i, j+1/2} + \eta_{i, j}^{n+1}, h_{i, j+1/2} + \eta_{i, j+1}^{n+1}) \quad (18)$$

Se, $H = H_{\min}$, a face é classificada como seca e $u / v = 0$

Se, $H > H_{\min}$, a face é classificada como úmida

Quando os quatro lados da célula são classificados como seco, a célula é retirada do cálculo.

O funcionamento do algoritmo de alagamento e secamento do EFDC foi verificado para exemplo acadêmico proposto por LECLERC *et al.* (1990). Este exemplo é empregado geralmente como teste no desenvolvimento de mecanismos de alagamento e secamento (HENICHE *et al.*, 2000; JIANG & WAI, 2005). O exemplo consiste na propagação de uma onda de maré num canal de declividade variável. O canal (Figura 70) possui um comprimento de 500 m e uma largura de 25 m e foi representado com 175 elementos (35 x 5). A declividade e a batimetria do fundo são mostradas na Tabela 20.

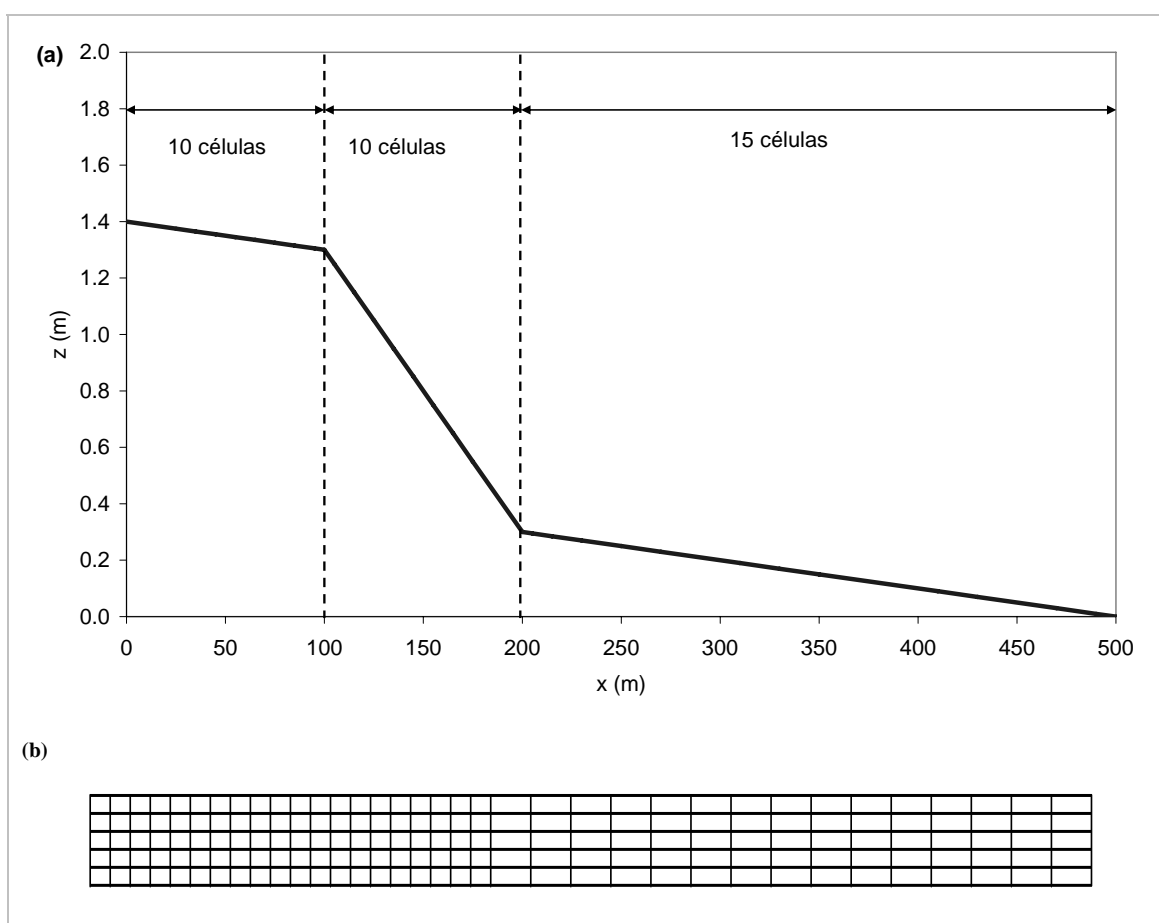


Figura 70. Canal com declividade variável para o teste do mecanismo de alagamento e secamento: (a) geometria e (b) malha numérica.

Tabela 20. Canal com declividade variável: declividades e batimetria por trechos.

x (m)	0-100	100-200	200-500
Declividade – β (m/m)	-10^{-3}	-10^{-2}	-10^{-3}
Batimetria - z (m)	1.4-1.3	1.3-0.3	0.3-0.0

O canal é fechado em três lados e aberto no lado direito, onde é imposta a condição de contorno de maré através da seguinte expressão para a variação do nível d'água (η):

$$\eta = a \cos\left(2\pi \frac{t}{T}\right) \quad (19)$$

$$H = h_0 + \eta \quad (20)$$

Onde h_0 é o nível d'água de referência (1.0 m), a a amplitude (0.75 m) e T o período da onda (60 minutos).

Os resultados obtidos (níveis e velocidades) são mostrados na Figura 71 a cada 6 minutos durante um ciclo de maré. Os resultados foram comparados qualitativamente com os de HENICHE *et al.* (2000), apresentados valores de níveis e velocidades comparáveis. O algoritmo de alagamento e secamento do modelo é capaz de representar a mudança na linha de costa em função das variações nos níveis de maré. Nas áreas secas ($x < 200$ m), as velocidades são nulas e a profundidade é constante e igual a H_{min} (considerada igual a 5 cm na simulação). Neste aspecto os resultados diferem dos obtidos pelo modelo de HENICHE *et al.* (2000), já que no segundo modelo a elevação permanece constante e igual ao valor da batimetria onde o nível d'água intersecta o fundo.

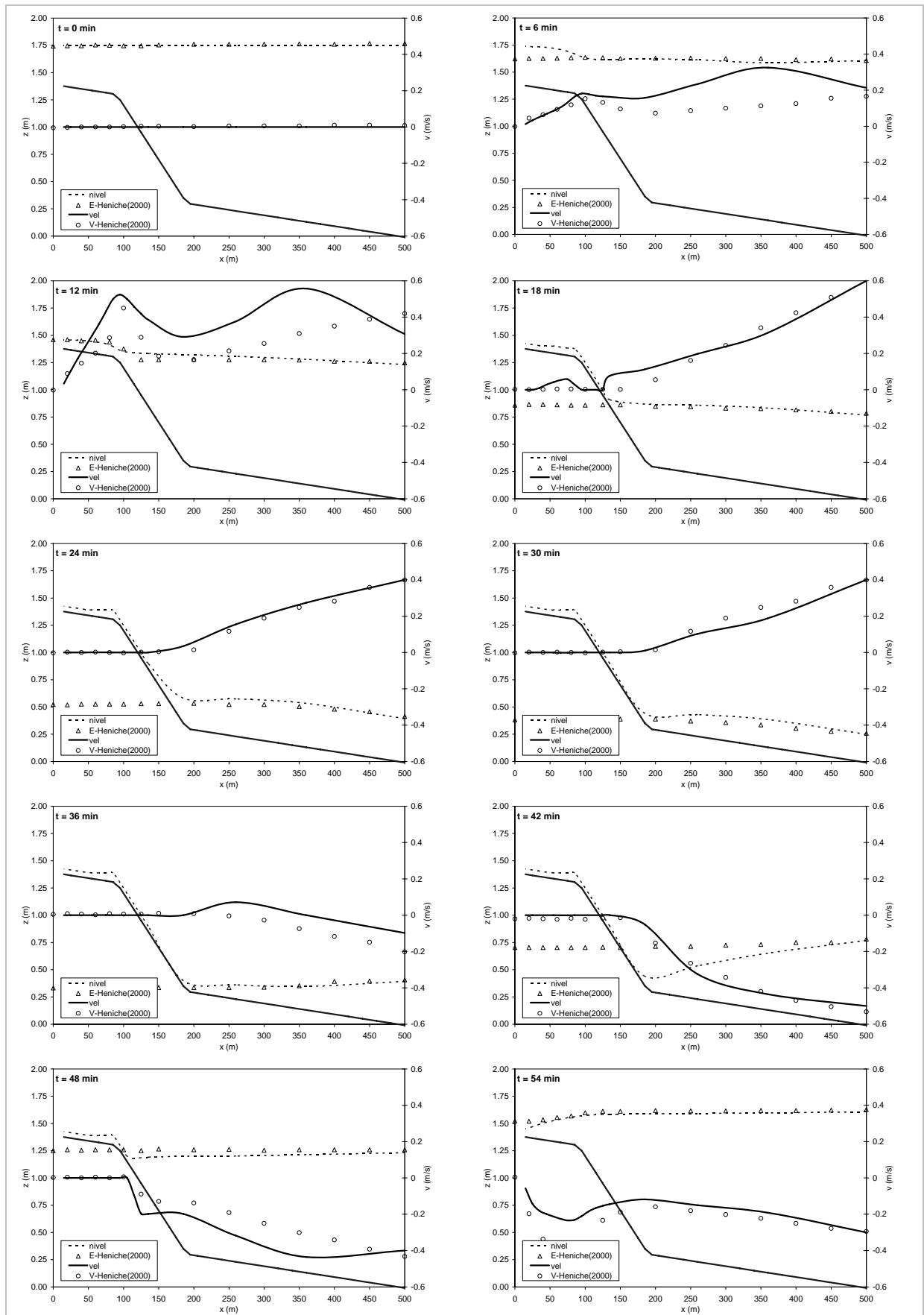


Figura 71. Canal de declividade variável: variações dos níveis (linha pontilhada) e velocidades (linha cheia) durante o processo de alagamento e secamento. Os resultados são comparados com os de HENICHE *et al.* (2000), em níveis (E) e velocidade (V).

ANEXO 4: Equipe LDSC (Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos / Área de Engenharia Costeira / COPPE/UFRJ)

Tabela 21. Equipe de trabalho de campo para as campanhas em áreas piloto.

Equipe LDSC	TITULAÇÃO	INSTITUIÇÃO	FUNÇÃO
Susana Vinzon	DSc.	COPPE/LDSC	Coordenadora
Marcos Gallo	Doutorando	COPPE/LDSC	Pesquisador/Chefe Científico
Leonardo Dardengos	Doutorando	COPPE/LDSC	Pesquisador
Carla Vilela	Doutoranda	COPPE/LDSC	Pesquisadora
Luana Freire	Doutoranda	COPPE/LDSC	Pesquisadora
Benoit Le Guennec	PhD.	COPPE/LDSC	Pesquisador
Ana Paula Krelling	Mestranda	UFPA ²⁴ /COPPE/LDSC	Pesquisadora
Colaboradores Externos			
Marcio Sousa	MSc.	IEPA ²⁵	Pesquisador
José Roberto Pantoja	Grado	IEPA	Técnico
Cristian Ceconello	Grado	UNIVALI ²⁶	Técnico/Pesquisador
Renan Peixoto	Mestrando	UFPA	Pesquisadora
Roselyn Pontes	Grado	UFPA	Pesquisadora
Maria Ozilea Bezerra	PhD.	UFPA	Pesquisadora

²⁴ UFPA – Universidade Federal do Pará (Belém/PA)

²⁵ IEPA – Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá (Macapá/AP)

²⁶ UNIVALI – Universidade do Vale do Itajaí (Itajaí/SC)

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)