



COPPE/UFRJ

FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DOS BANCOS DE AREIA DA FOZ DO RIO
AMAZONAS

Rodrigo Duarte Fernandes

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

Junho de 2010

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DOS BANCOS DE AREIA DA FOZ DO RIO
AMAZONAS

Rodrigo Duarte Fernandes

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

Examinada por:

Profa. Susana Beatriz Vinzón, D.Sc.

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.

Prof. Benoit Le Guennec, Dr.

Prof. Alex Cardoso Bastos , Ph.D.

Prof. Dieter Carl Ernst Heino Muehe, Dr.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JUNHO DE 2010

Fernandes, Rodrigo Duarte

Formação e Evolução dos Bancos de Areia da Foz do Rio Amazonas / Rodrigo Duarte Fernandes. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2010.

XV, 113 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Susana Beatriz Vinzón

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

Referencias Bibliográficas: p. 105-111.

1. Bancos de areia. 2. Morfodinâmica. 3. Estuário do rio Amazonas. 4. Modelagem numérica. I. Vinzón, Susana Beatriz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer à Prof^a Susana B. Vinzon, pela seu empenho em esclarecer dúvidas, dar opiniões e sugestões e pelo modo com soube dar estímulo em momentos de descrença.

Ao longo do desenvolvimento de uma tese existem fases em que estamos sujeitos a grande tensão e isto acaba por se refletir nas relações que mantemos com as pessoas de nosso convívio; portanto, gostaria de agradecer à minha esposa, familiares, amigos por acreditarem neste projeto e pela paciência que tiveram ao longo desses quatro anos.

Parte deste trabalho foi desenvolvido na Universidade Tecnológica de Delft, onde me integrei rapidamente devido ao modo receptivo como todos me receberam. Gostaria de agradecer especialmente ao Prof. Zheng Bing Wang por ter se dedicado à minha orientação da mesma forma como a dos seus demais orientandos. E, ao Prof Huib de Vriend por seus comentários e por ter facilitado o uso do Delf3D após minha vinda para o Brasil.

E finalmente, à CAPES e a FAPERJ que viabilizaram este projeto, fornecendo o suporte financeiro necessário.

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

FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DOS BANCOS DE AREIA DA FOZ DO RIO AMAZONAS

Rodrigo Duarte Fernandes

Junho/2010

Orientadora: Susana Beatriz Vinzón

Programa: Engenharia Oceânica

Existe uma forte preocupação com relação à segurança da navegação na foz do rio Amazonas, a medida em que a seção do escoamento se expande, os sedimentos formam bancos de areia extremamente dinâmicos, constituindo uma restrição à navegação. Este estudo visa obter conhecimento fundamental da dinâmica e evolução dos bancos de areia através da integração da análise de dados de campo e de modelo numérico. A fim de suplantar as limitações dos dados e levar em consideração os processos físicos que determinam as escalas espacial e temporal dos bancos de areia e sua taxa de migração, o modelo (process-based) Delft3D (Lesser et al., 2004) foi usado para simulações morfodinâmicas promediadas na vertical. Os resultados obtidos foram confrontados com os dados batimétricos disponíveis, compreendendo um período de 50 anos e cobrindo o Canal Norte onde os bancos estão localizados. Os resultados do modelo produziram de maneira satisfatória a orientação preferencial dos bancos, sua direção e taxa de migração. Dessa forma, a modelagem numérica se mostrou fundamental para a identificação dos mecanismos responsáveis pela formação e manutenção dos bancos de areia presentes na foz do rio Amazonas.

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

FORMATION AND EVOLUTION OF SANDBANKS AT THE AMAZON RIVER
MOUTH

Rodrigo Duarte Fernandes

June/2010

Advisor: Susana Beatriz Vinzón

Department: Ocean Engineering

There is a strong concern about the navigation safety in the Amazon mouth, since the flow section widens and sediments form highly dynamic sandbanks, constituting a constraint for navigation. This study aims to obtain fundamental knowledge of the sandbanks dynamics and evolution by integrating field and model data analysis. In order to overcome the data limitations and to take into account the physical processes that determine the spatial and temporal scales of the sandbanks and its migration rate, the process-based model Deft3D (Lesser *et al.*, 2004) was used for depth-averaged morphodynamic simulations. The results obtained were confronted with the available bathymetric data, spanning a period of 50 years and covering the North Channel where the sandbanks are located. The model results reproduced in a satisfactory manner the banks preferential orientation, migration rate and their direction of migration. Therefore, the numerical modeling was powerful tool for the investigation of the mechanisms responsible for the formation and maintenance of the sandbanks present at the Amazon river mouth.

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Motivação sócio-econômica.....	1
1.2	Motivação técnico-científica.....	3
1.3	Objetivos.....	4
1.4	Estrutura do trabalho.....	5
2	CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO.....	6
2.1	Hidrodinâmica.....	7
2.2	Transporte de sedimentos.....	13
3	ASPECTOS GERAIS SOBRE OS BANCOS DE AREIA.....	15
3.1	Caracterização dos bancos em canais de maré.....	17
3.2	Mecanismos de formação e manutenção.....	22
3.2.1	Escoamento secundário.....	23
3.2.2	Canais de enchente e vazante.....	24
3.2.3	Obliquidade do banco em relação ao escoamento.....	26
3.2.4	Bancos associados à promontórios.....	29
3.2.5	Defasagem entre a tensão de atrito no fundo e a batimetria.....	30
4	HISTÓRICO BATIMÉTRICO DA BARRA NORTE DO RIO AMAZONAS	32
4.1	Metodologia.....	32
4.2	Análise dos dados batimétricos.....	37
4.2.1	Caracterização dos bancos.....	37
4.2.2	Evolução dos bancos.....	41
5	MODELAGEM NUMÉRICA.....	47
5.1	Descrição do modelo hidrodinâmico.....	48
5.2	Descrição do modelo de transporte.....	49
5.3	Evolução do leito.....	52
5.4	Escoamento secundário.....	52
5.5	Implementação do modelo.....	53
5.5.1	Malha de cálculo.....	54
5.5.2	Batimetria e rugosidade.....	55
5.5.3	Condições de contorno hidrodinâmicas.....	56
5.6	Comparação dos resultados com os dados disponíveis.....	59
5.6.1	Elevação do nível d'água.....	60

5.6.2	Velocidades	62
5.6.3	Transporte de sedimentos	65
6	RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES MORFODINÂMICAS	67
6.1	Cenários simulados.....	67
6.2	Análise dos resultados das simulações	68
6.2.1	Experimento padrão.....	68
6.2.2	Influência da orientação do banco em sua evolução	74
6.2.3	Influência da posição do banco em sua evolução.....	78
6.2.4	Influência do diâmetro do grão na evolução do banco.....	80
6.2.5	Influência da vazão na evolução do banco	83
6.2.6	Influência da fórmula de transporte na evolução do banco.....	85
6.2.7	Tendências de longo prazo	89
7	CONCLUSÃO.....	100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Carta náutica da foz do rio Amazonas (no. 201). Em destaque os bancos de areia presentes no canal de navegação.	3
Figura 2. Mapa da região de estudo com isóbatas.	6
Figura 3. Hidrograma do rio Amazonas na cidade de Óbidos para o período de 1997 a 2002 (ANA, 2009).	8
Figura 4. Características morfológicas dos sistemas costeiros de acordo com sua forçante dominante (DRONKERS, 2004). Em destaque feição morfológica que caracteriza o estuário do Amazonas.	9
Figura 5. Seções transversais onde foram calculadas a largura média (esquerda) e largura média ao longo do Canal Norte variando a uma taxa exponencial na foz do rio (direita).	9
Figura 6. Mapa da foz do Amazonas com destaque para o transect 2 (a cima) onde foi analisada a amplitude das principais componentes de maré da região de acordo com simulação realizada por FERNANDES (2006).	10
Figura 7. Mapa de assimetria da maré, região em azul representando assimetria positiva — tempo de enchente menor do que 6 horas e, em vermelho, assimetria negativa — tempo de enchente maior do que 6 horas (modificado de FERNANDES, 2006).	11
Figura 8. Curvas de nível e velocidade no Canal Norte próximo à cidade de Macapá (modificado de Gallo, 2009).	12
Figura 9. Curvas de nível e velocidade no Canal Norte próximo à Ponta do Céu.	12
Figura 10. Registro de nível e velocidade em Ponta do Céu (GALLO, 2009).	13
Figura 11. Mapa da distribuição de bancos de areia no Mar do Norte e Estreito de Dover (DYER & HUNTLEY, 1999).	16
Figura 12. Representação esquemática de bancos alternados (a) e de múltiplos canais e bancos (b) em um canal retilíneo (DRONKERS, 2004).	18
Figura 13. Hipótese da multiplicação de bancos de CASTON (1972 apud DYER & HUNTLEY, 1999).	19
Figura 14. Representação esquemática de um banco de areia linear com “sandwaves” superpostas em suas faces. O banco está alinhado de 0 à 20° com relação ao pico do escoamento de maré (HARRIS, 1988).	20
Figura 15. Banco de areia linear interrompido por um “swatway” (DALRYMPLE & CHOI, 2007).	20

Figura 16. Bancos lineares múltiplos presentes em uma foz. Note bancos com cristas pontiagudas e bancos com o crescimento limitado pela profundidade apresentando topo largo e plano (DALRYMPLE & CHOI, 2007).	21
Figura 17. Representação esquemático do escoamento oblíquo a um banco e transporte de sedimento associado (DALRYMPLE & CHOI, 2007).	22
Figura 18. (a) Distribuição da força devido à diferença de pressão, força centrífuga e força resultante na direção transversal, (b) Distribuição de velocidade para o escoamento principal e secundário (COVELD, 2002).....	23
Figura 19. Situação idealizada de um sistema de bancos e canais com indicação da circulação residual longitudinal e transversal do escoamento (STIVE E WANG, 2003).	24
Figura 20. Canal de vazante meandrante e canais dominados por enchente interrompidos por bancos. As trajetórias indicam a direção da velocidade residual (HIBMA et al., 2003).....	25
Figura 21. Representação da refração esperada da corrente ao atravessar um banco (DYER & HUNTLEY, 1999).....	27
Figura 22. Geração de vorticidade na vizinhança de um banco de areia inclinado no sentido horário com relação ao escoamento devido ao atrito no fundo.....	28
Figura 23. Explicação hipotética para a formação de bancos associados à promontórios (BELDERSON et al., 1982).	29
Figura 24. Defasagem entre a tensão de atrito no fundo e a batimetria (SWIFT & FIELD, 1981 apud PATTIARATCHI & COLLINS, 1987).....	30
Figura 25. Diagrama de confiabilidade retirado da 10ª edição da carta náutica DHN nº 201, indicando a área de abrangência e o ano dos levantamentos hidrográficos realizados na região.	33
Figura 26. Mapa batimétrico em escala de cores dos dados disponíveis para o estudo, com destaque para isolinha de 10m que definem os bancos. (continuação)	36
Figura 27. Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (4ª edição - v.01 de 1975), com destaque para os retângulos (em azul) usados para definição do comprimento (em vermelho) dos bancos.	37
Figura 28. Mapa de distribuição da orientação dos bancos ao longo do domínio de estudo.....	38
Figura 29. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 1970 com bancos de areia delimitados pela isolinha preta e banco do levantamento de 1966	

identificado pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração de aproximadamente 8.02 km neste período e taxa anual de 1.63 a 2.60 km/a (Tabela 3). 43	
Figura 30. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2003 com os bancos de areia delimitados pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2001 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração média de aproximadamente 1.48 km neste período e taxa anual média de 0.9 km/a (Tabela 3).....	43
Figura 31. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2004 com os bancos de areia delimitados pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2003 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração média de aproximadamente 1.08 km neste período e taxa anual média de 1 km/a (Tabela 3).....	44
Figura 32. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2006 com um banco de areia delimitado pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2004 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração de aproximadamente 1.16 km neste período e taxa anual de 0.66 km/a (Tabela 3).....	44
Figura 33. Detalhe da carta náutica nº 201 (10ª edição - v. 01), onde é indicado o balizamento resultando num canal de navegação com largura de aproximadamente 2 km.	46
Figura 34. Malha em diferenças finitas utilizada na modelagem do domínio local.....	54
Figura 35. No painel direito, mapa batimétrico do domínio local e seções transversais do escoamento para as quais foi calculada a profundidade média (linhas pretas) e plotadas no gráfico do painel direito.	56
Figura 36. Mapa da distribuição de rugosidade no leito do domínio local.	56
Figura 37. Hidrogramas dos rios simulados no domínio regional (Amazonas, Tapajós, Xingu e Tocantins) durante o período da modelagem.....	57
Figura 38. Vazão simulada no modelo regional e prescrita como condição de contorno no modelo local, (a) Canal Norte e (b) Canal Sul. (continuação)	58
Figura 39. No painel esquerdo, elevação do nível d'água simulado no modelo regional e prescrita como condição de contorno no modelo local nos pontos destacados na figura do painel direito.....	59
Figura 40. Elevação do nível d'água na estação de Santana.....	61
Figura 41. Elevação do nível d'água na estação de Ponta do Céu.....	61
Figura 42. Elevação do nível d'água para no fundeio 1.....	62

Figura 43. Elevação do nível d'água para no fundeio 2.....	62
Figura 44. Elevação do nível d'água para no fundeio 3.....	62
Figura 45. Elevação do nível d'água para no fundeio 4.....	62
Figura 46. Elevação do nível d'água para no fundeio 5.....	62
Figura 47. Elevação do nível d'água para no fundeio 6.....	62
Figura 48. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 1 e simulada (azul).	63
Figura 49. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 2 e simulada (azul).	63
Figura 50. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 3 e simulada (azul).	64
Figura 51. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 4 e simulada (azul).	64
Figura 52. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 5 e simulada (azul).	64
Figura 53. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 6 e simulada (azul).	64
Figura 54. Diagrama dos tipos de transporte.....	66
Figura 55. Mapa batimétrico no início da simulação do cenário S1, com destaque para a isolinha de 10 m que define o banco idealizado presente no Canal Norte. Também são indicadas as seções no Canal Norte (T1), Canal Sul (T2) e entre as Ilhas Janaucu e Canaviana de Fora (T3), onde foi determinado o transporte de sedimentos.	69
Figura 56. Transporte em suspensão (verde), por arraste (magenta) modelados e relação entre os dois modos de transportes para o Canal Norte.....	70
Figura 57. Transporte em suspensão (verde), por arraste (magenta) modelados e relação entre os dois modos de transportes para o Canal Sul.	70
Figura 58. Relação entre o transporte por arraste (Sb) e o transporte em suspensão (Ss) nos canais Norte (azul) e Sul (vermelho).	71
Figura 59. Mapa do campo do transporte residual total. As setas indicam a direção do transporte e a escala de cores a magnitude do transporte ($m^3/s/m$).	72
Figura 60. Configuração da batimetria após um ano de simulação do cenário S1.....	73
Figura 61. Deslocamento acumulado do centro de massa do banco idealizado durante o período de simulação. Em azul resultado para os bancos com $\alpha < 45^\circ$ e em vermelho com $\alpha > 45^\circ$	75

Figura 62. Variação do volume do banco idealizado em relação ao seu volume inicial durante o período de simulação. Em vermelho resultado para os bancos com $\alpha < 45^\circ$ e em azul com $\alpha > 45^\circ$.	76
Figura 63. Relação entre o volume e os parâmetros que definem as dimensões dos bancos (comprimento, largura e altura) para o banco idealizado do cenário S1.	77
Figura 64. Mapa ilustrando a evolução mensal do banco idealizado do cenário S2.A. Inicialmente (preto) orientado à 80° e após 4 meses de simulação (vermelho) à 56.3° . Posições intermediárias em azul.	77
Figura 65. Mapa ilustrando a evolução mensal do banco idealizado do cenário S2.F. Inicialmente (preto) orientado à 35° e após 1 ano de simulação (vermelho) à 53.1° . Posições intermediárias em azul.	78
Figura 66. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos e S3 (azul) e S2.B (vermelho), ambos com $\alpha = 53^\circ$, mas em posições distintas.	79
Figura 67. Transporte em suspensão (verde) e por arraste (magenta) modelados para o cenário S4.	81
Figura 68. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos e S4 (vermelho) e S1 (preto), com D_{50} igual a $250 \mu\text{m}$ e $160 \mu\text{m}$ respectivamente.	82
Figura 69. Variação do volume dos bancos simulados em S1 (preto) e S4 (vermelho) em relação ao seus volumes iniciais durante o período de simulação.	82
Figura 70. Transporte em suspensão (verde) e por arraste (magenta) modelados para o cenário S5.	83
Figura 71. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos e S5 (vermelho) e S1 (preto), com a vazão para o ano de 2006 e 80% desta vazão respectivamente.	84
Figura 72. Variação do volume dos bancos simulados em S1 (preto) e S5 (vermelho) em relação ao seus volumes iniciais durante o período de simulação.	84
Figura 73. Transporte total modelado para o cenário S6 na seção T1 no Canal Norte (Figura 55).	85
Figura 74. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos e S6 (vermelho) e S1 (preto), considerando para o cálculo do transporte as fórmulas de Engeland-Hansen e Van Rijn respectivamente.	86

Figura 75. Variação do volume dos bancos simulados em S6 (vermelho) e S1 (preto), considerando para o cálculo do transporte as fórmulas de Engelend-Hansen e Van Rijn respectivamente.	86
Figura 76. Mapa batimétrico em escala de cores para os 20 anos simulados para o cenário S7. Em linha preta a isolinha de 10m que define os bancos. (continuação).....	93
Figura 77. Elipses de maré no entorno e sobre o banco 2 e direção da corrente máxima em cada posição (vermelho). Também é mostrada em linha tracejada o eixo do banco.	95
Figura 78. Resultado do modelo para um instante em que as velocidades sobre os bancos 1, 2 e 3 são máximas. São mostradas a linha isobatimétrica de 10m (azul) e as correntes (verde).....	95
Figura 79. Deslocamento acumulado dos bancos 1 (vermelho), 2 (verde) e 3 (azul) durante a simulação S7. Em linha tracejada a tendência linear do deslocamento e respectiva equação.....	96
Figura 80. Volume dos bancos 1 (vermelho), 2 (verde) e 3 (azul) durante a simulação S7.....	97
Figura 81. Deslocamento do centro de massa do banco 3 (em azul) ao longo do décimo sexto ano de simulação do cenário S7 e vazão fluvial (em verde).....	98
Figura 82. Altura máxima do banco 3 (em magenta) e tensão de atrito no leito (em verde) sobre o banco 3 para o décimo sexto ano de simulação do cenário S7.....	99

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Lista das cartas náuticas DHN nº 201 disponíveis para o estudo.	32
Tabela 2. Principais características dos bancos apresentados na Figura 26 identificados através da metodologia descrita na seção 4.1.	39
Tabela 3. Resumo da evolução dos bancos.	45
Tabela 4. Coeficiente de correlação entre a elevação do nível d'água medida e observada.	62
Tabela 5. Coeficiente de correlação entre as velocidades medidas e observadas.	63
Tabela 6. Cenários simulados.	68
Tabela 7. Evolução mensal dos principais parâmetros que caracterizam o banco.	74
Tabela 8. Resumo das principais características da evolução do banco ao longo da simulação S7.	98

1 INTRODUÇÃO

A evolução costeira é o produto de processos morfodinâmicos que ocorrem em resposta à mudanças nas condições externas. A morfodinâmica costeira por sua vez, é definida como o ajuste mútuo – retroalimentação – entre a topografia e a hidrodinâmica envolvendo o transporte de sedimentos. A complexidade inerente aos processos morfodinâmicos deriva da retroalimentação que possui uma sensibilidade às condições iniciais, e das condições de contorno fortemente estocásticas. O efeito combinado desses dois fatores faz com que as feições costeiras sejam não lineares e dependentes do tempo, tornando os detalhes da evolução costeira imprevisíveis, não-repetíveis e irreversíveis (COWELL & THORN, 1995).

Pode-se pensar na evolução costeira sob diferentes perspectivas espaciais e temporais. DE VRIEND (1996) propôs uma classificação para as feições morfológicas segundo diferentes escalas: micro, meso, macro e mega, que envolvem desde os processos de formação de dunas e rugas (micro-escala) até do delta (mega-escala). Cada escala possui características espaciais e temporais próprias, no caso dos canais e bancos, foco deste trabalho, estes estão relacionados à meso-escala, centenas de metros a quilômetros e anos respectivamente. Em função da escala de interesse a ser estudada as variações de curto e longo prazo das forçantes do sistema serão mais ou menos importantes para a feição morfológica em questão.

Os bancos armazenam grande quantidade da areia disponibilizada, atuando como armadilhas hidráulicas altamente eficientes. Uma vez que sua existência está relacionada a áreas com correntes suficientemente fortes para mobilização da areia, isto implica que haja uma circulação de sedimentos em seu entorno que garanta a sua não dispersão. A areia que o constitui pode ser produzida tanto pela erosão do leito ou pela erosão costeira, e ser transportada por arrasto ou em suspensão, esta última especialmente na presença de ondas (DYER & HUNTLEY, 1999).

1.1 Motivação sócio-econômica

Bancos de areia constituem importantes feições em diversas regiões costeiras, podendo possuir considerável importância econômica, visto que representam fontes de

sedimentos para extração mineral e são locais atrativos para diferentes espécies de peixes, possibilitando o beneficiamento da indústria pesqueira. Porém, representam verdadeiros obstáculos à navegação, em especial quando situados em regiões estuarinas da relevância comercial do Amazonas.

A navegação fluvial tem sido um meio de transporte fundamental no Amazonas, sua bacia pode oferecer um total de 50.000 km de rios navegáveis para navios de carga e passageiros, contribuindo para o desenvolvimento da região Norte do Brasil e para a sua integração com a região Centro-Oeste e com países vizinhos como Peru e Venezuela. A partir da confluência com o rio Negro, o rio Amazonas assume características de navegação marítima, neste trecho estão localizados os portos de Manaus, Santarém, Santana e Belém. Além de possuir uma importante refinaria de petróleo, Manaus, devido à sua localização privilegiada, absorve grande quantidade de passageiros e carga, possibilitando que o trecho que se estende de Manaus à foz concentre 50% do tráfego fluvial da região (DOMINGUES, 2004).

De acordo com dados do Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior (MDIC), no ano de 2006, a região Norte foi responsável pela exportação de aproximadamente 15 bilhões de dólares em mercadorias, algo em torno de 11% do total nacional, sendo o Pará o estado com maior participação, cerca de 45%. Os produtos exportados foram predominantemente metais e minerais (40%), derivados vegetais (principalmente grãos), respondendo por 19%, e derivados de madeira, com 8% de participação nas exportações (CELENTANO e VERÍSSIMO, 2007). A principal via de escoamento para esta produção é a malha hidroviária do rio Amazonas, cuja foz, em 2005, registrou o tráfego de 1.143 embarcações (COCONTRAM, 2006), o que reforça a importância comercial desta região estuarina.

Dessa forma, a sociedade vem demonstrando interesse crescente pela segurança do transporte aquaviário no Amazonas, refletindo assim, no aumento de projetos científicos desenvolvidos na região recentemente, inclusive propiciando o desenvolvimento do presente trabalho. Uma importante fonte de recursos é proveniente do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) através do fundo setorial CT-Transporte Aquaviário e de Construção Naval que visa impulsionar o desenvolvimento tecnológico, além de incentivar a geração de conhecimentos e inovações que contribuam para a solução dos

grandes problemas, consolidando parcerias entre universidades, centros de pesquisa e o setor produtivo (MCT, 2009). De forma similar, a Petrobras vem investindo na região através do projeto PIATAM, um dos maiores programas científicos da atualidade com foco na Amazônia, cujo objetivo é monitorar as atividades de produção e transporte de petróleo e gás natural naquela região prevenindo possíveis prejuízos ao meio ambiente (PIATAM, 2009).

1.2 Motivação técnico-científica

Na foz o rio se divide em dois canais principais, o Canal Norte e o Canal Sul (Figura 1). O acesso se dá preferencialmente através do Canal Norte, onde a navegação apesar de difícil apresenta melhores condições quando comparada a do Canal Sul. Três fatores foram identificados como problemáticos para a navegação ao longo do Canal Norte. O primeiro é causado pela grande variabilidade da maré e pelas grandes distâncias que tornam mais complexas as reduções dos seus efeitos sobre as sondagens batimétricas, conforme discutido por FERNANDES (2006).

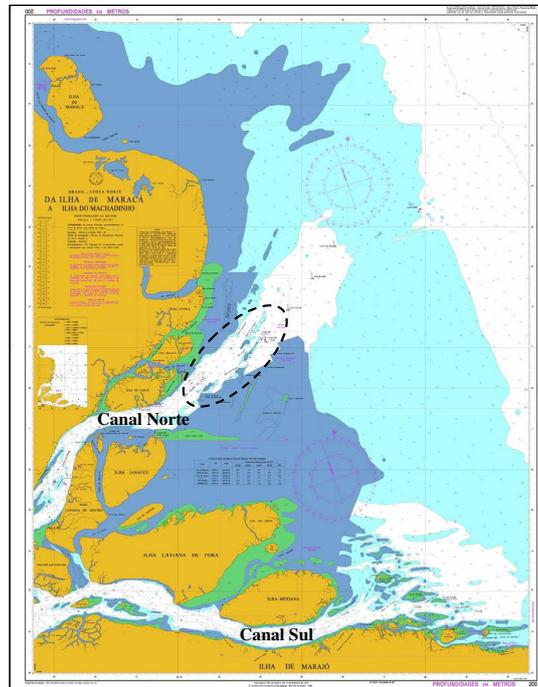


Figura 1. Carta náutica da foz do rio Amazonas (no. 201). Em destaque os bancos de areia presentes no canal de navegação.

Os outros dois estão relacionados à enorme quantidade de sedimentos carregada pelo rio, que devido à geometria do estuário e a fatores hidrodinâmicos, convergem para a foz

onde encontram a condição ideal para deposição, levando à formação de bancos e uma região de profundidades reduzidas ao largo destes, constituída por uma camada de lama fluida próxima ao fundo que não é disponibilizada para a navegação. Esses fatores complicadores fazem da foz do rio Amazonas o limitador da navegação na hidrovia, que atualmente restringe o calado das embarcações que trafegam ao longo do Canal Norte em 11.5 m (UNIPILLOT, 2008).

A elevada descarga fluvial, as grandes correntes de maré, as correntes geradas pelos ventos e a corrente Norte do Brasil que afeta o contorno nordeste fazem da plataforma do estuário do rio Amazonas uma das mais energéticas do mundo (GEYER e BEARDSLEY, 1995). Conseqüentemente, contribui para que os bancos presentes na foz sejam altamente dinâmicos, modificando continuamente a posição do canal de navegação.

No período de 1997 a 2001, foi observado que a movimentação dos bancos atingiu o canal de navegação, chegando à situação de sua quase obstrução no ano de 2001. Porém, o cálculo do balanço do volume de sedimentos ao longo desse período evidenciou a ocorrência de erosão na região e não de deposição, configurando um fenômeno de instabilidade dos canais que mudam sua posição no tempo. Essa migração não pôde ser correlacionada a outras variáveis através da análise do histórico de migração dos bancos, devido às lacunas de dados existentes nos dados batimétricos. A análise das isolinhas de 10m de profundidade, no período de 1952-2001, na Barra Norte (no Canal Norte a sudeste de Ponta do Céu), revela deslocamentos da ordem de 250 metros/ano (OLIVEIRA e VINZON, 2004).

1.3 Objetivos

Os bancos de areia presentes na foz do rio Amazonas constituem um desafio para a manutenção de cartas náuticas atualizadas devido às incertezas a cerca de sua mobilidade, o que representa um risco potencial para o encalhe de navios na região. Para atender a essa demanda específica da área, a Marinha do Brasil, recentemente vem realizando levantamentos batimétricos anuais na região, a uma freqüência maior do que em outras regiões portuárias do país.

Entretanto, como essa periodicidade não é embasada em nenhum argumento técnico-científico, pode-se questionar se é de fato a mais adequada do ponto de vista da segurança por um lado e do econômico por outro, uma vez que os gastos envolvidos com combustível, tripulação e suprimentos são vultuosos. Portanto, é de crucial importância o estabelecimento de um levantamento batimétrico adequado e de um sistema de previsão.

Para atender a essa questão, é fundamental que se entenda como se dá a formação e evolução dos bancos de areia localizados na foz do rio (Figura 1), foco deste trabalho, de maneira que se não extinguir ao menos se minimize os efeitos negativos acarretados pela presença dos mesmos no canal de navegação. Através da integração da análise dos dados de campo e da modelagem numérica, este estudo visa contribuir para o entendimento deste processo, com interesse especial na dinâmica e evolução dos bancos de areia em estuários de macro-maré, focando o caso do Amazonas.

1.4 Estrutura do trabalho

Esta tese está organizada em seis capítulos. No capítulo 2, a região de estudo é contextualizada sob o ponto de vista físico, com especial ênfase nos processos que contribuem para o transporte e acúmulo de sedimentos. Para a execução deste trabalho, primeiramente, foi conduzida uma pesquisa bibliográfica a respeito da morfodinâmica de estuários, no capítulo 3, foram incorporados os pontos mais relevantes dessa pesquisa pertinentes aos principais mecanismos de formação e manutenção dos bancos de areia. No capítulo 4 é descrita inicialmente a metodologia utilizada para a análise dos dados e em seguida apresentados os resultados dessa análise. Este trabalho fez uso de um modelo numérico que vem sendo amplamente utilizado para se estudar processos relativos à morfodinâmica estuarina, suas principais características são descritas no capítulo 5. Ainda neste capítulo, é apresentada a configuração usada para a modelagem e o processo de calibração do modelo. No próximo capítulo, são apresentados e discutidos os resultados da modelagem numérica. Finalmente, no capítulo 7, o trabalho é concluído ressaltando-se a qualidade dos resultados obtidos, além de suas deficiências e sugestões para corrigi-las ou minimizá-las futuramente.

2 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

Estuário segundo a definição clássica de PRITCHARD (1952 apud PERILLO, 1995), é um corpo d'água semi-fechado que possui uma conexão livre com o mar e que contém uma quantidade mensurável de água doce. Porém, no caso do Amazonas, uma vez que a mistura da água doce com a do mar se dá na plataforma é necessária uma definição mais abrangente como a de DYER (1997), que considera o limite de montante do estuário a seção onde ainda é possível se detectar a influência da maré. Dessa forma, assume-se que o estuário do Amazonas (Figura 2) começa na cidade de Óbidos, a 800 km da foz, e se estende até a plataforma onde se observa a frente salina, entre as isóbatas de 10m e 30m (GIBBS, 1970). A pesquisa desenvolvida no âmbito deste trabalho, todavia, não pretende abranger o estuário em sua totalidade. A região de estudo se limita ao Canal Norte do rio Amazonas aproximadamente entre os paralelos 0.5° N e 1.5° N, onde se localizam os bancos de areia que restringem a navegação.

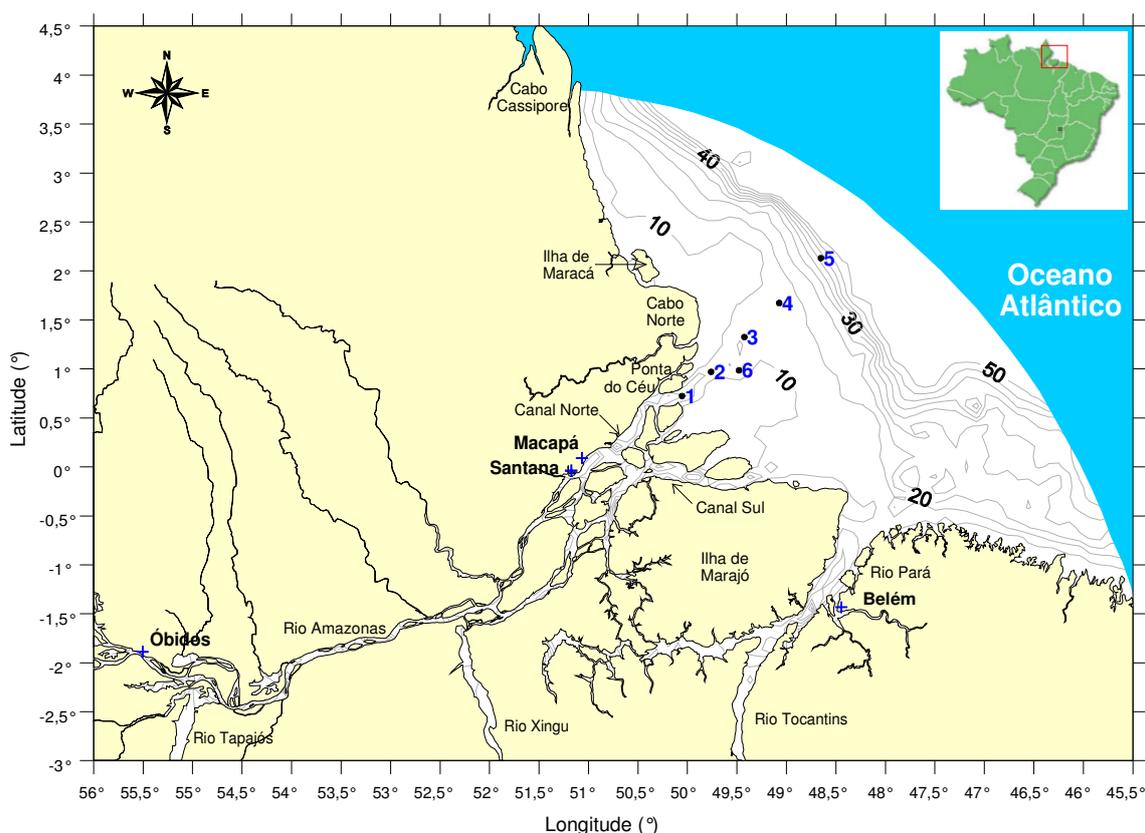


Figura 2. Mapa da região de estudo com isóbatas.

Neste capítulo, a caracterização da região se concentrará somente nos aspectos mais relevantes para este estudo. No entanto, uma descrição mais abrangente da região pode

ser obtida através leitura de outros trabalhos desenvolvidos na região. Entre eles cabe destacar os trabalhos desenvolvidos no âmbito do projeto AMASSEDS (A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study) que abrangeu a região da plataforma amazônica com o objetivo de investigar a interação entre os processos oceanográficos físicos, transporte de sedimentos, transformações biogeoquímicas e sedimentação (AMASSEDS, 1990). Alguns destes estudos fornecem até hoje grandes subsídios para a compreensão da dinâmica daquela região.

Mais recentemente, outros trabalhos se dedicaram a outros aspectos. VINZON (1997) através de um modelo unidimensional na vertical buscou a compreensão dos mecanismos que afetam o perfil vertical de concentração de sedimentos na plataforma amazônica. GABIOUX (2002) investigou a importância das camadas de lama na propagação da maré. GALLO (2004) estudou a influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré e em 2009 investigou o escoamento nas planícies de maré. FERNANDES (2006) fez uma análise crítica da metodologia empregada para a redução de sondagens na foz do Amazonas e propôs uma mais adequada para a região baseada em modelagem numérica. Dentro do mesmo contexto, ARENTZ (2009) deu um passo adiante no sentido de operacionalizar tal metodologia. Finalmente, SILVA (2009) investigou como se dá a distribuição da vazão fluvial nos principais canais da foz do rio.

Pode-se perceber então, através da bibliografia citada que a plataforma amazônica foi amplamente estudada sob diversos aspectos. Enquanto que o restante do estuário foi menos investigado, através de pesquisas que visavam atender à questões científicas mais específicas e todas relacionadas principalmente à hidrodinâmica da região. Dessa forma, é importante ressaltar o desafio deste trabalho, uma vez que se constata a grande deficiência na área de conhecimento relacionada ao transporte de sedimentos na região, especialmente do sedimento mais grosso como a areia na região da foz do rio.

2.1 Hidrodinâmica

A maré na região é semidiurna, sendo a principal componente da maré a M2, responsável por cerca de 70% da elevação total na plataforma, e quando considerada em conjunto com as componentes S2 e N2 representam 85% da amplitude (BEARDSLEY *et al.*, 1995). Segundo a classificação de DAVIES (1994 apud DYER, 1997) o estuário

do rio Amazonas é considerado como de macromaré, com alturas de maré superiores a 4m. Apesar disso, não se pode dizer que o estuário seja dominado exclusivamente por esta forçante, uma vez que a enorme vazão fluvial também possui papel relevante no sistema. Sua descarga varia de 1.0 a $2.8 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ (MEADE *et al.*, 1985 apud KINEKE e STERNBERG, 1995) e apresenta um ciclo hidrológico bem definido (Figura 3), com o período de seca ocorrendo entre os meses de outubro a dezembro, e o de cheia entre maio a julho.

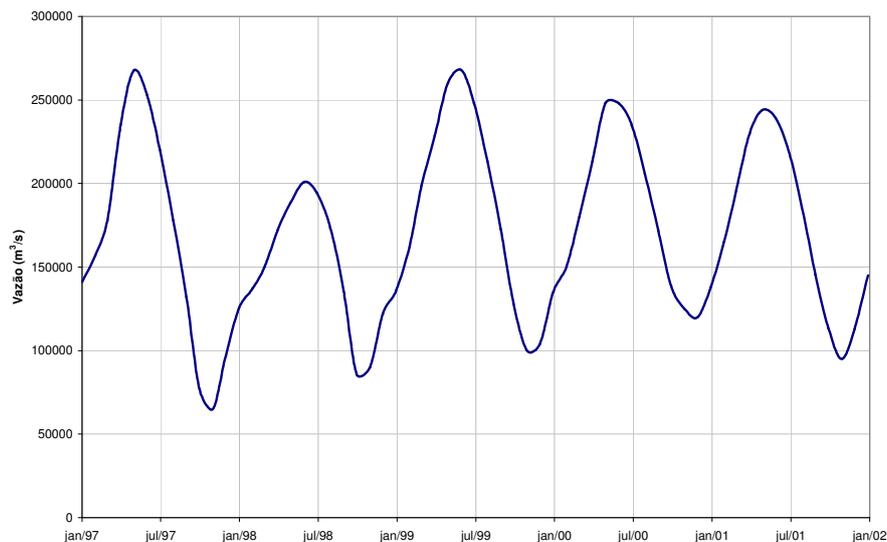


Figura 3. Hidrograma do rio Amazonas na cidade de Óbidos para o período de 1997 a 2002 (ANA, 2009).

A forte influência da vazão fluvial no estuário do Amazonas é responsável pelo amortecimento de diversas componentes de maré, bem como pela geração de novos harmônicos, tais como a componente M4, sobre-harmônico da componente M2 e a componente M_{sf}, resultante da combinação das componentes M2 e S2. Além disso, ela fará com que a reversão das correntes ocorra a aproximadamente 150 km e 300 km da foz, em função da magnitude da vazão fluvial (GALLO, 2004), apesar da influência da maré, observada através de flutuações nos registros de nível, serem percebidas à 800 km da foz, como dito anteriormente.

Apesar da maré dividir o papel de forçante dominante no sistema com a vazão fluvial, este fato não impediu que se identificasse no estuário do Amazonas muitas das feições morfológicas e sedimentológicas típicas de estuários dominados pela maré (Figura 4). Em geral, o estuário dominado pela maré apresenta geometria em forma de funil com a

razão entre sua largura e profundidade decrescendo em direção à montante a uma taxa exponencial (Figura 5). Além disso, também são observados canais pouco sinuosos, planícies de maré margeando o canal principal e a presença das mais variadas formas de fundo cuja escala espacial varia de poucos centímetros à quilômetros, com destaque para a presença de bancos de areia na foz alinhados quase que paralelos às correntes de maré. Quando a carga de sedimentos é grande o suficiente há também a formação de um delta subaquático (WELLS, 1995).

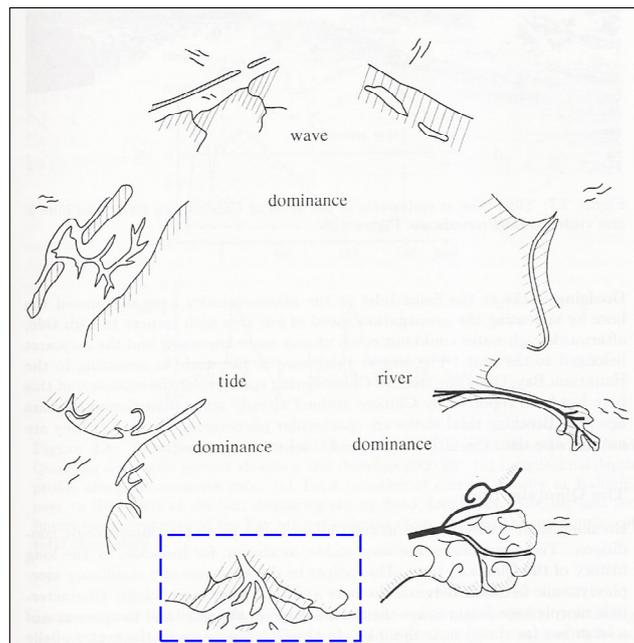


Figura 4. Características morfológicas dos sistemas costeiros de acordo com sua força dominante (DRONKERS, 2004). Em destaque feição morfológica que caracteriza o estuário do Amazonas.

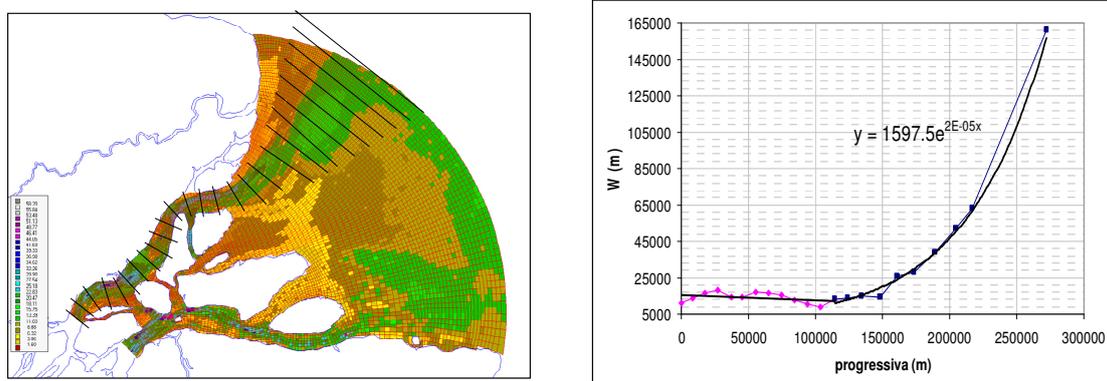


Figura 5. Seções transversais onde foram calculadas a largura média (esquerda) e largura média ao longo do Canal Norte variando a uma taxa exponencial na foz do rio (direita).

Na foz do Amazonas, a maré se propaga como uma onda progressiva até a cidade de Óbidos. A energia da maré não varia de forma monotônica do interior do estuário até a plataforma. Assim como na maioria dos estuários dominados pela maré, é um ambiente hipsíncrono. Isso significa que a altura da maré cresce da plataforma para a foz devido à forte convergência dos sistemas de canais que compreendem o estuário que progressivamente reduzem a área de sua seção transversal (Figura 5). Além de certo ponto, no entanto, o atrito no fundo e nas laterais do canal causam a diminuição da energia da maré (Figura 6).

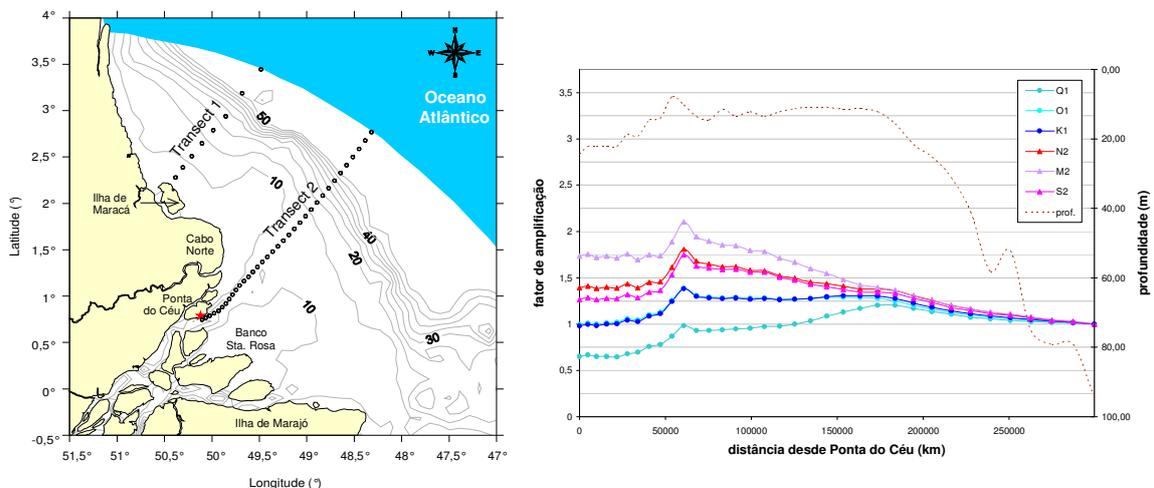


Figura 6. Mapa da foz do Amazonas com destaque para o transect 2 (a cima) onde foi analisada a amplitude das principais componentes de maré da região de acordo com simulação realizada por FERNANDES (2006).

Além de ser afetada pelas profundidades reduzidas, que aumentam a importância do atrito, a maré à medida em que se propaga pelo estuário também é fortemente afetada pela vazão fluvial. Dessa forma, as curvas de nível e de velocidade são deformadas tornando-se assimétricas, ou seja, com períodos de enchente e vazante distintos. Um estuário apresenta assimetria positiva quando o período de enchente é mais curto que o de vazante, assim, pela conservação da massa, as velocidades de enchente tendem a ser maiores do que as de vazante, e então, diz-se que o estuário é dominado pela enchente. Nesse caso, uma importação de sedimentos é favorecida e, portanto, o acúmulo destes no interior do estuário. A assimetria é denominada negativa quando o inverso ocorre, resultando assim numa exportação de sedimentos pelo estuário.

A assimetria positiva é facilitada quando a amplitude da maré é relativamente elevada quando comparada à profundidade ($a/h > 1$). Neste caso, a propagação da maré se dá a

uma velocidade $C = \sqrt{gh}$, variando ao longo do ciclo de maré, maior na crista do que na cava. Sendo assim, a crista tende a se aproximar da cava resultando em um período de enchente mais curto do que o de vazante. Já a assimetria negativa pode ser relacionada à presença de extensas áreas alagáveis nas margens do estuário. Durante a maré alta, a propagação da maré é lenta devido às baixas velocidades produzidas nas extensas planícies em função do atrito. Enquanto que na maré baixa as planícies encontram-se secas, possibilitando uma propagação mais rápida, e conseqüentemente, num período de vazante relativamente mais curto.

Através de resultados de simulação numérica, FERNANDES (2006) analisou o comportamento da assimetria de maré ao longo do estuário, seus resultados indicaram uma assimetria positiva na porção mais interior do estuário evoluindo para uma assimetria negativa ao largo conforme se observa na Figura 7. Dados coletados na região confirmaram essa tendência, no entanto, indicaram que a região onde a maré seria aproximadamente simétrica está deslocada alguns quilômetros em direção à montante. Na Figura 8 e Figura 9 são observadas as curvas de nível e velocidade no canal nas proximidades de Macapá e Ponta do Céu respectivamente (para localização vide Figura 2).

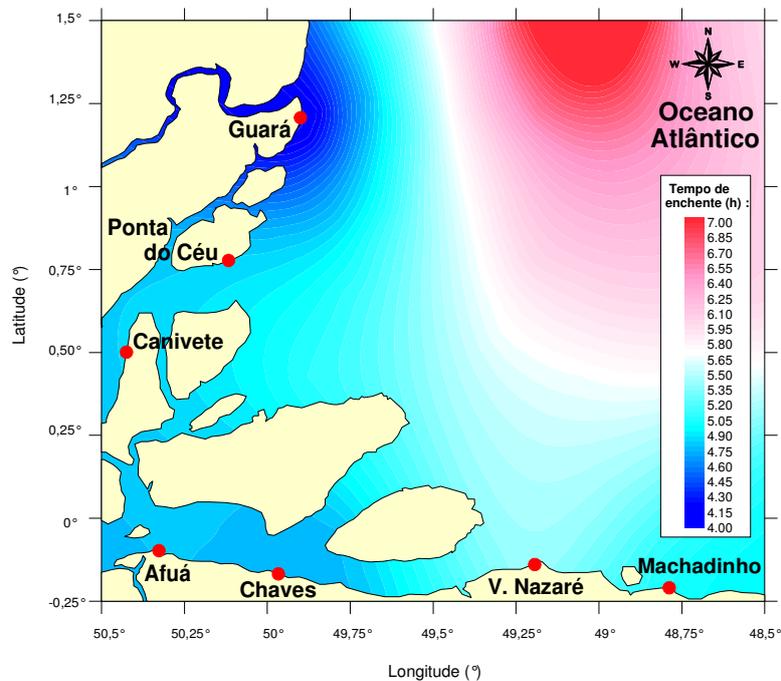


Figura 7. Mapa de assimetria da maré, região em azul representando assimetria positiva — tempo de enchente menor do que 6 horas e, em vermelho, assimetria negativa — tempo de enchente maior do que 6 horas (modificado de FERNANDES, 2006).

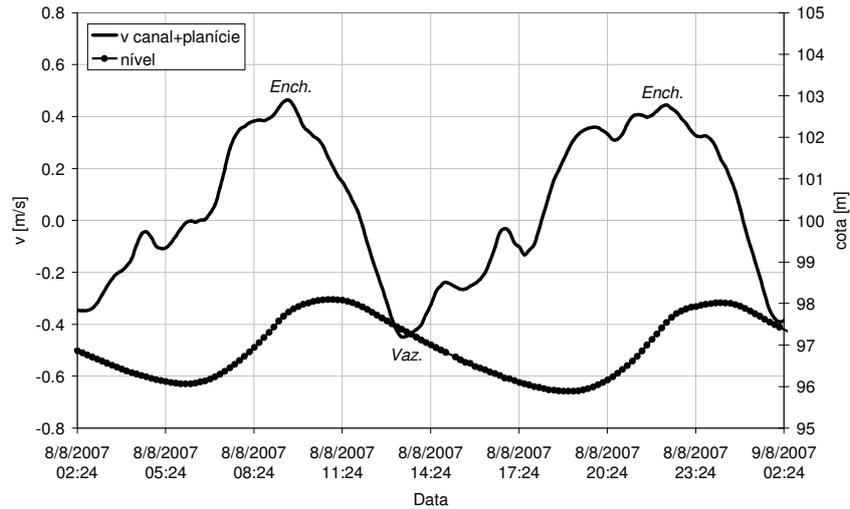


Figura 8. Curvas de nível e velocidade no Canal Norte próximo à cidade de Macapá (modificado de Gallo, 2009).

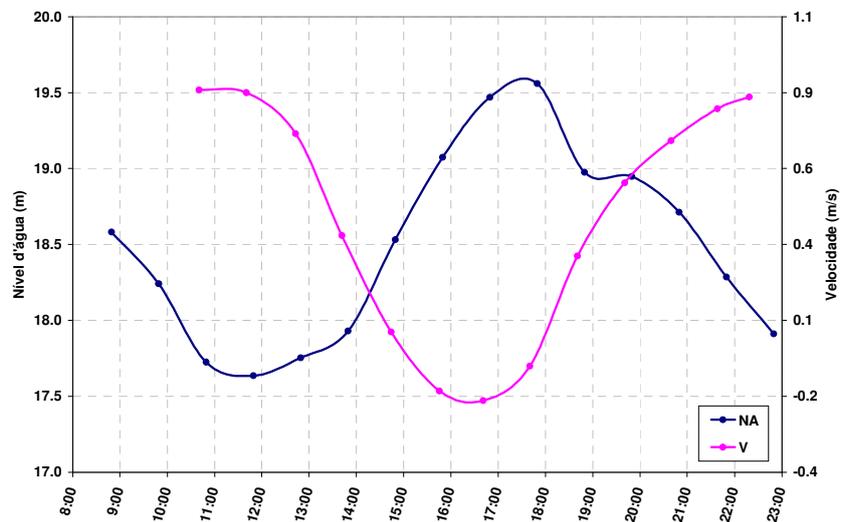


Figura 9. Curvas de nível e velocidade no Canal Norte próximo à Ponta do Céu.

Na foz do rio Amazonas, portanto, não se observa a correlação geralmente existente entre assimetria positiva e dominância de enchente. A elevada vazão fluvial faz com que apesar da assimetria na curva de nível ser positiva, a dominância nas correntes no Canal Norte são de vazante, como já observado por GALLO & VINZON (2005). Com isso, em Ponta do Céu onde a assimetria de nível é ligeiramente positiva as correntes apresentam dominância de vazante. E em Macapá, nem mesmo a forte assimetria de nível é suficiente para determinar a dominância de enchente nas correntes, porém reduz substancialmente a dominância de vazante. Já nas áreas alagáveis da foz adjacentes ao Canal Norte, GALLO (2009) constatou que as correntes apresentam dominância de enchente conforme mostrado na Figura 10.

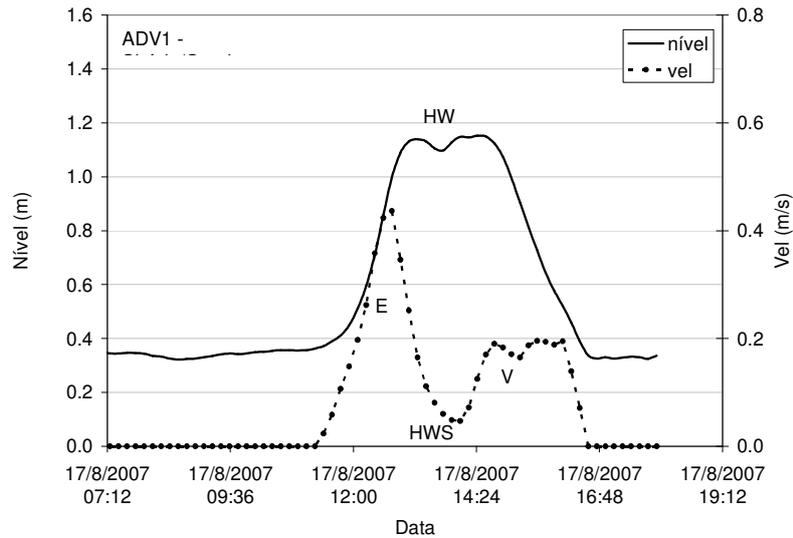


Figura 10. Registro de nível e velocidade em Ponta do Céu (GALLO, 2009).

2.2 Transporte de sedimentos

O rio Amazonas transporta um volume de aproximadamente 1.2×10^9 t/a (MEADE, 1985) ou de $0,6 \times 10^9$ t/ano segundo FILIZOLA (1997) de sedimentos em suspensão através da seção de Óbidos. A descarga de sedimentos tende a variar com um fator de seis vezes, tendo seu pico antecipado em relação à descarga fluvial de dois a três meses, com máximo ocorrendo em fevereiro-março e mínimo em outubro-novembro (MEADE, 1985).

A descarga de sedimentos em Óbidos, última seção fluvial do Amazonas, é composta de 85-95% de partículas de granulometria de silte e argila (KINEKE & STERNBERG, 1995). Esses sedimentos finos irão originar uma enorme pluma de sedimentos que tende a ser retida na zona de máxima turbidez originando uma camada de lama fluida com 2 a 4 metros de espessura, com concentrações de sedimentos em suspensão da ordem de 10^1 a 10^2 g/l e abrangendo uma área estimada que varia de 5700 a 10000 km² ao longo do ano na região noroeste da plataforma, entre Cabo Norte e Cabo Cassipore, e frente à desembocadura do rio Amazonas (KINEKE *et al.*, 1996).

O forte gradiente na concentração de sedimentos em suspensão é identificado como lutoclina, e ela separa o escoamento turbulento da coluna d'água da lama fluida abaixo. Um aspecto importante da lama fluida é que ela dissipa a energia turbulenta, tornando o

escoamento laminar dentro desta camada. A camada superior da lama fluida é móvel, enquanto que a inferior é estacionária (ROSS e METHA, 1989 apud JAGGER e NITTROUER, 1995). A consequência direta da redução do atrito é a modificação da estrutura da camada-limite de maré, contribuindo para a ocorrência de grandes amplitudes na região, que também é incrementada por processos amplificadores resultantes de efeitos geométricos como convergência e ressonância.

Como dito anteriormente, pouco se sabe sobre o transporte de arrasto na foz do rio Amazonas, todavia, algumas estimativas podem ser encontradas na literatura, todas elas, no entanto correspondem basicamente à aplicação de fórmulas de cálculo e a adoção de uma porcentagem em relação à carga de sedimento em suspensão. GIBBS (1967) estimou o transporte de arraste próximo à desembocadura em aproximadamente 5% do transporte total (68×10^3 t/dia). CARVALHO & CUNHA (1998) calcularam um transporte na faixa de 2 a 15%, com valor médio de 10% da carga em suspensão. Já DUNNE *et al.* (1998) estimaram que o transporte de sedimentos do leito variava entre 10.000 e 50.000 t/dia, de acordo com regime hidrológico do rio.

Uma abordagem mais realista, baseada em medições de campo foi realizada por STRASSER (2008), contudo sua pesquisa se deu no trecho fluvial do rio Amazonas limítrofe com o estuário. Neste estudo, o transporte de sedimentos por arrasto foi determinado mediante a observação do deslocamento das dunas de areia presentes no leito do rio entre as estações de Iracema e Óbidos, resultando num transporte que varia de 4 a 5×10^6 t/ano, o que representa menos de 1% do transporte total de sedimentos do rio Solimões – Amazonas.

3 ASPECTOS GERAIS SOBRE OS BANCOS DE AREIA

Os bancos de areia são definidos como corpos costeiros arenosos que formam uma sobre-elevação no leito caracterizada por um contorno batimétrico fechado. São encontrados em estuários e áreas costeiras onde há abundância de areia e o regime hidrodinâmico é capaz de transportá-la. Os bancos tendem a ocorrer em grupos numa grande gama de profundidades, em estuários, embocaduras de maré e na plataforma, quando solitários ocorrem próximos à costa ou abrigados por promontórios, ilhas ou bancos rochosos submersos (BELDERSON *et al.*, 1982). Eles são potenciais fornecedores de agregados marinhos; provêem um sistema de defesa costeiro natural, mas também representam uma ameaça à navegação, além disso, são regiões preferenciais de acúmulo de microorganismos.

Os bancos de areia modificam as correntes residuais de maré conforme crescem. Dentre os fatores que irão determinar seu crescimento destaca-se a disponibilidade de areia, o tamanho do grão e a presença de fluxos secundários. Bancos são formados em decorrência da assimetria no transporte de sedimentos em cada um de seus lados, devido ao escoamento reversível da maré. Eles inicialmente se desenvolvem de forma circular e evoluem para uma forma mais alongada. A morfologia dos bancos é resultado de uma interação não linear entre correntes de maré, transporte de sedimentos e a batimetria. Devido à interação desses processos, uma variedade de bancos de diferentes origens pode existir no mesmo ambiente de maré.

Portanto, para facilitar o estudo dessas feições morfológicas, muitos autores tentaram sistematizar os diversos tipos de bancos de acordo com diferentes critérios, resultando em diversas classificações que não serão detalhadas neste trabalho. No entanto, é importante que a classificação DYER & HUNTLEY (1999), a mais aceita e amplamente utilizada pela comunidade científica seja apresentada. Trata-se de um sistema classificatório qualitativo baseado numa relação genérica entre diferentes bancos em função de sua origem e desenvolvimento. Sua classificação é composta de três tipos principais de bancos e vários subtipos (Figura 11) como se segue:

Tipo 1. Bancos de plataforma (*open shelf ridges*)

Tipo 2. Bancos da foz de estuários (*estuary mouth*)

- A) Bancos de foz larga (*wide mouth ridges*)
- B) Bancos de foz estreita (*narrow mouth ridges*)
 - i) Com recessão - Deltas de maré vazante (*with recession - ebb tidal deltas*)
 - ii) Sem recessão - Bancos conectados à costa (*without recession - shoreface connected ridges*)

Tipo 3. Bancos associados a promontórios (*Headland associated banks*)

- A) *Banner banks* - promontório sem recessão (*banner banks - nonrecessional headland*)
- B) Bancos alternados - promontório com recessão (*alternating ridges - recessional headland*)

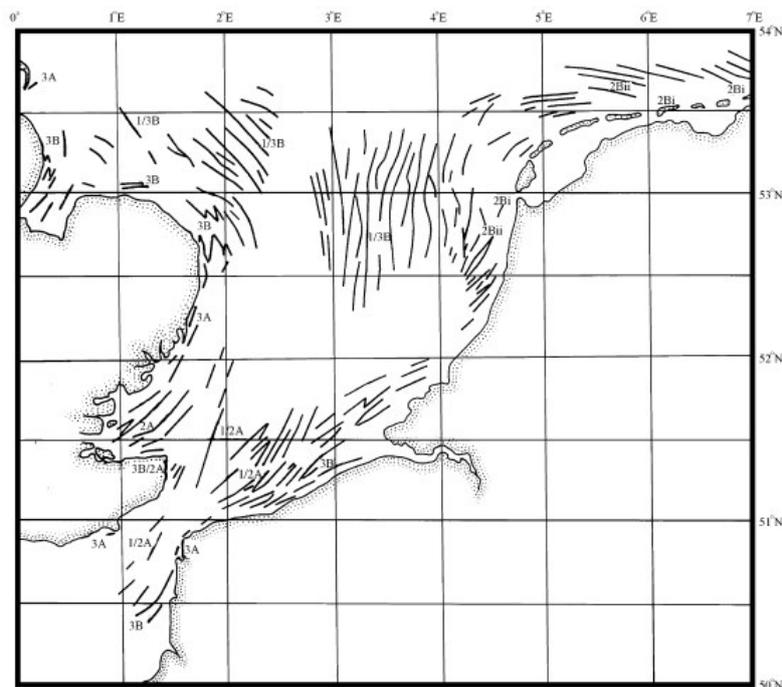


Figura 11. Mapa da distribuição de bancos de areia no Mar do Norte e Estreito de Dover (DYER & HUNTLEY, 1999).

Os bancos de plataforma (tipo 1) possuem até 80km de extensão, 13km de largura média e dezenas de metros de altura. Eles parecem estar quase em equilíbrio com o escoamento. Em geral, estão orientados a um ângulo com relação ao escoamento, são assimétricos e parecem migrar na direção de sua face mais íngreme. Enquanto os bancos lineares formados na foz de estuários largos (tipo 2A) estão alinhados com o escoamento e migram no sentido contrário à face mais íngreme. Em estuários de foz

estreita, as correntes de maré são fortes o suficiente para fechar a embocadura, enquanto as ondas são dominantes. Os bancos então, se formam próximo à foz como deltas de vazante e enchente (tipo 2Bi). Quando a costa está se retraindo, o delta de vazante forma uma fonte primária de areia para a região próxima à costa, a qual pode ser modificada por tempestades e originar bancos conectados à costa (tipo 2Bii). Vórtices de maré produzidos por Cabos podem gerar "banner banks" (tipo 3A), mas quando o Cabo está se retraindo, bancos alternados ou "en-echelon" podem ser formados e ficar isolados da costa conforme ela regride (tipo 3B).

De acordo com a classificação sugerida por DYER & HUNTLEY (1999), os bancos da foz do Amazonas melhor se enquadrariam no tipo 2A. No entanto, eles estão orientados segundo um pequeno ângulo com relação ao escoamento como será discutido no capítulo 6, ao contrário do que propõe esta classificação, mas de acordo com o que preconiza outros autores (BELDERSON *et al.*, 1982; HARRIS, 1988; COLLINS *et al.*, 1995). Nas duas seções que se seguem serão apresentadas primeiramente uma caracterização dos bancos de areia com especial foco para os bancos que se desenvolvem nos canais de maré em estuários e em seguida os principais mecanismos para sua formação e manutenção.

3.1 Caracterização dos bancos em canais de maré

O tamanho dos bancos, comprimento de onda e altura, é uma função complexa de muitas variáveis, as mais importantes são a profundidade, velocidade das correntes e tamanhos dos sedimentos. Tabulações de altura e comprimento de onda resultam em relações empíricas entre largura do canal e profundidade, segundo COVELD (2002) o comprimento de onda dos bancos é cerca de seis vezes a largura do canal. DRONKERS (2004) dividiu os bancos em de maré canais em três principais categorias de estruturas: os bancos alternados, os múltiplos e os lineares.

Os bancos alternados (Figura 12) ocorrem quando a razão entre a largura e a profundidade do canal é grande o suficiente, em geral maior do que 10. Assim como as barras de meandro em rios, esse tipo de banco está geralmente situado na curvatura interna do meandro de um canal, evidenciando que o desenvolvimento desses bancos e dos meandros está relacionado. Em caso de forte sinuosidade os bancos alternados

podem ter maior largura do que comprimento. A comparação entre bancos alternados e barras de meandros mostra grande similaridade, sugerindo que os mecanismos básicos de geração dessas feições são os mesmos e que o fator maré não é preponderante. A maior diferença entre ambas as feições reside na taxa de migração que é muito mais elevada para as barras de meandro. A segunda categoria de bancos ocorre quando a razão entre largura e profundidade do canal é maior do que 100, então, um sistema de múltiplos canais e bancos emerge (Figura 12).

As mudanças longitudinais da largura e curvatura do canal têm forte influência na natureza dos bancos que são desenvolvidos. Em canais estreitos e sinuosos que caracterizam os trechos mais internos dos sistemas de maré, os bancos se desenvolvem na curvatura interna dos meandros (BARWIS, 1978 *apud* DALRYMPLE & KYUNGSIK, 2007). Já na extremidade de jusante do sistema, como próximo à foz, onde os canais são mais largos e retilíneos, há a formação de bancos de areia mais alongados ou lineares que separam o escoamento em canais dominados por enchente e vazante (VAN DEN BERG *et al.*, 2007), conforme ilustra a Figura 20. Esta transição entre estes dois tipos de bancos ocorre gradualmente conforme o canal se alarga e retifica.

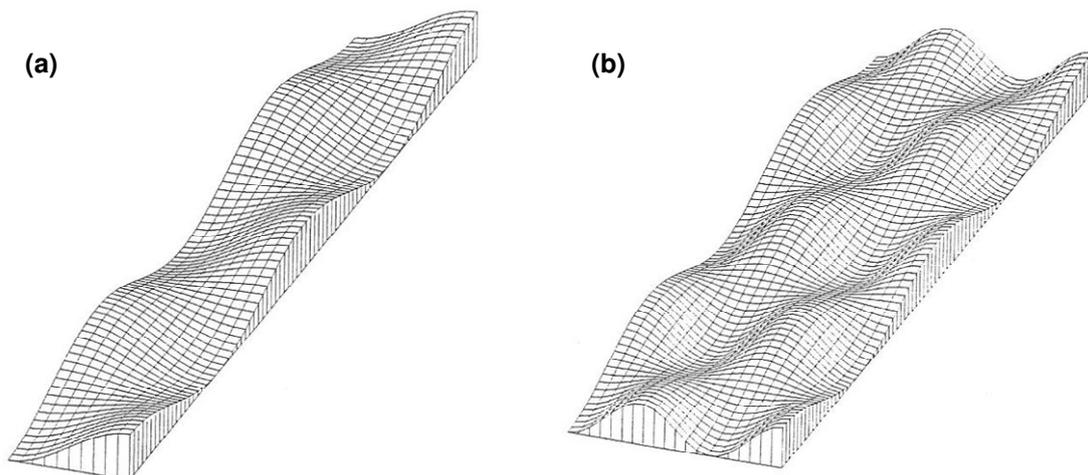


Figura 12. Representação esquemática de bancos alternados (a) e de múltiplos canais e bancos (b) em um canal retilíneo (DRONKERS, 2004).

No entanto, uma vez que a largura do canal excede aproximadamente 7-10 km, barras se destacam dos bancos, em determinado momento, estas barras podem apresentar cristas

sinuosas em forma de "U" ou "S" em planta. Esse formato tem usualmente sido correlacionado a sistemas de canais dominados por enchente ou vazante, que em alguns casos causam a transição de um único banco linear em três adjacentes resultantes de sua separação, conforme ilustra a Figura 13 onde um banco inicialmente linear, começa a se deformar devido ao transporte de sedimentos ser desigual de cada lado do banco ao longo de sua extensão. Em locais não confinados, como na plataforma, esse tipo de banco pode ocorrer de forma isolada e apresentar crista retilínea ou ligeiramente sinuosa (WRIGHT et al., 1973; BELDERSON et al., 1982; HARRIS, 1988). Seu formato, por vezes é relativamente largo e arredondado em uma extremidade e pontiagudo na outra, o mais largo sendo o extremo de montante em termos da direção do transporte de sedimentos (BELDERSON et al., 1982).

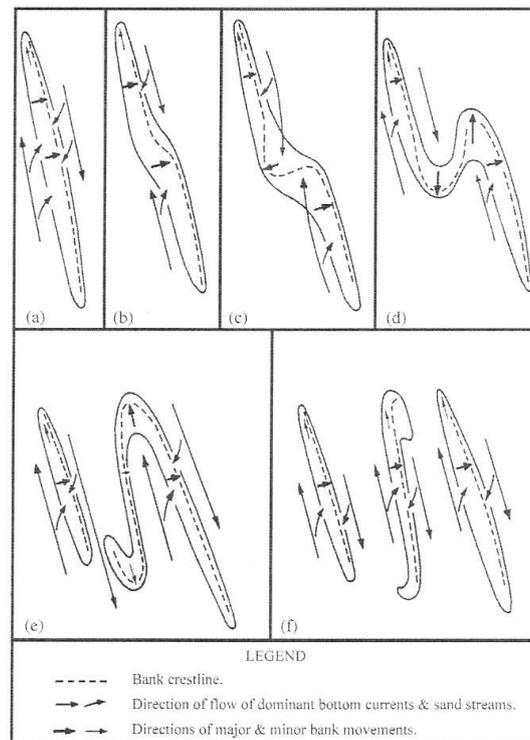


Figura 13. Hipótese da multiplicação de bancos de CASTON (1972 apud DYER & HUNTLEY, 1999).

Tipicamente, estes corpos de areia lineares observados nos canais de maré em estuários possuem altura de mais de 20% da profundidade, comprimento que varia de 5 a 120 km e largura de 0,5 a 8 km. Eles possuem seção transversal assimétrica, refletindo a direção regional do transporte de areia (HARRIS, 1988), com a face mais íngreme atingindo 6° de inclinação indicando seu sentido de migração (COLLINS *et al.*, 1995). São

constituídos de areia fina a grossa não consolidada e quando ativos apresentam geralmente, "sand waves" sobrepostas a eles. Sabe-se que o eixo longitudinal destas feições está alinhado a um pequeno ângulo com relação ao pico do escoamento de maré (Figura 14), variando em geral de 7° a 15° (BELDERSON *et al.*, 1982; HARRIS, 1988) e com extremos entre 0° e 20° sendo tipicamente anti-horário no hemisfério Norte (COLLINS *et al.*, 1995).

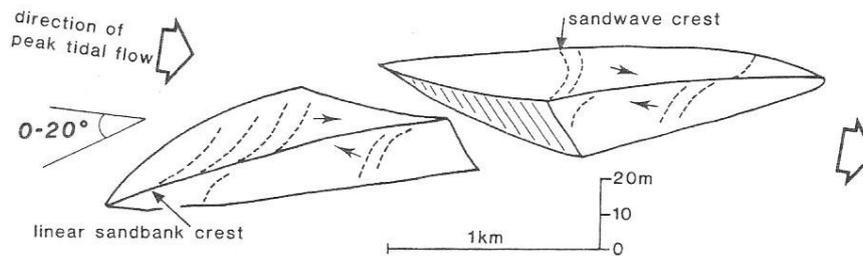


Figura 14. Representação esquemática de um banco de areia linear com “sandwaves” superpostas em suas faces. O banco está alinhado de 0 à 20° com relação ao pico do escoamento de maré (HARRIS, 1988).

Bancos de areia lineares podem ser interrompidos por pequenos canais, os quais cortam a barra obliquamente (Figura 15). Tais canais são chamados "swatchways" (ROBINSON, 1960). Eles ocorrem onde as barras tenham atingido altura tal que impeça o escoamento através da barra (HUTHNANCE, 1982). O crescimento em altura dos bancos alongados é limitado pela profundidade: barras que não têm seu crescimento limitado neste sentido são relativamente estreitas e pontiagudas, enquanto que as outras se expandem lateralmente e desenvolvem topos amplos e planos (Figura 16).

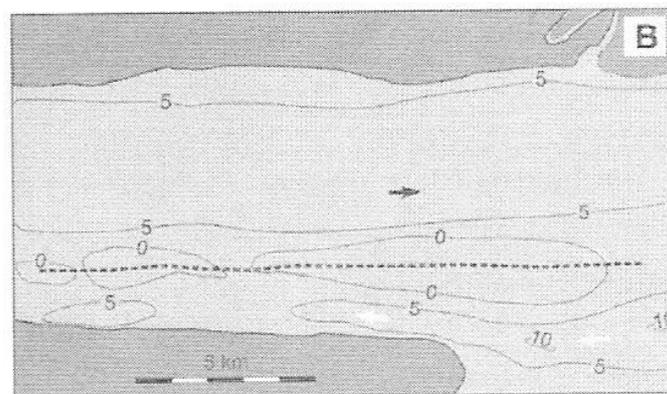


Figura 15. Banco de areia linear interrompido por um “swatcway” (DALRYMPLE & CHOI, 2007).

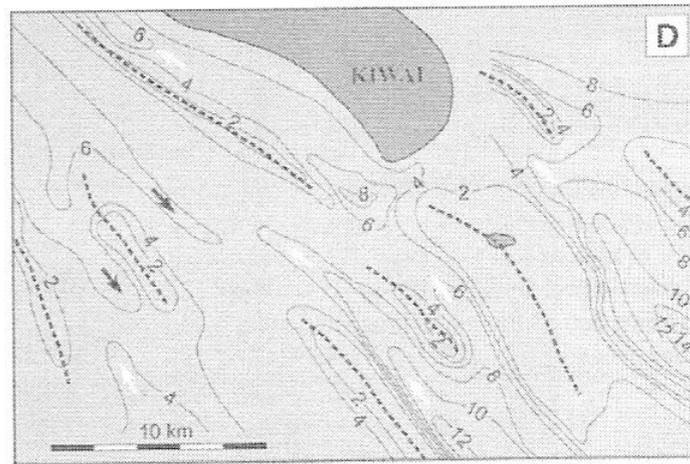


Figura 16. Bancos lineares múltiplos presentes em uma foz. Note bancos com cristas pontiagudas e bancos com o crescimento limitado pela profundidade apresentando topo largo e plano (DALRYMPLE & CHOI, 2007).

Baseado nas evidências disponíveis, DALRYMPLE & CHOI (2007) observaram que em geral, os bancos de maré alongados migram lateralmente, ou seja, transversalmente às correntes dominantes e não na direção destas como sugerido por outros autores. Dessa forma, o comportamento dos bancos de maré é similar ao das barras de meandro. Como em todos os canais, naqueles com influência de maré, a corrente mais forte tende a se concentrar na parte de maior profundidade do canal. Assim, estes canais se comportam como rios meandantes e migram lateralmente, com erosão ocorrendo na curvatura externa do meandro e deposição no banco de maré (análogo à barra de meandro em rios) que ocupa a parte interna da curva. Além disso, a migração lateral também pode ser explicada pelo fato dos bancos de maré alongados estarem orientados segundo um ângulo ligeiramente oblíquo às correntes predominantes, de modo que seu lado exposto é erodido pela corrente dominante (mais forte), enquanto que a deposição ocorre no lado oposto, causando a migração da barra numa direção oblíqua à jusante (Figura 17).

Em sistemas de escoamento delimitados lateralmente, como canais de maré, estuários e rios, formas de fundo podem se desenvolver de forma mais abundante do que em locais não confinados como na plataforma. A geração de pequenas formas de fundo, como rugas ou dunas, são substancialmente influenciadas pelos contornos laterais, uma vez que a dinâmica dessas formas de fundo é essencialmente relacionada à estrutura horizontal do escoamento. DRONKERS (2004) faz uma distinção das características principais de bancos presentes na plataforma e em estuários.

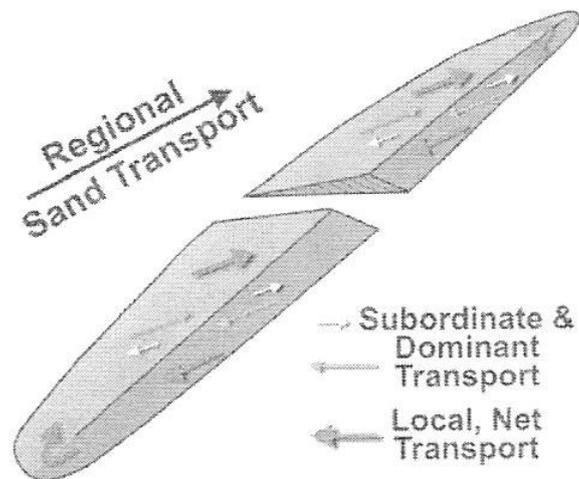


Figura 17. Representação esquemático do escoamento oblíquo a um banco e transporte de sedimento associado (DALRYMPLE & CHOI, 2007).

A morfologia das formas de fundo de grande escala, como os bancos, são diferentes em escoamentos delimitados lateralmente e não confinados, assim como seu mecanismo de geração. Provavelmente, a maioria dos bancos em canais de maré e rios surjam inicialmente como instabilidades livres, porém, seu desenvolvimento posterior é fortemente influenciado por restrições topográficas impostas ao escoamento. Como essas restrições são diferentes de lugar para lugar, os padrões observados são conseqüentemente menos regulares do que os verificados nos bancos de plataforma, tornando, muitas vezes, difícil a identificação do mecanismo de geração inicial de bancos completamente desenvolvidos. Além disso, a perturbação do escoamento e o gradiente de transporte de sedimento em escoamentos delimitados é muito maior do que em escoamentos não confinados, com isso, a escala de tempo para o crescimento dos bancos é muito menor. Similar ao que ocorre no mar, formas de fundo de pequena e de larga escala coexistem, rugas, "megaripples" e dunas são freqüentemente sobrepostas umas às outras e em bancos muito maiores.

3.2 Mecanismos de formação e manutenção

Nas seções anteriores foi apresentada brevemente uma classificação dos diferentes tipos de banco de areia, uma descrição das principais características dos bancos e alguns indícios de seu processo de formação. Nesta seção será dado maior enfoque aos mecanismos encontrados na literatura mais relevantes para explicar a formação e

manutenção dos bancos de areia em especial aqueles que possam estar relacionados aos bancos encontrados na foz do Amazonas.

3.2.1 Escoamento secundário

O escoamento secundário ocorre na direção perpendicular a do escoamento principal, cuja direção é definida como a do escoamento médio na vertical. As principais causas desse tipo de escoamento são a batimetria e a força de Coriolis, esta última não será abordada admitindo-se que não possui relevância uma vez que a região de estudo se encontra nas proximidades do equador.

As forças atuantes numa partícula do escoamento que se move através de um meandro ou no entorno de um banco são: a força centrífuga e a força devido à diferença de pressão causada pela inclinação do nível d'água. A força centrífuga depende da velocidade na direção do escoamento principal, e, portanto, é maior na superfície do que no fundo. Isto explica porque a força resultante é dependente da profundidade e direcionada para a curva externa na superfície e para a interna no fundo, conforme mostra Figura 18. Este fenômeno pode ser relevante em escoamentos de maré, como o transporte de sedimentos está concentrado na camada inferior da coluna d'água, esta circulação transversal tem um efeito erosivo na curva de maior raio e gera sedimentação na curva de menor raio.

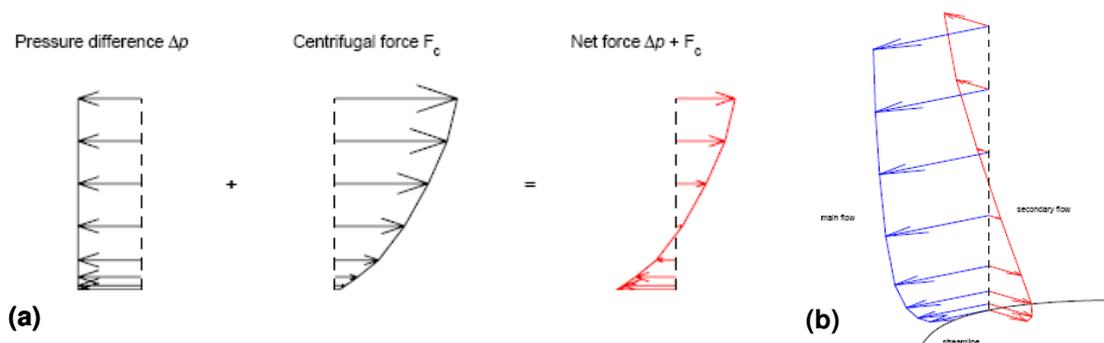


Figura 18. (a) Distribuição da força devido à diferença de pressão, força centrífuga e força resultante na direção transversal, (b) Distribuição de velocidade para o escoamento principal e secundário (COEVELD, 2002).

Além do desnível no sentido transversal, o nível d'água também apresenta uma inclinação longitudinal, originando a circulação residual longitudinal do escoamento. Esta circulação é divergente nas curvas e convergente sobre os bancos, causando o mesmo efeito da circulação transversal, erosão no lado côncavo e deposição no convexo. Na Figura 19, mostra uma esquematização das circulações residuais transversais e longitudinais do escoamento.

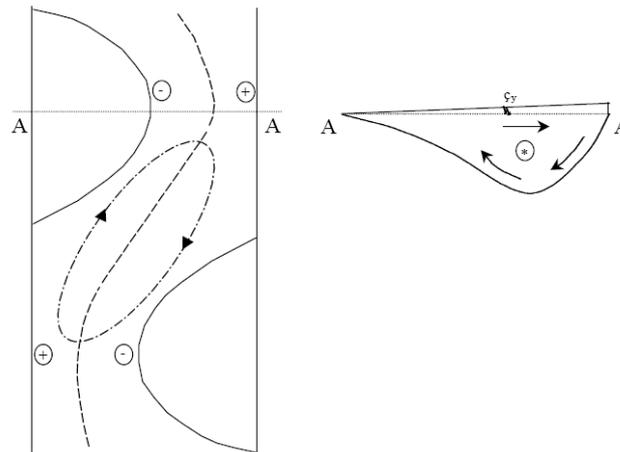


Figura 19. Situação idealizada de um sistema de bancos e canais com indicação da circulação residual longitudinal e transversal do escoamento (STIVE E WANG, 2003).

3.2.2 Canais de enchente e vazante

HARRIS (1988) numa revisão de formas de fundo de grande escala, concluiu que em geral, bancos de areia lineares estão associados à foz de estuários de macro-maré, que caracteristicamente possuem uma rápida convergência topográfica em direção à montante. Isso cria uma amplitude de maré crescente, e o atrito no leito causa uma defasagem na progressão da maré ao longo do estuário. As correntes de maré crescem em direção à montante com considerável assimetria durante a propagação da maré. Em locais onde em geral as áreas rasas são completamente submersas mesmo na baixamar, a maré de enchente se concentra no canal principal, mas nas áreas rasas as correntes de vazante excedem as de enchente. Assim, os canais tendem a ser dominados pela enchente enquanto as áreas rasas pela vazante.

Existe um gradiente de transporte de areia para o interior do estuário, e a areia importada para o estuário aumenta a área das planícies de maré. Isto irá influenciar a

assimetria das correntes de maré a qual depende da mudança do formato da seção transversal do escoamento, do volume de água necessário para a elevação do nível d'água, e da variação do atrito. Entretanto, em direção à montante, onde existem extensivas planícies de maré, a combinação da assimetria na curva de maré e das áreas expostas na baixamar produz uma corrente residual de enchente nas planícies de maré, mas nos canais correntes dominadas pela vazante se desenvolvem. A consequência é que existe tipicamente uma mudança de dominância das correntes à medida que se progride no interior do estuário, com a tendência de canais dominados pela enchente próximos à foz evitarem os canais de vazante à montante, levando a convergência do transporte de arrasto. Com isso, bancos se formam entre os canais, e circulações horizontais de água e sedimento são criadas.

HIBMA et al. (2003) através de uma simulação numérica 2DH investigaram a formação do padrão de bancos e canais num estuário esquemático arenoso, não estratificado e dominado por maré e observaram um padrão similar ao descrito aqui. O modelo é forçado com uma maré semidiurna e com perturbações no leito da ordem de 5% da profundidade. As primeiras ondulações surgem nas áreas mais rasas, nas regiões mais profundas a formação é mais lenta, porém com comprimentos de onda maiores. O padrão de bancos e canais desenvolve um canal de vazante meandrante e canais dominados por enchente interrompidos por bancos (Figura 20), conforme a configuração descrita. Esse padrão de bancos e canais evolui mostrando migração e aumento dos comprimentos de onda até 100 anos de simulação quando essas estruturas seguem relativamente estáveis nos 20 anos subseqüentes da simulação.

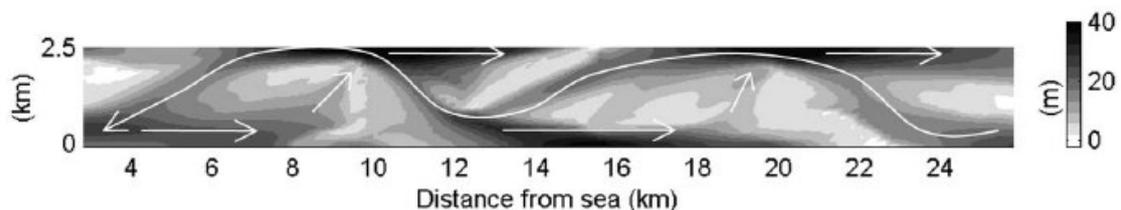


Figura 20. Canal de vazante meandrante e canais dominados por enchente interrompidos por bancos. As trajetórias indicam a direção da velocidade residual (HIBMA et al., 2003).

De acordo com HIBMA *et al.* (2003) a formação de canais e bancos em estuários não pode ser sempre atribuída à variações espaciais e temporais de forçantes externas e devem ser portanto, uma manifestação inerente do sistema. E, indica que o mecanismo

responsável pela formação dos bancos e canais é provavelmente um mecanismo de retroalimentação positiva entre corrente e batimetria. As perturbações iniciais do leito induzem pequenas perturbações no campo de velocidades, que impactam o transporte de sedimentos e finalmente mudanças no leito. Assim, a morfologia final é resultado da própria batimetria. Nesse mesmo estudo, foi observado pela simulação de um cenário sem perturbações no leito, que essas estruturas são fundamentais para a formação dos bancos e canais.

3.2.3 Obliquidade do banco em relação ao escoamento

O fato de os bancos de areia estarem geralmente inclinados em relação ao eixo principal dos escoamentos de maré foi investigado por HUTHNANCE (1973 apud DYER & HUNTLEY, 1999) através de equações hidrodinâmicas integradas na vertical. Foi evidenciado que tais escoamentos sobre bancos criam um escoamento residual no sentido horário ao redor de um banco inclinado a um ângulo de 30° a 60° no sentido anti-horário em relação ao eixo principal do escoamento no Hemisfério Norte.

Em um estudo posterior, HUTHNANCE (1982) utilizou as mesmas equações hidrodinâmicas, mas acopladas a uma equação simplificada de transporte de arrasto para estudar a estabilidade do leito à perturbações impostas na batimetria. Inicialmente, foi assumida a presença de uma ondulação no leito de pequena amplitude com contornos fazendo um ângulo θ com a direção do pico da corrente. O estudo mostrou que uma grande variação de comprimentos de onda iniciais cresceriam em amplitude e que a taxa de crescimento seria uma função do comprimento de onda e do ângulo θ . Foi identificado então, que as perturbações com crescimento mais rápido foram aquelas cujos contornos batimétricos se encontravam inclinadas a 27.8° em relação ao eixo principal do escoamento e que o espaçamento entre as formas de fundo dominantes era da ordem de 250 vezes a profundidade média. Contudo, foi observada uma grande dispersão nos valores de α que foi atribuída a influências externas como a proximidade e orientação da linha de costa adjacente.

Assim como HUTHNANCE (1982), HIBMA et al. (2004) mostrou que a presença inicial de irregularidades no leito são suficientes para formar e manter bancos lineares. Através da modelagem morfodinâmica e utilizando uma batimetria idealizada,

determinou o comprimento de onda (espaçamento) dominante dos bancos desenvolvidos, ou seja, daqueles que apresentaram crescimento exponencial ao longo dos anos simulados. E, evidenciou que a taxa de crescimento é uma função da velocidade do escoamento, largura e profundidade do canal. O desenvolvimento morfológico durante a simulação sugeriu que o padrão de bancos e canais evolui para um estado de equilíbrio único, independente das perturbações iniciais.

A aceleração e refração do escoamento sobre bancos é uma forma simples para se explicar o crescimento de bancos oblíquos em relação ao escoamento dominante. Bancos alinhados perpendicularmente à direção do escoamento apresentam aceleração do escoamento através da crista, de forma a satisfazer a continuidade, dificultando a deposição de areia ao longo da crista. Já sob fluxo oblíquo, a componente perpendicular ao banco acelera similarmente; no entanto, a componente paralela ao banco sofre atrito e desacelera sobre a crista, facilitando a deposição de areia. Com isso, o vetor da corrente se direciona à crista conforme o escoamento se aproxima desta (Figura 21). No lado de jusante (em relação à direção do escoamento) do banco, a velocidade do escoamento, reduzida pelo atrito sobre o banco, causa sedimentação. No caso de escoamento de maré haverá convergência na direção da crista (DYER & HUNTLEY, 1999).

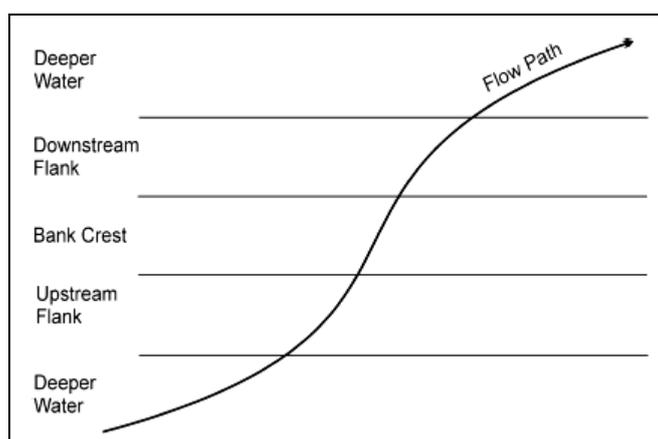


Figura 21. Representação da refração esperada da corrente ao atravessar um banco (DYER & HUNTLEY, 1999).

A evolução de bancos inclinados em relação ao escoamento também é geralmente explicada em termos de vorticidade. O atrito no fundo é responsável por gerar vorticidade quando o fluxo encontra um obstáculo no leito oblíquo à direção do

escoamento. Esse efeito sobre a coluna d'água será maior quanto menor for a profundidade. Então, quando um banco de areia está orientado no sentido anti-horário com relação ao escoamento as marés de vazante e enchente serão responsáveis pela geração de vorticidade negativa ou no sentido horário na porção esquerda do banco, considerando-se a perspectiva da corrente atuante, e no sentido anti-horário na porção direita, conforme Figura 22. Dessa forma, o efeito resultante da vorticidade será no sentido horário, uma vez que a maior parte do banco encontra-se sob ação da vorticidade negativa e irá produzir uma circulação residual ao redor do banco que irá contribuir para o aprisionamento de sedimento e, portanto, para a manutenção e evolução do banco. Se o banco estiver alinhado no sentido horário com relação ao escoamento, analogamente será produzida uma vorticidade resultante e circulação residual no sentido oposto.

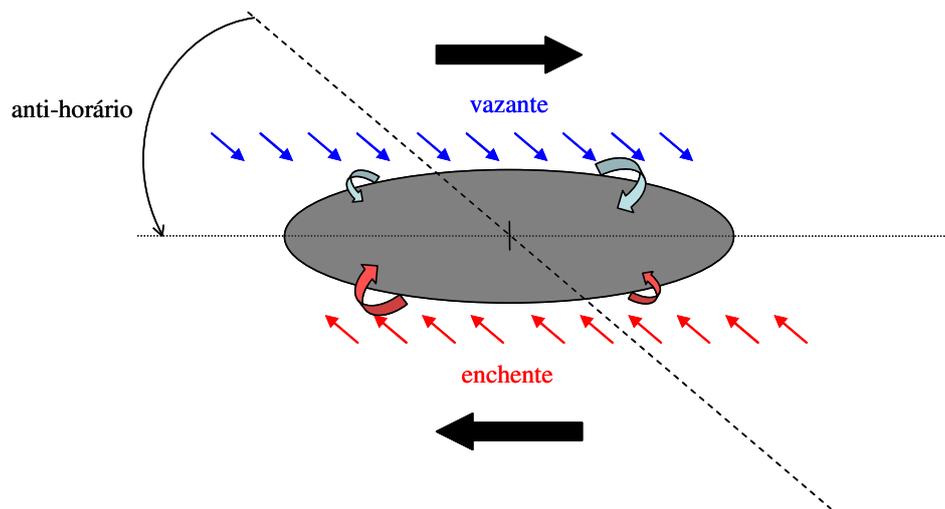


Figura 22. Geração de vorticidade na vizinhança de um banco de areia inclinado no sentido horário com relação ao escoamento devido ao atrito no fundo.

O efeito da força de Coriolis irá majorar o efeito da vorticidade gerada por um banco orientado no sentido anti-horário no Hemisfério Norte, enquanto diminuirá o efeito da vorticidade se o banco estiver alinhado no sentido oposto no mesmo Hemisfério (ZIMMERMAN, 1981 apud PATTIARATCHI & COLLINS, 1987). Segundo a teoria de HUTHNANCE (1982) para o crescimento de bancos de areia esse efeito extra produzido pela força de Coriolis fará com que os bancos orientados no sentido anti-horário cresçam mais rapidamente no Hemisfério Norte e, portanto, prevaleçam. No entanto, como o efeito do atrito é função do quadrado da velocidade, enquanto que o efeito de Coriolis cresce apenas linearmente com a velocidade, a importância relativa do

termo de Coriolis decresce com o aumento da velocidade. Logo, no caso dos bancos da foz do Amazonas que estão localizados próximos ao Equador e estão sob influência de grandes velocidades, esse efeito adicional pode ser considerado desprezível. No caso do Amazonas, por exemplo, os bancos presentes na foz se orientam no sentido anti-horário, conforme será mostraddo no capítulo 6.

3.2.4 Bancos associados à promontórios

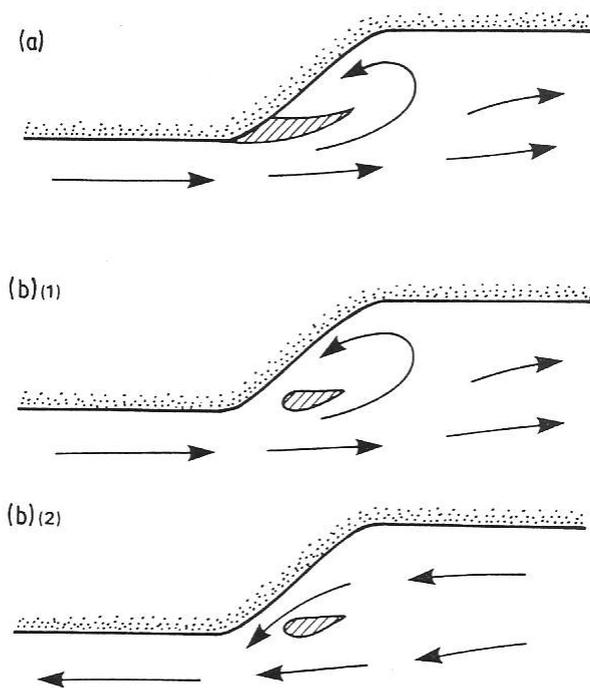


Figura 23. Explicação hipotética para a formação de bancos associados à promontórios (BELDERSON et al., 1982).

Os bancos associados a promontórios em geral, possuem poucos quilômetros de extensão e são geralmente os menores dos bancos de areia. Sua origem é diferente dos demais bancos, uma vez que são causados pela presença de obstáculos fixos, assim, podem se desenvolver não só abrigados por promontórios, mas por ilhas e bancos rochosos submersos, por exemplo. Em planta, os menores possuem formato similar a uma pêra, com a extremidade mais larga e rasa voltada para o obstáculo de origem, já a extremidade oposta apresenta face mais íngreme. O banco é separado do promontório por um canal estreito e profundo. Conforme os bancos crescem e interagem com o campo do escoamento, eles se modificam apresentando um formato mais alongado. Uma explicação simples para a formação deste tipo de feição morfológica é proposta

por BELDERSON ET AL. (1982) na Figura 23, que supõe que um pontal arenoso que normalmente estaria conectado a um promontório sob uma corrente unidirecional, é, em um regime de maré, destacado deste pelo escoamento bidirecional de maré concentrado localmente adjacente ao promontório.

3.2.5 Defasagem entre a tensão de atrito no fundo e a batimetria

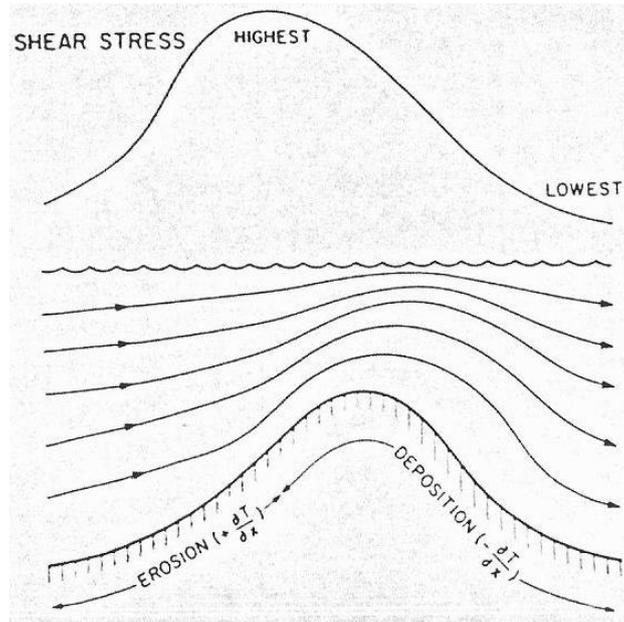


Figura 24. Defasagem entre a tensão de atrito no fundo e a batimetria (SWIFT & FIELD, 1981 apud PATTIARATCHI & COLLINS, 1987).

SMITH (1969) estudou as formas de fundo não alinhadas ao escoamento e sugeriu que a componente do escoamento transversal ao banco é importante para a formação e manutenção do banco. Através da equação da continuidade para o transporte de arrasto bidimensional ($\partial h/\partial t = -k \partial \tau/\partial x$) mostrou que haverá deposição no leito quando a tensão de cisalhamento diminuir na direção x (Figura 24), uma vez que se espera que a taxa do transporte por arrasto seja relacionada a alguma potência da tensão de fundo. Similarmente, o leito irá erodir quando a tensão de cisalhamento aumentar em x . Um banco crescerá se o sedimento é depositado na crista.

De acordo com o exposto, a condição para o crescimento do banco é satisfeita se a máxima tensão de cisalhamento ocorrer à montante (em relação à direção do escoamento) da crista. Todavia, desconsiderando-se o efeito da inércia espera-se que a tensão de atrito máxima ocorra onde a profundidade é mínima, ou seja, sobre a crista do

banco. No entanto, se a inércia do escoamento é incluída, a tensão de atrito máxima ocorre à montante da crista. Assim, no talude de montante até o ponto onde a tensão de cisalhamento é máxima, ocorrerá erosão, a partir daí, onde $\partial\tau/\partial x$ é negativo, ocorrerá deposição. Assim, é esperado que uma forma de fundo incipiente migre para jusante num escoamento unidirecional, mas num escoamento de maré espera-se que o transporte de sedimentos convirja para a crista.

4 HISTÓRICO BATIMÉTRICO DA BARRA NORTE DO RIO AMAZONAS

4.1 Metodologia

Para análise da evolução batimétrica da região de estudo, foram utilizadas dez edições da carta náutica DHN nº 201 e suas versões (Tabela 1), totalizando vinte cartas. Esse material foi digitalizado através do uso de uma mesa digitalizadora originando arquivos digitais com uma profundidade estabelecida para cada par de coordenadas geográficas.

Tabela 1. Lista das cartas náuticas DHN nº 201 disponíveis para o estudo.

Carta DHN nº 201	Data da edição	Ano do levantamento
1) 1ª edição - v.01	12/11/1956	1955
2) 1ª edição - v.02		-
3) 1ª edição - v.03		-
4) 1ª edição - v.04		-
5) 1ª edição - v.05		1966
6) 1ª edição - v.06		1970
7) 2ª edição - v.01	7/11/1971	1971
8) 3ª edição - v.01	15/12/1972	-
9) 3ª edição - v.02		-
10) 4ª edição - v.01	30/08/1976	1975
11) 4ª edição - v.02		-
12) 5ª edição - v.01	15/08/1981	1980
13) 6ª edição v.01	15/10/1983	1987
14) 6ª edição v.02		-
15) 7ª edição - v.01	30/04/1984	1988
16) 8ª edição - v.01	15/08/1992	1991
17) 8ª edição - v.02		-
18) 9ª edição - v.01	30/05/1996	1995
19) 9ª edição - v.02		-
20) 10ª edição - v.01	02/02/2001	2000

Cabe ressaltar porém, que nem todas as cartas listadas na Tabela 1 foram utilizadas, pois algumas não contribuíam com informação adicional relevante para a análise da evolução batimétrica da área deste estudo. Isto se deve ao fato de que uma nova edição

ou versão da carta não implica necessariamente na atualização dos dados batimétricos. Em alguns casos, por exemplo, uma nova versão contém apenas alterações no que se refere à sinalização e ao balizamento do canal de navegação. E, mesmo nos casos em que novos levantamentos hidrográficos são realizados, na maioria das vezes, estes não abrangem a totalidade da área da carta náutica, então, é preciso distinguir as áreas onde não houveram modificações batimétricas daquelas que não foram contempladas no levantamento.

Na Figura 25 é exemplificada o diagrama da carta náutica DHN nº 201, contendo o mosaico de levantamentos realizados em escalas espaciais distintas e em diferentes períodos. Este diagrama e outras observações presentes nas cartas permitiram a identificação do ano em que os levantamentos foram realizados. Esta informação está disponível na Tabela 1 apenas para as cartas selecionadas para integrar o histórico batimétrico analisado neste trabalho.

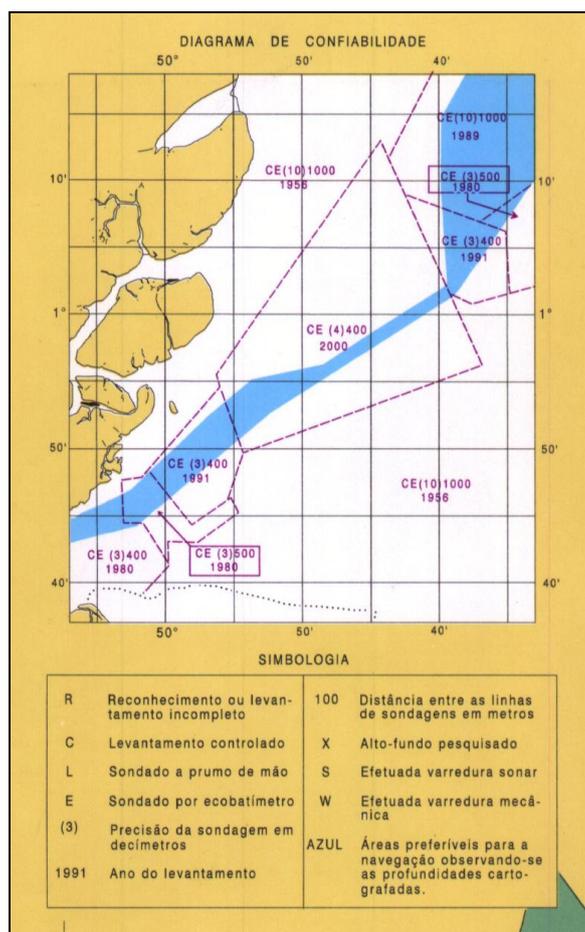
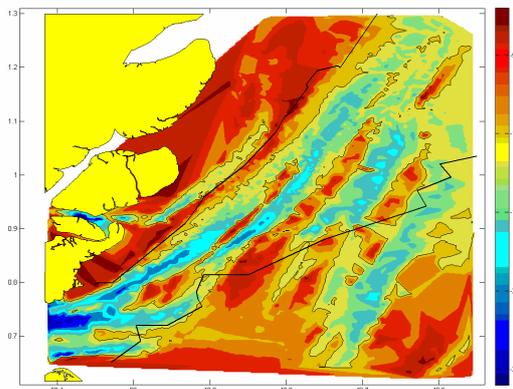
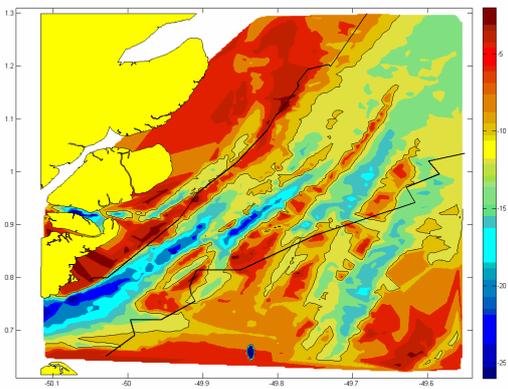


Figura 25. Diagrama de confiabilidade retirado da 10ª edição da carta náutica DHN nº 201, indicando a área de abrangência e o ano dos levantamentos hidrográficos realizados na região.

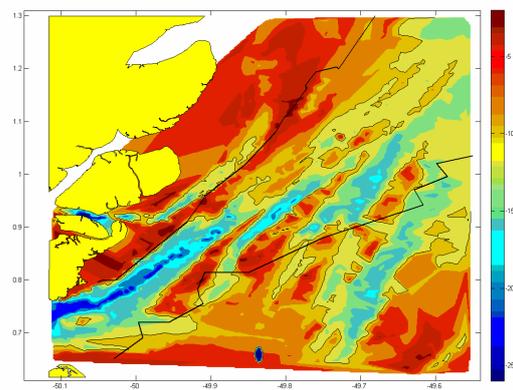
Além desses dados, a DHN disponibilizou em meio digital os dados batimétricos coletados durante os levantamentos hidrográficos realizados nos anos de 2001, 2003, 2004, 2006 e 2007 ao longo do Canal Norte na área em que são encontrados os bancos de areia. Esse conjunto de dados foi interpolado para uma malha regular com o uso do software Matlab da MathWorks Inc. para a geração de mapas de isolinhas de profundidade mostrados na Figura 26, com destaque para a isolinha de 10 m de profundidade. Da mesma forma que ocorreu com as cartas, nem todos os dados dos levantamentos disponibilizados pela DHN a partir de 2001 foram utilizados. O levantamento do ano de 2007 foi descartado por abranger uma área reduzida que não possibilitou a identificação completa de nenhum banco. Para estes dados foram disponibilizadas as datas exatas dos levantamentos.



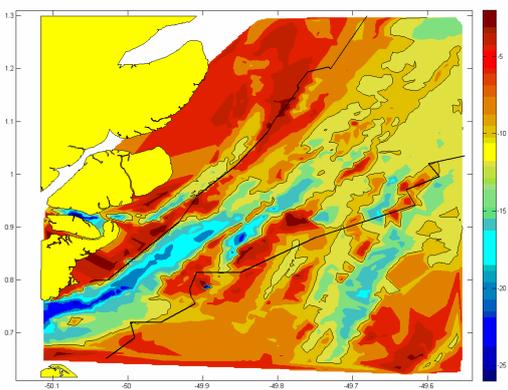
(a) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (1ª edição - v.01 de 1955).



(b) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (1ª edição - v.05 de 1966).

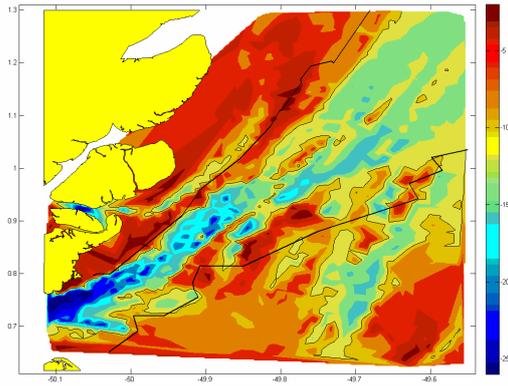


(c) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (1ª edição - v.06 de 1970).

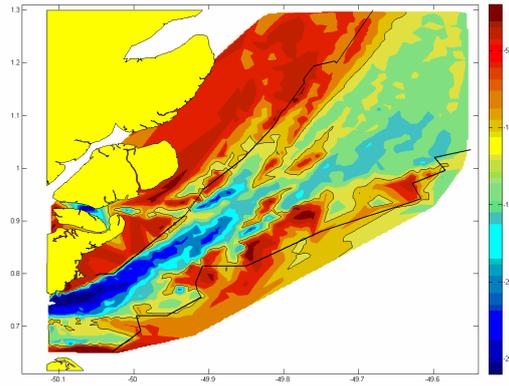


(d) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (2ª edição - v.01 de 1971).

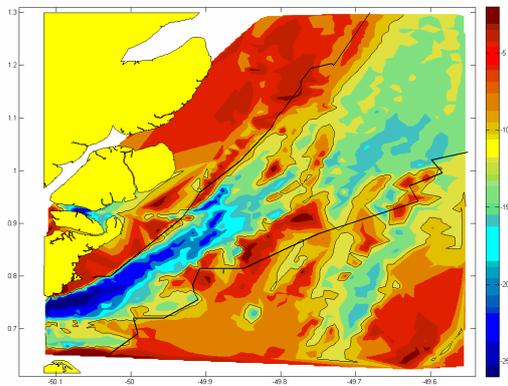
Figura 27. Mapa batimétrico em escala de cores dos dados disponíveis para o estudo, com destaque para isolinha de 10m que definem os bancos.



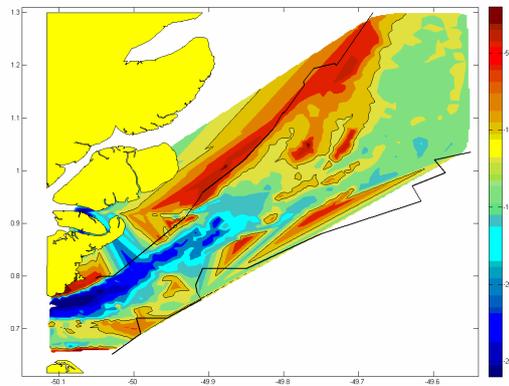
(e) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (4ª edição - v.01 de 1975).



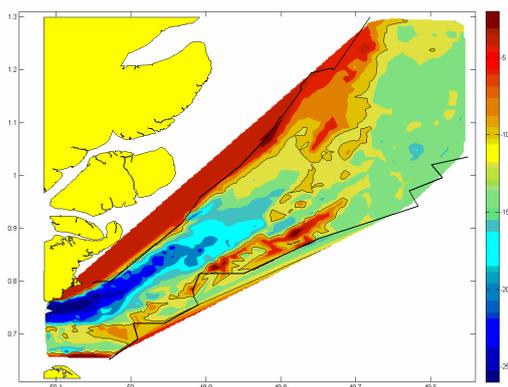
(f) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (5ª edição - v.01 de 1980).



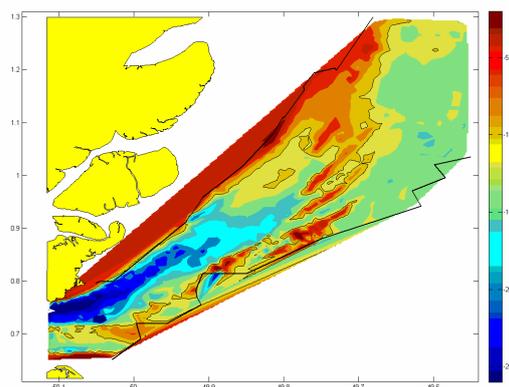
(g) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (6ª edição - v.01 de 1987).



(h) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (7ª edição - v.01 de 1988).

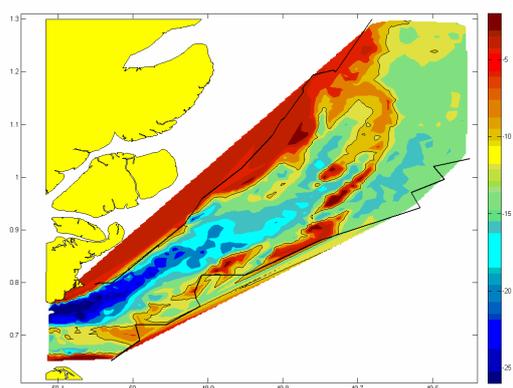


(i) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (8ª edição - v.01 de 1991).

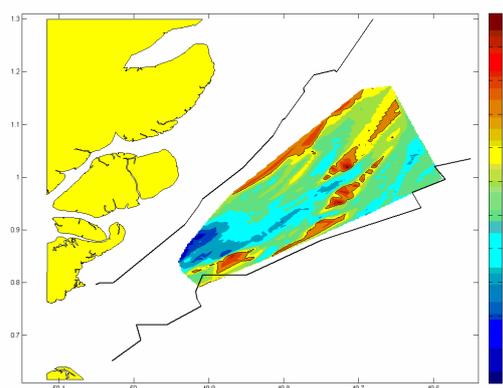


(j) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (9ª edição - v.01 de 1995).

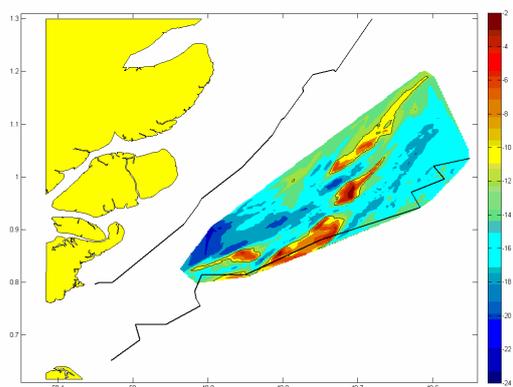
Figura 27. Mapa batimétrico em escala de cores dos dados disponíveis para o estudo, com destaque para isolinha de 10m que definem os bancos. (continuação)



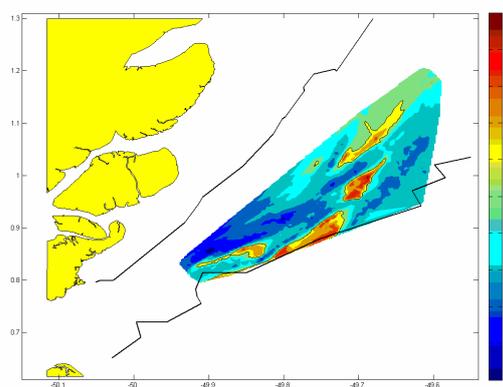
(k) Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (10ª edição - v.01 de 2000).



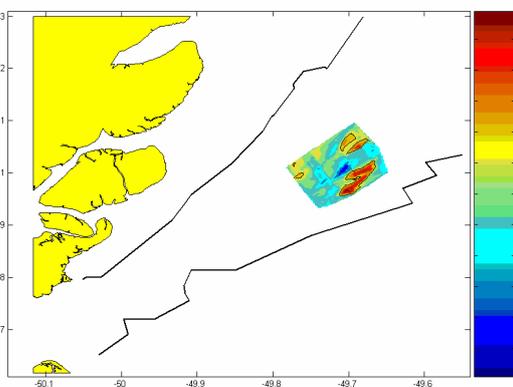
(l) Mapa batimétrico do levantamento hidrográfico realizado em 2001.



(m) Mapa batimétrico do levantamento hidrográfico realizado em 2003.



(n) Mapa batimétrico do levantamento hidrográfico realizado em 2004.



(o) Mapa batimétrico do levantamento hidrográfico realizado em 2006.

Figura 26. Mapa batimétrico em escala de cores dos dados disponíveis para o estudo, com destaque para isolinha de 10m que definem os bancos. (continuação)

Para que a observação da evolução dos bancos ao longo do tempo fosse possível, o primeiro passo dado foi o estabelecimento dos seus limites. Neste estudo, adotou-se a isolinha de 10 m como contorno dos bancos. Em seguida, o centro de massa dos bancos foram calculados e seus deslocamentos observados ao longo do tempo para a obtenção de uma estimativa para sua taxa e direção de migração.

Uma vez identificada sua geometria, foi possível o conhecimento das dimensões características (comprimento, largura e altura), do volume de sedimentos e da orientação dos bancos no canal. Para determinação do comprimento, foi usada uma rotina Matlab que define o menor retângulo que circunscreve uma área (no caso deste trabalho o banco), conforme Figura 27. O comprimento (L) do banco foi definido como sendo a diagonal deste retângulo e o ângulo que esta diagonal faz com a direção x a orientação (α) do banco no canal. Para o estabelecimento das demais dimensões do banco foi feita a hipótese de que o formato do banco se aproxima ao de um semi-elipsóide. Então, conhecendo-se a área (A) e o comprimento, calcula-se a largura (B) e a altura (H) é determinada a partir do volume (V) e da área.

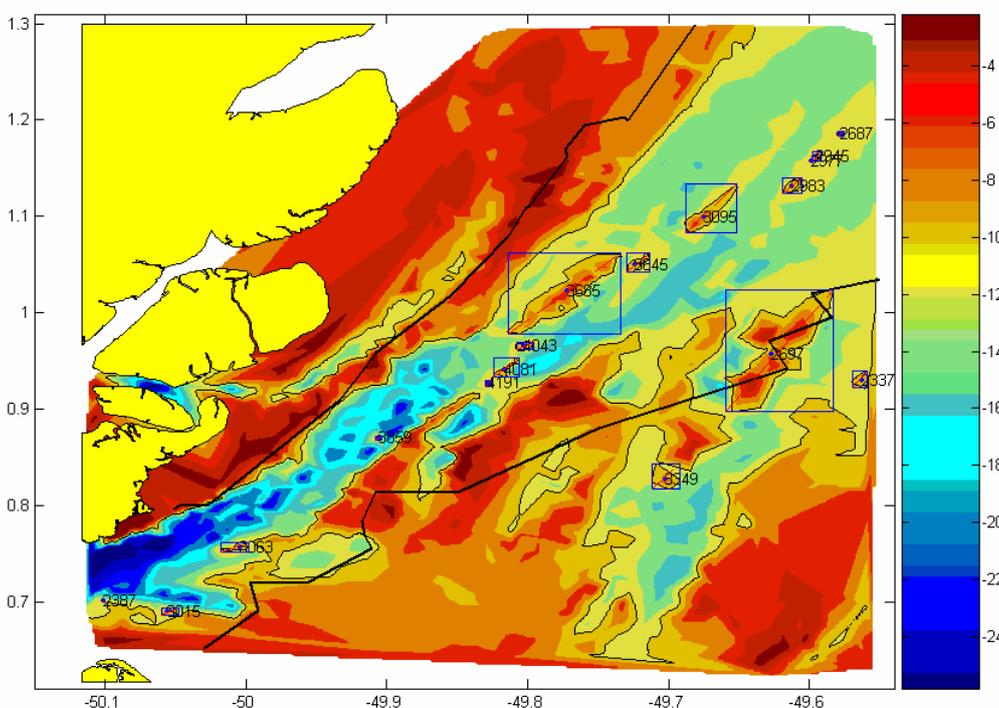


Figura 27. Mapa batimétrico da carta náutica DHN nº 201 (4ª edição - v.01 de 1975), com destaque para os retângulos (em azul) usados para definição do comprimento (em vermelho) dos bancos.

4.2 Análise dos dados batimétricos

4.2.1 Caracterização dos bancos

O histórico batimétrico, analisado nesta seção, compreende aproximadamente 50 anos de dados (1955 a 2006). A partir dos dados apresentados na Figura 26 e seguindo a metodologia descrita na seção anterior, foram calculadas as principais características

dos bancos e apresentadas na Tabela 2. Pode-se observar que os bancos possuem comprimento médio de 13.5 km com um desvio padrão 6km, largura média de 2 km e desvio de 1km, altura média de 4 m (acima da isolinha de 10 m de profundidade) e desvio de 2 m. Além das dimensões características também são calculados o volume e o peso (considerando $p= 0,4$ e $\rho_s= 2650 \text{ kg/m}^3$, a porosidade da areia e a densidade do quartzo respectivamente) dos bancos que são da ordem de $5.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ e $5.9 \times 10^7 \text{ t}$ respectivamente.

Outra característica observada foi a orientação α (em relação à direção x) segundo a qual os bancos estavam alinhados cuja a média é de 47.5° e desvio padrão de 10° . A distribuição dos bancos analisados e sua orientação estão apresentados na Figura 28. A predominância de bancos cujos eixos estão alinhados dentro de uma mesma faixa (38° a 57°) evidencia a existência de um padrão segundo o qual os bancos buscam atingir uma situação de equilíbrio dinâmico se orientando de acordo com uma orientação preferencial. Esta hipótese será testada e discutida no capítulo 6, destinado aos resultados das simulações morfodinâmicas.

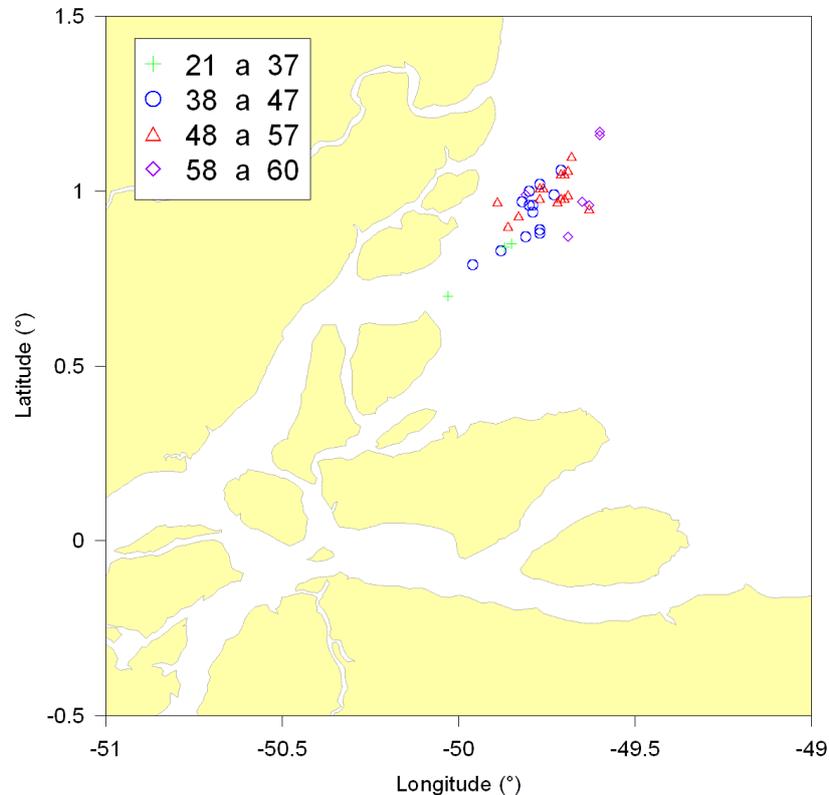


Figura 28. Mapa de distribuição da orientação dos bancos ao longo do domínio de estudo.

Tabela 2. Principais características dos bancos apresentados na Figura 26 identificados através da metodologia descrita na seção 4.1.

Banco	Ano	Volume V (x 10 ⁶ m ³)	Peso P (x 10 ⁶ t)	Orientação α (°)	Comprimento L (m)	Largura B (m)	Altura H (m)
1	1955	67.7	71.8	57.91	15.38	2.42	4.43
2		114.3	121.1	60.26	19.58	3.42	4.15
3		9.5	10.1	20.77	6.85	1.71	1.97
4		125.6	133.1	42.99	17.81	3.19	5.38
5		53.8	57.0	58.13	9.62	2.92	4.66
6		50.1	53.2	51.67	12.10	1.37	7.36
7		43.4	46.0	60.26	10.68	1.96	5.03
8	1966	15.0	15.9	47.94	12.19	1.48	2.02
9		4.7	4.9	41.42	5.01	1.59	1.43
10	1970	9.3	9.9	57.60	13.60	1.45	1.15
11		48.5	51.4	43.19	14.84	2.48	3.20
12	1971	94.1	99.7	58.50	16.06	3.07	4.64
13		8.2	8.6	50.19	6.90	0.91	3.16
14	1975	121.7	129.0	58.90	16.24	3.64	5.00
15		9.9	10.5	54.25	6.80	1.20	2.94
16		45.5	48.2	46.40	12.81	2.46	3.51
17	1980	41.2	43.7	54.34	12.50	2.21	3.62
18		49.8	52.7	51.84	7.86	2.36	6.52
19	1987	120.4	127.6	55.84	14.94	3.77	5.19
20		7.0	7.4	39.56	6.59	1.09	2.37

Tabela 2. Principais características dos bancos apresentados na Figura 26 identificados através da metodologia descrita na seção 4.1. (continuação)

Banco	Ano	Volume V (x 106 m³)	Peso P (x 106 t)	Orientação α (°)	Comprimento L (m)	Largura B (m)	Altura H (m)
21	1988	6.3	6.7	40.24	7.52	1.12	1.81
22		4.6	4.8	40.76	8.45	1.28	1.02
23	1991	9.4	9.9	55.49	8.57	1.68	1.58
24		281.6	298.5	38.89	33.76	3.63	5.59
25		2.9	3.0	49.40	10.18	1.23	0.56
26		4.5	4.8	39.81	6.90	1.03	1.56
27	1995	168.2	178.3	44.25	23.73	2.59	6.66
28		75.6	80.2	41.26	16.74	2.06	5.34
29		3.0	3.2	42.14	6.25	1.29	0.90
30	2000	193.1	204.7	42.24	22.67	2.64	7.85
31		90.8	96.3	40.99	17.84	2.54	4.87
32	2001	28.6	30.3	51.34	14.14	1.25	3.94
33		31.5	33.3	55.62	20.33	1.34	2.80
34		19.8	21.0	28.71	10.57	1.38	3.30
35	2003	49.2	52.2	54.34	25.00	1.71	2.80
36		78.7	83.4	53.53	12.63	1.75	8.66
37		33.3	35.3	25.08	11.46	1.34	5.27
38	2004	36.2	38.4	54.89	17.27	1.75	2.91
39		66.7	70.7	54.73	11.09	1.98	7.38
40		21.2	22.4	25.56	11.26	1.26	3.64
41	2006	54.8	58.1	54.78	9.19	1.97	7.38

4.2.2 Evolução dos bancos

Como dito anteriormente, a taxa e a direção de migração dos bancos foi estimada através do rastreamento do seu centro de massa que foi obtido para cada banco. Apesar da identificação de 41 bancos, devido às lacunas temporais existentes nos dados, foi possível observar a evolução de apenas quatro bancos. O primeiro, observado no ano de 1966 (Figura 26(b)) e cujos contornos puderam ainda ser identificados no ano de 1970 (Figura 26(c)). Os outros três, observados em 2001 (Figura 26(l)) e cuja evolução pôde ser seguida ao longo dos anos de 2003 e 2004 (Figura 26(m) e (n)). Conforme pode ser visto na Figura 26(o), no ano de 2006 a área sondada durante o levantamento batimétrico permitiu apenas a identificação de um desses bancos.

Nas Figura 29, Figura 30, Figura 31 e Figura 32 é mostrada a batimetria em escala de cores e os bancos destacados em linha preta para os anos de 1970, 2003, 2004 e 2006 respectivamente, nas mesmas figuras são superpostos em linha azul os contornos dos bancos para os anos 1966, 2001, 2003 e 2004 nessa ordem. Ainda são representados por pontos os centros de massa dos bancos e destacado o seu deslocamento no período considerado. Além do centro de massa dos bancos também foi calculado e disponibilizado na Tabela 3: a deposição/erosão (ΔV), o deslocamento total (S), a taxa de migração anual (T) e a direção (β) com que o centro de massa se desloca em relação à direção x .

O acompanhamento do centro de massa dos bancos analisados mostrou que o deslocamento se dá na direção nordeste. É possível observar ainda que o comportamento dos bancos podem ser distinguidos em dois grupos de acordo com a direção de migração e posição que ocupam. O primeiro grupo é formado pelos bancos 1 e 4 que se encontram junto às áreas rasas nas proximidades da margem esquerda do canal e cujos centros de massa migram aproximadamente a 43° . Enquanto que o outro é integrado pelos bancos 2 e 3 que estão posicionados junto à margem direita e se deslocam a 30° em relação à direção x . Isto indica que o posicionamento do banco no domínio provavelmente influi na direção com que este migra, já que os bancos com posicionamentos similares migraram em direções também similares.

É importante diferenciar o ângulo β do ângulo α , enquanto o primeiro exprime a direção com que o centro de massa migra, o segundo fornece a orientação do eixo longitudinal do banco. No caso dos bancos 1 e 4 ambos migravam na direção de 43° , mas no entanto a orientação de seus eixos é respectivamente 46° e 55° . Enquanto isso, os bancos 2 e 3 migram numa trajetória orientada a 30° mas, estão alinhados à 26° e 54° respectivamente.

Diferentes posicionamentos implicam em batimetrias locais distintas e, como se sabe existe uma relação de interdependência entre a batimetria e a hidrodinâmica, então, é razoável se questionar sobre o papel que a hidrodinâmica local desempenha neste processo. Porém, os dados de corrente disponíveis, abordados no capítulo 1, não permitem uma discussão relativa à este assunto neste capítulo que trata apenas dos dados, mais um fator que motivou o uso da modelagem numérica como ferramenta de investigação desta pesquisa.

Pela mesma razão, fica também limitada neste capítulo a identificação dos mecanismos de formação e manutenção dos bancos, uma vez que como visto no capítulo 3, a maioria destes mecanismos estão relacionados ao escoamento. Contudo, pode-se notar que as Ilhas do Curuá e Janaucu (Figura 60) representam obstáculos ao escoamento, criando uma região de sombra com profundidades reduzidas. É nesta região, onde há grande acúmulo de sedimentos, que se percebe a formação de feições morfológicas que indicam o desprendimento de grandes volumes de sedimentos que originarão os bancos (Figura 26), conforme explicado na seção 3.2.4 que trata dos mecanismos que dão origem aos bancos associados à promontórios.

O deslocamento percorrido pelo centro de massa no período entre os dados considerados foi calculado para todos os bancos, com base nesses resultados foi calculada a taxa anual de migração. para o banco identificado entre os anos de 1966 e 1970 (banco 1), a taxa de migração foi estimada numa faixa de valores variando de 1.63 a 2.60 km/a, já que para este período não foi possível a determinação da data dos levantamentos batimétricos. Para todos os outros bancos foi determinada a taxa anual de migração que resultou num valor médio de aproximadamente 1 km/a.

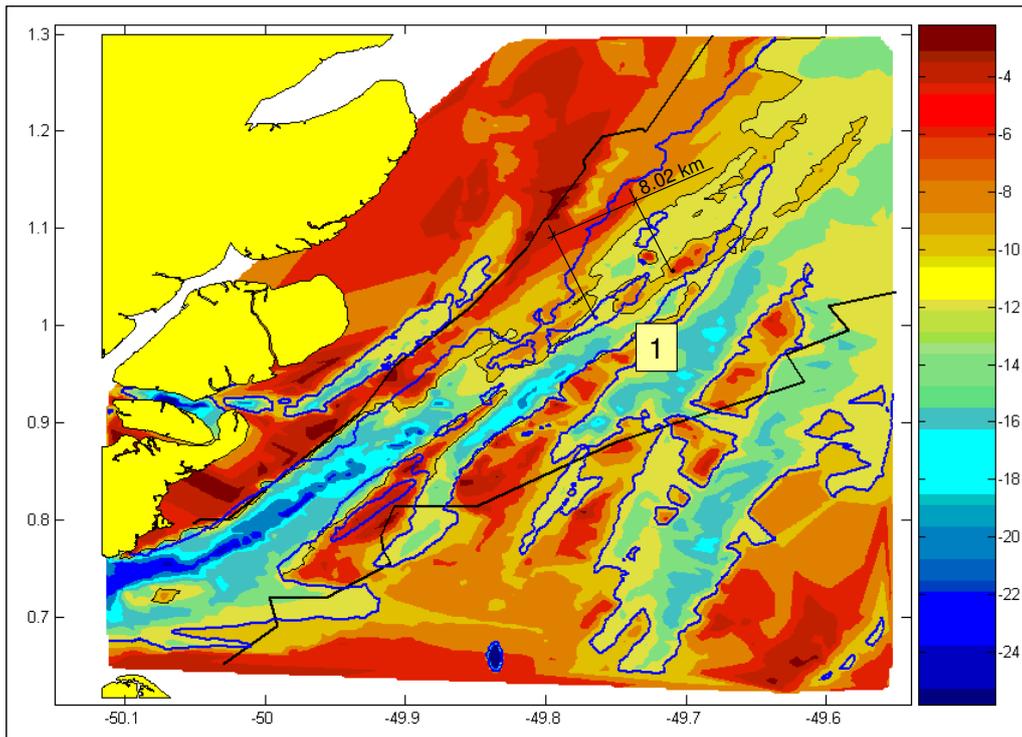


Figura 29. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 1970 com bancos de areia delimitados pela isolinha preta e banco do levantamento de 1966 identificado pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração de aproximadamente 8.02 km neste período e taxa anual de 1.63 a 2.60 km/a (Tabela 3).

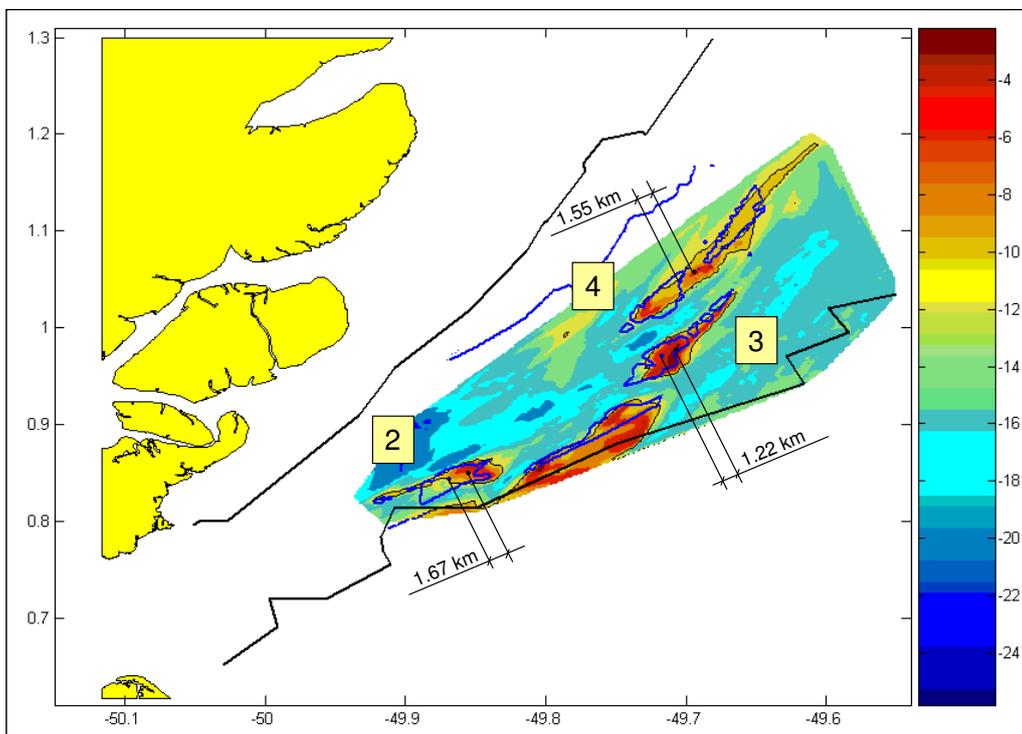


Figura 30. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2003 com os bancos de areia delimitados pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2001 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração média de aproximadamente 1.48 km neste período e taxa anual média de 0.9 km/a (Tabela 3).

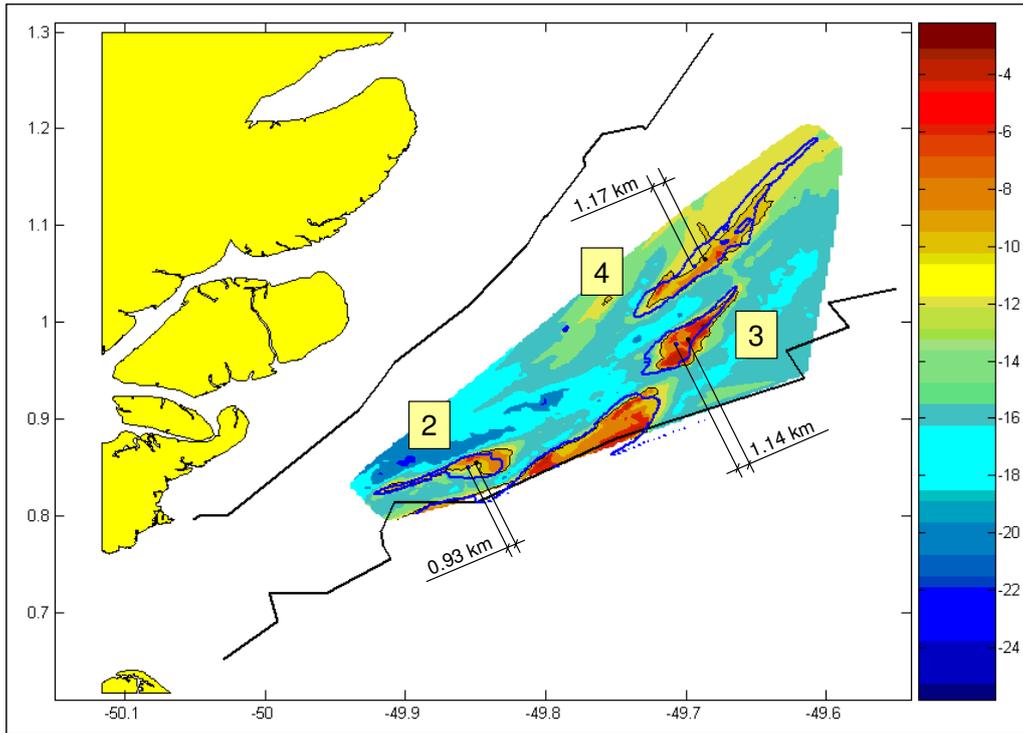


Figura 31. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2004 com os bancos de areia delimitados pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2003 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração média de aproximadamente 1.08 km neste período e taxa anual média de 1 km/a (Tabela 3).

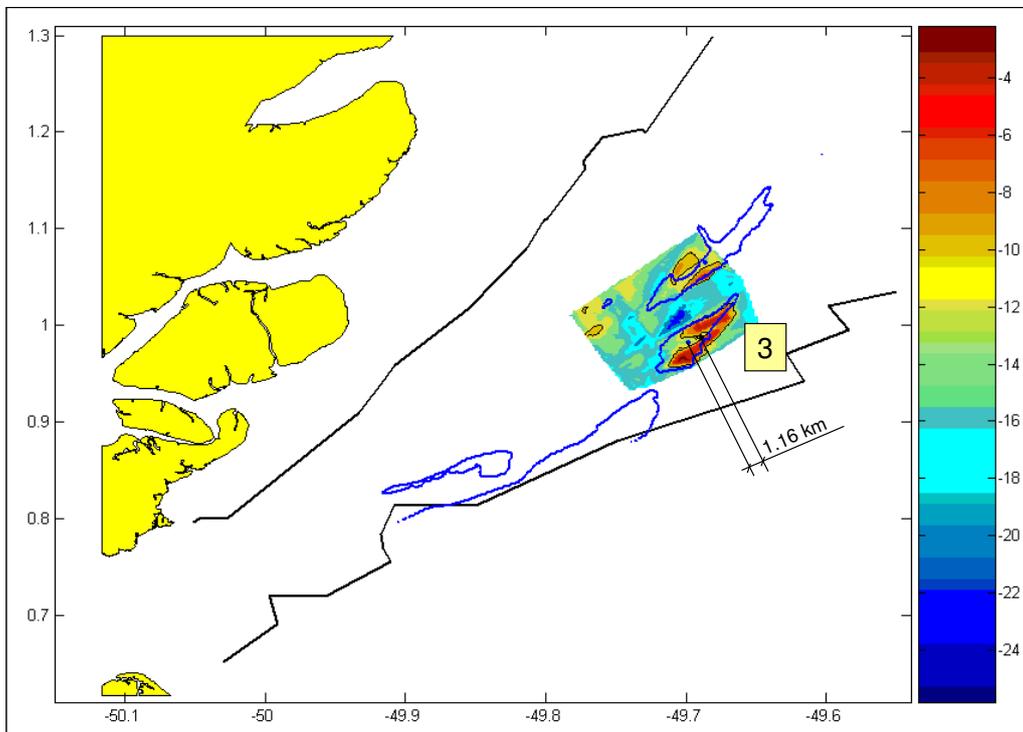


Figura 32. Mapa batimétrico referente ao levantamento hidrográfico realizado em 2006 com um banco de areia delimitado pela isolinha preta e bancos do levantamento de 2004 identificados pela isolinha azul. Centros de massa (pontos) mostrando uma migração de aproximadamente 1.16 km neste período e taxa anual de 0.66 km/a (Tabela 3).

Tabela 3. Resumo da evolução dos bancos.

	Variação do volume ΔV (x 10⁷ m³)	Deslocamento total S (km)	Taxa de migração T (km/ano)	Direção de migração β (°)
<i>Banco 1</i>				
1966 - 1970	3.35	8.02	1.63 a 2.60	41.99
<i>Banco 2</i>				
dez/2001 - ago/2003	1.35	1.67	1.00	24.83
ago/2003 - set/2004	-1.21	0.93	0.86	35.73
<i>Banco 3</i>				
dez/2001 - ago/2003	5.01	1.22	0.73	29.67
ago/2003 - set/2004	-1.20	1.14	1.05	29.20
set/2004 - jun/2006	-1.19	1.16	0.66	30.96
<i>Banco 4</i>				
dez/2001 - ago/2003	1.78	1.55	0.93	45.82
ago/2003 - set/2004	-1.30	1.17	1.07	40.78

Na Figura 33 é apresentado um detalhe da carta náutica nº 201 (10ª edição - v. 01), onde é indicado o balizamento do canal resultando numa largura de aproximadamente 2 km disponível para a navegação. Considerando em favor da segurança uma taxa de migração do banco de 2 km/a, ou seja, o dobro da taxa média calculada e a direção de migração igual à 45°, compatível à observada para os bancos 1 e 4 (Tabela 3), pode-se dizer em termos práticos que para o caso em questão o canal será completamente obstruído em menos de dois anos, o que implica na necessidade de um novo levantamento hidrográfico na região e balizamento do canal num período inferior a este. É importante ressaltar que para o estabelecimento dessa frequência de levantamentos deve ser estudado para cada caso em particular levando em consideração a configuração do canal de navegação no momento em questão, o histórico evolutivo dos bancos adjacentes bem como a largura de projeto do canal de navegação.

O fato de os bancos de areia possuírem elevada taxa de migração, e ao mesmo tempo persistirem em torno da latitude de 1°N, ao longo do período de 50 anos de observação (Figura 26), sugere que o processo de formação e manutenção dos bancos se dá de forma contínua e obedece a um certo padrão. Segundo tal padrão, os bancos primeiramente são gerados em determinado local, em seguida crescem e migram ao longo do canal e finalmente são extintos, considerando neste estudo sua extinção

quando o banco tem sua altura reduzida abaixo de 10 m de profundidade. Porém, a descontinuidade temporal e a abrangência espacial limitada dos levantamentos hidrográficos não permitiram que a existência desse ciclo de vida fosse claramente verificada nos dados. Portanto, esta hipótese será testada e discutida no capítulo 6.

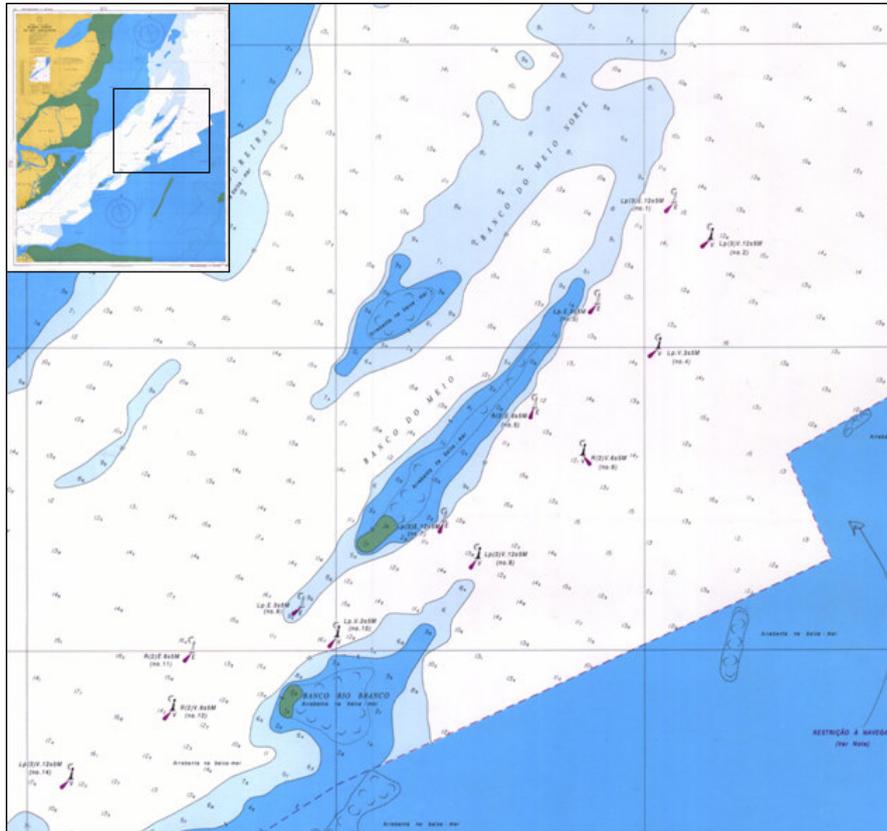


Figura 33. Detalhe da carta náutica nº 201 (10ª edição - v. 01), onde é indicado o balizamento resultando num canal de navegação com largura de aproximadamente 2 km.

A variação do volume do banco ao longo do tempo também foi calculado (Tabela 3) e revelou que para o período de dezembro de 2001 a agosto de 2003 os bancos 2, 3 e 4 apresentaram um incremento de seu volume, podendo-se imaginar que se encontravam na fase de crescimento mencionada. Depois, no período subsequente de agosto de 2003 a setembro de 2004 tais bancos a medida que migravam eram erodidos. O banco 3 continuou seu processo de decaimento entre setembro de 2004 e junho de 2006.

5 MODELAGEM NUMÉRICA

Problemas de morfodinâmica costeira envolvem, em geral, grandes escalas espaciais e temporais, dessa forma, estudos desenvolvidos tem se baseado em análise de dados observados e numa gama de modelos conceituais e relações empíricas para explicar a variedade em tamanho, volume, e a distribuição dos canais e bancos em sistemas estuarinos. Esses modelos e relações têm contribuído significativamente para o melhor entendimento do comportamento e da evolução de embocaduras de maré, porém sem descrições detalhadas dos fundamentos físicos (ELIAS *et al.*, 2006).

Contudo, os avanços computacionais e teóricos possibilitam a compreensão fundamental da dinâmica de estuários através da modelagem numérica. Modelos baseados em leis físicas que descrevem o escoamento, o transporte de sedimentos e a mudança do leito pela aplicação de formulações matemáticas tem sido aplicados em simulações de processos costeiros de curto e longo prazo, como os estudos de HIBMA *et al.* (2003 e 2004) apresentados anteriormente. Além disso, a modelagem numérica se torna uma ferramenta importante no sentido de suprir às limitações da análise dados à medida que permite integrar informações espacialmente dispersas através do equacionamento dos fenômenos físicos, obtendo-se, assim, informações para regiões nas quais não há medições. Além disso, ajuda na interpretação de medições feitas em estações pontuais, propicia o entendimento da dinâmica de processos e prevê situações através de simulações de cenários futuros.

Dessa forma, será usada neste trabalho uma ferramenta numérica para a investigação dos fenômenos intervenientes na migração dos bancos de areia presentes na foz do rio Amazonas. O sistema computacional utilizado foi o Delft3D (DELTARES, 2009) desenvolvido por Deltares em cooperação com Universidade Tecnológica de Delft. A escolha deste modelo se deve principalmente pela experiência da referida Instituição no tema de interesse deste estudo, revelada pela revisão bibliográfica realizada. Além disso, os vínculos colaborativos já estabelecidos entre esta Instituição e a UFRJ e a possibilidade de um intercâmbio acadêmico, viabilizaram o uso desta ferramenta. Tal modelo é constituído por um número de módulos integrados que permitem a simulação hidrodinâmica, transporte de sal e calor, geração e propagação de ondas curtas,

transporte de sedimentos, mudanças morfológicas, processos ecológicos e parâmetros de qualidade da água em áreas costeiras, fluviais e estuarinas (LESSER *et al.*, 2004).

Um dos pontos mais favoráveis para sua aplicação é o fato deste modelo executar simultaneamente a hidrodinâmica e o cálculo das mudanças morfológicas, ou seja, possibilita simulações que consideram o efeito da retroalimentação existente entre a hidrodinâmica e a batimetria, além de permitir períodos de simulação de longo prazo. Os constituintes principais de um modelo morfodinâmico estuarino são os módulos hidrodinâmico, de transporte de sedimentos e de mudança do leito. Estes serão descritos brevemente a seguir (para esclarecimentos adicionais consultar DELTARES, 2009).

5.1 Descrição do modelo hidrodinâmico

O modelo hidrodinâmico computa o escoamento variado resultante das forçantes de maré e meteorológicas. Ele é baseado na equação de águas rasas. Neste estudo, o módulo 2DH (promediado na vertical) é aplicado e diferenças na densidade são desconsideradas, assim restringindo o modelo às situações de grande mistura onde a coluna d'água é verticalmente homogênea. As equações promediadas na vertical para a conservação de quantidade de movimento nas direções x e y são dadas por:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} - fv + \frac{gu|U|}{C^2(d+\eta)} - \frac{F_x}{\rho_w(d+\eta)} - v_w \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \text{Eq. 1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + fu + \frac{gv|U|}{C^2(d+\eta)} - \frac{F_y}{\rho_w(d+\eta)} - v_w \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \text{Eq. 2}$$

A equação da continuidade promediada na vertical é dada por:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(d+\eta)u}{\partial x} + \frac{\partial(d+\eta)v}{\partial y} = 0 \quad \text{Eq. 3}$$

onde:

C coeficiente de Chézy ($\text{m}^{1/2}/\text{s}$)

d	profundidade relativa ao NMM (m)
g	aceleração gravitacional (m^2/s)
f	parâmetro de Coriolis (1/s)
$F_{x,y}$	componentes x e y das forças externas devido ao vento e ondas (N/m^2)
u, v	componentes promediadas na vertical da velocidade (m/s)
U	magnitude da velocidade total, $U = (u^2 + v^2)^{1/2}$ (m/s)
ρ_w	densidade específica da água (kg/m^3)
ν_w	coeficiente de difusão (viscosidade turbulenta) (m^2/s)
η	nível d'água (m)

5.2 Descrição do modelo de transporte

O transporte de sedimentos é determinado, com acesso a uma variedade de formulações semi-empíricas e uma equação advectiva-difusiva promediada na vertical para sedimento em suspensão. O cálculo do transporte é baseado em campos de correntes dependentes do tempo.

Duas opções de transporte para sedimentos não coesivos foram testadas nesse estudo. A primeira, uma fórmula para o transporte total, onde o transporte total de sedimentos é a soma do transporte de arrasto e do transporte em suspensão em equilíbrio. Neste estudo, a relação de transporte de Engelund-Hansen (ENGELUND & HANSEN, 1967) é usada:

$$S = S_b + S_{se} = \frac{0.05\alpha U^5}{g^{0.5} C^3 \Delta^2 d_{50}} \quad \text{Eq. 4}$$

onde:

α	coeficiente de calibração
C	coeficiente de Chézy ($m^{1/2}/s$)
Δ	densidade relativa $(\rho_s - \rho_w)/\rho_w$
d_{50}	diâmetro característico do grão (m)

A outra opção é derivar o transporte de arrasto e a concentração de equilíbrio local c_{se} de fórmulas algébricas de transporte de sedimento e determinar a real concentração de

sedimentos em suspensão e as taxas de transporte de uma equação advectiva-difusiva para a concentração de sedimento em suspensão.

Para simulações onde essa opção mais avançada é aplicada, a fórmula de transporte de VAN RIJN (1984) é usada para calcular o transporte de arrasto (S_b) e a taxa de transporte do sedimento em suspensão em equilíbrio (S_{se}).

$$S_b = \begin{cases} 0.053(\Delta g d_{50}^3)^{0.5} D_*^{-0.3} T^{2.1} & \text{for } T < 3.0 \\ 0.1(\Delta g d_{50}^3)^{0.5} D_*^{-0.3} T^{1.5} & \text{for } T \geq 3.0 \end{cases} \quad \text{Eq.5}$$

$$S_{se} = f_{cs} U h C_a \quad \text{Eq. 6}$$

com:

$$C_a = \frac{0.015 \alpha_1 d_{50} T^{1.5}}{\xi_c D_*^{0.3}} \quad \text{Eq. 7}$$

onde:

- C_a concentração de referência, na altura acima do leito referente à rugosidade efetiva (kg/m^3)
- ξ_c altura da rugosidade (m)
- α_1 coeficiente, $O(1)$
- D_* parâmetro do tamanho do grão $d_{50} (\Delta g / \nu_w^2)^{0.3333}$
- f_{cs} fator de forma
- h profundidade (m)
- T parâmetro adimensional de atrito no fundo, escrito como $T = (\mu_c \tau_{bc} - \tau_{bcr}) / \tau_{bcr}$
- τ_{bcr} tensão de atrito crítica de acordo com Shields (N/m^2)
- $\mu_c \tau_{bc}$ tensão de atrito do grão (N/m^2)

A soma das Eqs. 5 e 6 resulta na fórmula de transporte total, análoga à Engelund-Hansen. Para a opção avançada com uma equação advectiva-difusiva, a concentração de equilíbrio promediada na vertical é subsequentemente derivada da taxa de transporte de suspensão em equilíbrio por:

$$c_{se} = \frac{S_{se}}{\alpha_s U h} \quad \text{Eq. 8}$$

Na qual α_s é um fator de forma adimensional. Então, a equação advectiva-difusiva para sedimento em suspensão é resolvida, e lê-se:

$$\frac{\partial hc_s}{\partial t} + \alpha_u \left(u \frac{\partial hc_s}{\partial x} + v \frac{\partial hc_s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x h \frac{\partial c_s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y h \frac{\partial c_s}{\partial y} \right) = \gamma w_s (c_{se} - c_s) \quad \text{Eq. 9}$$

onde:

- ε_x coeficiente de dispersão (m^2/s)
- c_s concentração de sedimento em suspensão (m^3/m^3)
- c_{se} concentração de equilíbrio de sedimento em suspensão (m^3/m^3)
- w_s velocidade de queda de sedimento em suspensão (m/s)

Os coeficientes adimensionais α_u e γ incluem os efeitos 3D e podem ser calculados de acordo com GALLAPPATTI & VREUGDENHIL (1985). γ é dependente de w_s , da velocidade promediada na vertical e da velocidade da tensão de atrito no fundo. Neste estudo, α_u é assumido como 1.0 por simplicidade.

Neste modelo de transporte em suspensão, as condições de contorno tem que ser prescritas em todas as fronteiras abertas. Para a fronteira de montante deve ser fornecida a concentração de sedimentos que pode ser calculada pelo Delft3D que determina a concentração de sedimentos em seu estado de equilíbrio, baseado nas condições hidrodinâmicas locais. Para a fronteira de jusante a concentração do efluxo é ajustada igual à concentração imediatamente à montante da fronteira e a concentração do afluxo corresponde às condições de equilíbrio local. Finalmente, o nível do leito se altera devido aos gradientes no campo do transporte de sedimentos. A determinação da evolução do leito é baseada na conservação de massa do sedimento.

5.3 Evolução do leito

O nível do leito se altera devido aos gradientes no campo do transporte de sedimentos. A determinação da evolução do leito é baseada na conservação de massa do sedimento.

$$\frac{\partial hc}{\partial t} + (1 - \varepsilon_{por}) \frac{\partial z_a}{\partial t} + \left(\frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} \right) = 0 \quad \text{Eq. 10}$$

Na qual:

z_a nível do leito (m)

S_x, S_y transporte de sedimento nas direções x e y ($m^3/m/s$)

ε_{por} porosidade do leito

5.4 Escoamento secundário

O escoamento secundário é definido como a componente da velocidade normal $v(\sigma)$ ao escoamento principal promediado na vertical, conforme mencionado na seção 3.2.1. Num modelo tridimensional tal escoamento é resolvido na grade vertical, porém em simulações bidimensionais, o escoamento secundário é determinado indiretamente através de um modelo específico que será brevemente descrito a seguir.

A distribuição vertical do escoamento secundário se origina da multiplicação de uma função universal $f(\sigma)$, cujo perfil é similar ao ilustrado na Figura 18, com a intensidade I do escoamento secundário que é função da velocidade promediada na vertical e do raio de curvatura da linha de corrente que descreve o escoamento (para maiores detalhes veja KALKWIJK & BOOIJ, 1986).

$$v(\sigma) = f(\sigma)I \quad \text{Eq. 11}$$

Para levar em consideração o efeito do escoamento secundário no escoamento bidimensional, as equações para águas rasas promediadas na vertical são estendidas com uma equação advectiva-difusiva adicional para a geração e adaptação da intensidade do

escoamento secundário, e termos adicionais nas equações de quantidade de movimento para consideração da tensão de cisalhamento efetiva originada pelo escoamento secundário.

5.5 Implementação do modelo

Como dito anteriormente, a região de estudo se limita ao Canal Norte do rio Amazonas aproximadamente entre os paralelos 0.5° N e 1.5° N, onde se localizam os bancos de areia que restringem a navegação. Dessa forma, o domínio de modelagem foi definido a montante pelo rio Amazonas a partir de onde ele se bifurca dando origem aos Canais Norte e Sul, e a jusante pela foz do rio (Figura 2). No entanto, não existe uma série suficientemente longa de medições das principais forçantes do sistema nessas fronteiras, condição necessária para se estabelecer as condições de contorno adequadas para a modelagem. Então, optou-se por adotar a solução que geralmente se adota nessas situações, ou seja, o aninhamento de modelos, onde um modelo regional com um domínio mais abrangente irá fornecer a informação necessária para o estabelecimento das condições de contorno para o modelo local.

O modelo Delft3D (LESSER *et al.*, 2004) foi aplicado localmente para simulações morfodinâmicas promediadas na vertical, todas as etapas de sua implementação serão detalhadas nas seções deste capítulo que se seguem. Para o estabelecimento das condições de contorno foi utilizado um modelo regional, que fez uso do módulo 2DH do Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental, SisBAHIA (ROSMAN, 2001). O domínio do modelo regional compreende as latitudes de 3° S a 4° N e as longitudes de 56° W a 46° W, ao longo da costa dos estados do Amapá e Pará. A região modelada inclui a plataforma continental até a isobatimétrica de 100 m, o estuário do rio Amazonas e seus principais tributários (Xingu, Tapajós, Tocantins-Pará), conforme Figura 2. No que se refere ao modelo regional, será abordado nesta tese o estritamente necessário, uma vez que foi utilizada a simulação conduzida por ARENTZ (2009) para o ano de 2006 a qual se encontra devidamente documentada no referido trabalho.

5.5.1 Malha de cálculo

O Delft3D é um sistema de diferenças finitas no qual os processos são simulados numa malha curvilínea ortogonal permitindo uma representação acurada e eficiente de domínios complexos. O nível d'água, a profundidade e as componentes da velocidade são definidas em locais distintos da célula computacional (*grade intercalada - staggered grid*). O Delft3D possui um módulo específico para a construção da malha de cálculo, que deve obedecer aos seguintes critérios: ajustar-se o mais próximo possível da fronteira terra-água, as linhas da grade devem se interceptar perpendicularmente e o tamanho dos elementos devem variar de forma suave. No processo de construção, o programa gerador de malha verifica se esses critérios são atendidos e indica onde a malha deve ser melhorada.

O esquema de discretização em diferenças finitas resultou na malha mostrada na Figura 34, constituída por 8993 células. Buscou-se dar maior resolução na área do Canal Norte onde os elementos possuem dimensões que variam de 2.25 a 3 km no sentido longitudinal do canal e de 0.75 a 1 km no sentido transversal. Dessa forma, um banco de areia característico da região, com 15 km de extensão e 3 km de largura, seria representado minimamente por um conjunto de quinze células, três no seu sentido transversal e cinco no sentido longitudinal.

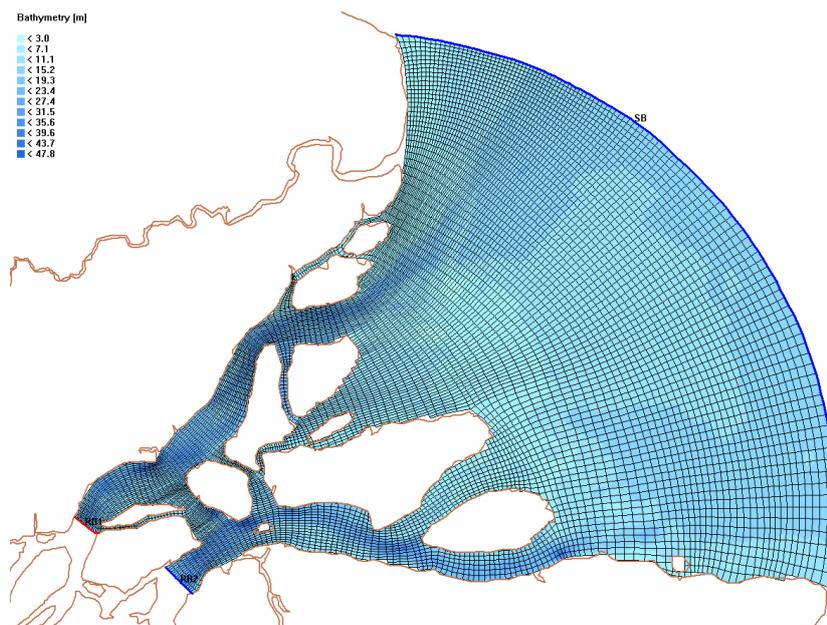


Figura 34. Malha em diferenças finitas utilizada na modelagem do domínio local.

5.5.2 Batimetria e rugosidade

Para a construção dos mapas batimétrico e de distribuição da rugosidade no leito foi utilizada a mesma base de dados do modelo regional, aqui eles serão caracterizados brevemente já que foram detalhados por GALLO (2004).

A batimetria do domínio do modelo regional foi determinada a partir da digitalização de quinze cartas náuticas DHN, desse total apenas seis foram necessárias para definição da batimetria do domínio local, foram essas as cartas nº 242, 241 e 204 na escala 1:80000; 200 na escala 1:317059; 41 na escala 1:356649 e 40 na escala 1:159563. A profundidade média no Canal Norte desde a fronteira de montante até o ponto onde a seção do escoamento de alarga abruptamente, varia entre 15 e 25m apresentando uma média de 17m. Deste ponto até a fronteira de jusante a batimetria apresenta forte gradiente e se estabiliza em torno de 11m, esse valor é reduzido devido às áreas rasas que margeiam o canal, conforme pode ser observado na Figura 35.

A interpolação direta dessa base de dados para a malha do modelo local não gerou resultados satisfatórios para os níveis d'água para a região de interesse, diferentemente do que ocorre com o modelo regional cuja batimetria sofrera os ajustes necessários. Dessa forma, a fim de se otimizar o tempo disponível para a implementação do modelo, optou-se por utilizar a batimetria exportada do modelo regional para a geração da batimetria local na tentativa de se evitar um novo processo de calibração. Com a adoção desta alternativa foi obtida boa correlação entre os dados medidos e modelados, conforme é mostrado na seção 5.6.1.

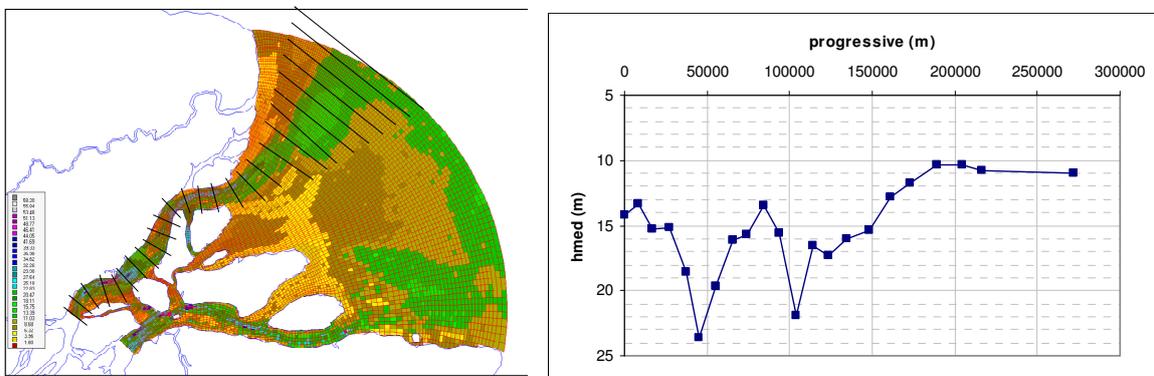


Figura 35. No painel direito, mapa batimétrico do domínio local e seções transversais do escoamento para as quais foi calculada a profundidade média (linhas pretas) e plotadas no gráfico do painel direito.

A determinação da rugosidade foi baseada na distribuição de sedimentos publicada na literatura (KINEKE e STERNBERG, 1995; KINEKE *et al.*, 1996). Em áreas com carência de informação, como nas regiões em frente ao Cabo Norte e no Banco Santa Rosa, a rugosidade foi ajustada em função dos resultados obtidos por GABIOUX (2002) e GABIOUX *et al.* (2005). O leito é constituído em grande parte de areia, exceto na região próxima à fronteira de jusante em frente ao Canal Norte onde se encontra uma camada de lama fluida. Para o leito arenoso o valor da amplitude da rugosidade equivalente ficou compreendida entre 5 e 10^{-3} m, e para lama fluida foi adotado um valor da ordem 10^{-9} m, conforme Figura 36.

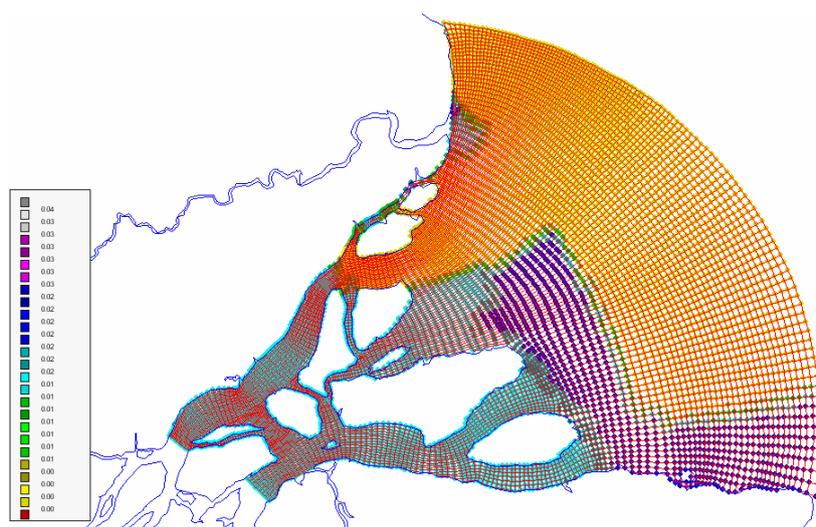


Figura 36. Mapa da distribuição de rugosidade no leito do domínio local.

5.5.3 Condições de contorno hidrodinâmicas

5.5.3.1 Contorno de montante

Na modelagem, foram incluídos apenas os afluentes de maior relevância do rio Amazonas: os rios Tapajós, Xingu e Tocantins. Os dados referentes às vazões dos rios considerados na modelagem foram obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA, 2007) para as estações de Óbidos (rio Amazonas), Fortaleza (rio Tapajós), Altamira (rio Xingu) e Tucuruí (rio Tocantins). As vazões do Amazonas são superiores em uma

ordem de grandeza às vazões dos demais rios e, portanto, são preponderantes na dinâmica do sistema estuarino. São apresentados na Figura 37, os hidrogramas de vazões medidas para o ano de 2006 impostos como condição de contorno na modelagem do domínio regional.

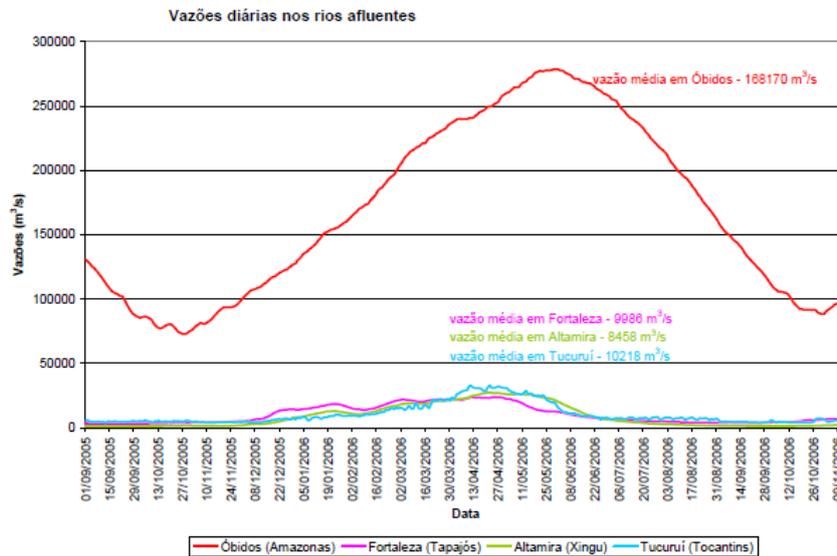


Figura 37. Hidrogramas dos rios simulados no domínio regional (Amazonas, Tapajós, Xingu e Tocantins) durante o período da modelagem.

O domínio local possui duas fronteiras de montante, uma no Canal Norte e outra no Canal Sul do rio Amazonas. Ambas fronteiras foram dispostas de forma a coincidirem com seções equivalentes da malha do domínio regional. O resultado da modelagem hidrodinâmica forneceu a vazão nodal nas seções de interesse, com essa informação foi calculada a vazão em cada uma dessas seções e então, foram prescritas como condição de contorno no modelo local. As curvas de vazão resultantes para ambos os canais são mostradas na Figura 38.

(a)

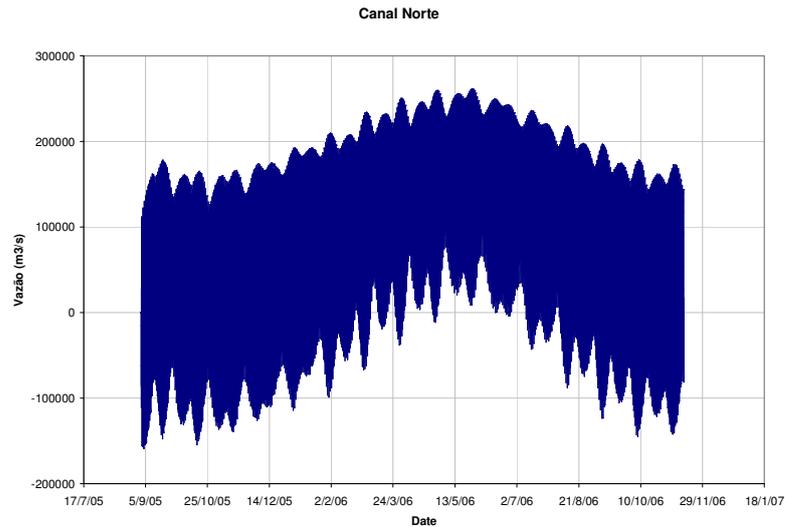


Figura 37. Vazão simulada no modelo regional e prescrita como condição de contorno no modelo local, (a) Canal Norte e (b) Canal Sul.

(b)

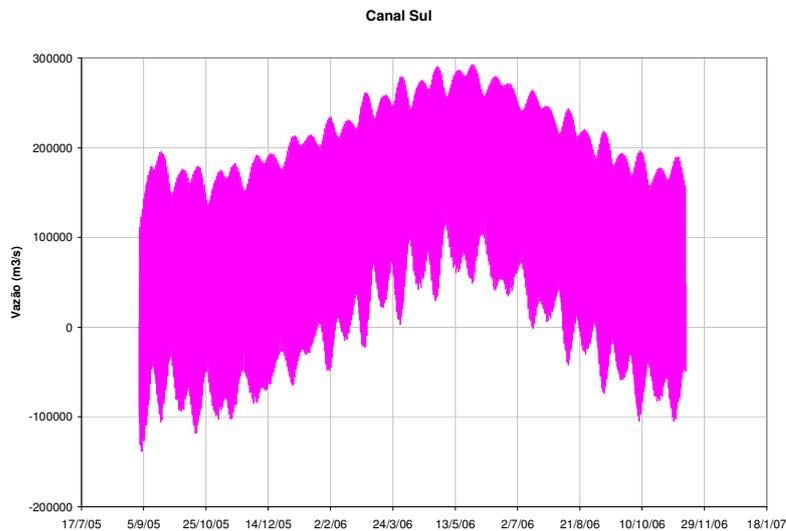


Figura 38. Vazão simulada no modelo regional e prescrita como condição de contorno no modelo local, (a) Canal Norte e (b) Canal Sul. (continuação)

5.5.3.2 Contorno de jusante

A ausência de medições de séries de nível do mar nas proximidades da fronteira de jusante do domínio do modelo regional a fim de se definir a condição de contorno adequada, levou ao uso da solução em escala global de maré em elementos finitos, FES2004 (LYARD et al., 2006). O FES2004 assimila dados altimétricos além de medições de estações maregráficas. A fase e amplitude das principais componentes do espectro de maré são calculadas diretamente através do modelo hidrodinâmico, e são corrigidas por assimilação, algumas componentes são calculadas por admitância spline

ou linear. Como as versões anteriores, é baseado na resolução de equações não-lineares barotrópicas para águas rasas para um corpo em rotação, em uma malha de elementos finitos, nessa versão com resolução de $1/8^\circ$. A parametrização do atrito do fundo é feita por uma lei quadrática e a forçante de maré é o potencial astronômico.

As condições de maré prescritas para a fronteira de jusante do modelo regional consistiram em séries de elevações previstas para o ano de 2006, geradas a partir dos valores de constantes harmônicas para 13 componentes de maré (Mm, Mf, O1, Q1, P1, S1, K1, M2, K2, S2, N2, 2N2 e M4). A partir dos resultados do modelo regional foi então, conduzida uma interpolação dos valores de elevação do nível d'água para a fronteira de jusante do modelo local, estabelecendo-se assim as forçantes hidrodinâmicas que atuam na fronteira de jusante. O gráfico da Figura 39 exemplifica a elevação resultante em um nó da fronteira de jusante.

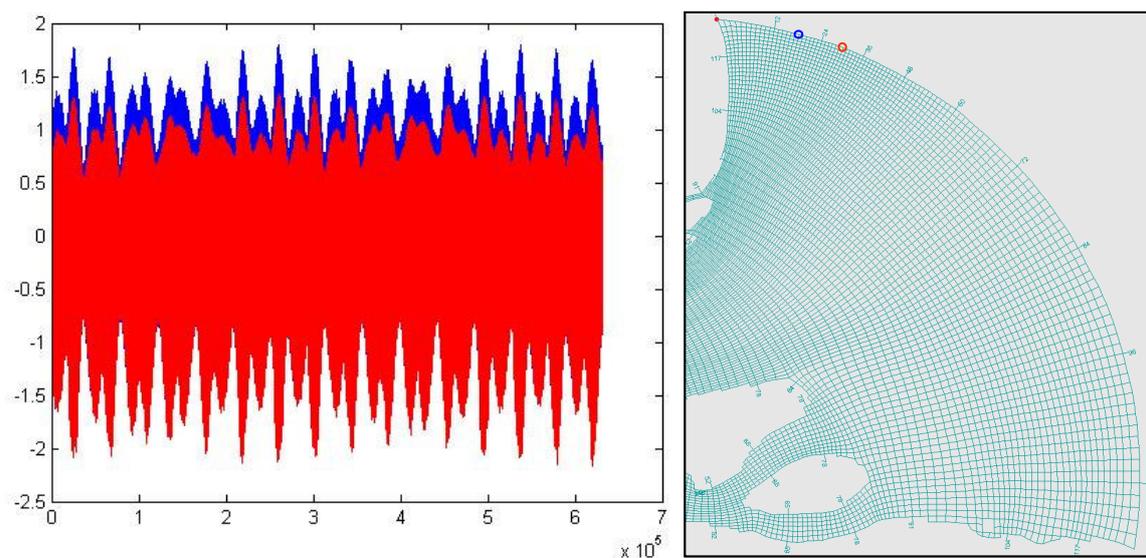


Figura 39. No painel esquerdo, elevação do nível d'água simulado no modelo regional e prescrita como condição de contorno no modelo local nos pontos destacados na figura do painel direito.

5.6 Comparação dos resultados com os dados disponíveis

Em uma modelagem numérica é através de um processo de calibração que se aumenta o caráter quantitativo dos resultados simulados. Nesse processo, faz-se uma iteração comparativa entre dados de campo e resultados do modelo, para sucessivos ajustes de calibragem em parâmetros, como rugosidade equivalente do fundo, por exemplo, de

forma, a se obter um sistema com boa capacidade de previsão. No caso do presente trabalho, os resultados embora quantitativos têm um caráter qualitativo, uma vez que a quantidade de dados de campo disponíveis para o desenvolvimento das simulações não foram suficientes para uma calibração acurada. A seguir, será apresentada a qualidade do ajuste dos resultados gerados pelo modelo local com os dados medidos em campo, já que a calibração do modelo regional foi verificada por ARENTZ (2009) e se mostrou satisfatória.

Os dados disponíveis para a calibração do modelo foram coletados durante a campanha de campo realizada no ano de 2006 no âmbito do projeto BARRANORTE (Modelagem Hidrodinâmica e Monitoramento do Nível do Mar na Barra Norte do Rio Amazonas). O projeto foi estabelecido através de uma parceria entre a COPPE/UFRJ e a Marinha do Brasil e financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos) com o objetivo de melhorar o monitoramento ambiental na região Barra Norte do Rio Amazonas e as condições de navegabilidade e segurança, reduzindo os riscos de acidentes, aprimorando as possibilidades econômicas no transporte mercante e contribuindo para a conservação do meio ambiente (BARRANORTE, 2006).

A campanha foi realizada entre os dias 02 e 10 de junho de 2006, ou seja, durante o período de cheia do rio e durante a maré de quadratura na estação de Ponta do Céu (Figura 2). Os dados foram coletados durante um ciclo de maré, aproximadamente treze horas, em seis pontos de fundeio (Figura 2). Em cada ponto fundeado foram medidos perfis de turbidez (OBS), salinidade (CTD), sedimentos em suspensão (amostra de água), velocidade (ADCP e ADV), tamanho das partículas *in situ* (LISST), amostras de sedimento do leito, elevação do nível d'água. Além disso, também foi levantada a batimetria de um trecho do Canal Norte e feitas medições do nível d'água em algumas estações ao longo do domínio modelado.

5.6.1 Elevação do nível d'água

Além dos seis pontos de fundeio, os resultados do modelo para elevação do nível d'água foram confrontados com medição nas estações de Santana, localizada no Canal Norte próximo à fronteira de montante e na estação de Ponta do Céu, localizada na Ilha do Curuá (Figura 60) próxima de onde são observados os bancos de areia. Com o intuito de

mensurar a qualidade do ajuste alcançado, foi calculado o coeficiente de correlação entre as séries medidas e modeladas de acordo com a Eq.11, onde a barra sobre a variável denota a média desta variável.

A seguir são apresentadas nas Figura 40 a Figura 47 o gráfico das elevações medidas e modeladas para as estações de Santana (Figura 2) e Ponta do Céu, assim como para os seis pontos de fundeio. E na Tabela 4 são apresentados os coeficientes de correlação calculados que se situam na faixa de 0.96 a 0.99 o que indica que o modelo está representando satisfatoriamente as elevações observadas ao longo do Canal Norte.

$$\rho = \frac{Cov(X,Y)}{\sqrt{Var(X)Var(Y)}} = \frac{\sum((X - \bar{X})(Y - \bar{Y}))}{\left(\sum(X - \bar{X})^2\right)\left(\sum(Y - \bar{Y})^2\right)} \quad \text{Eq. 11}$$

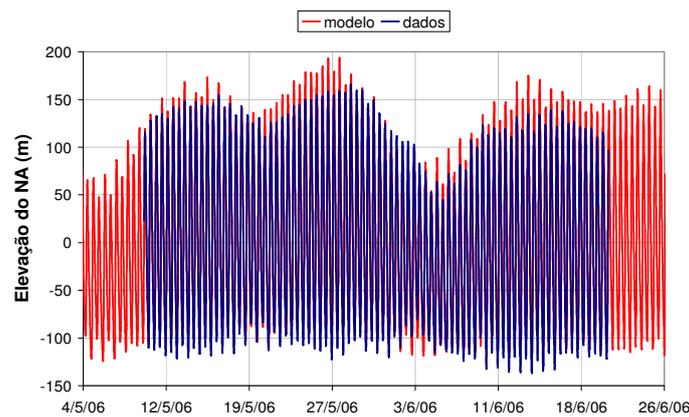


Figura 40. Elevação do nível d'água na estação de Santana.

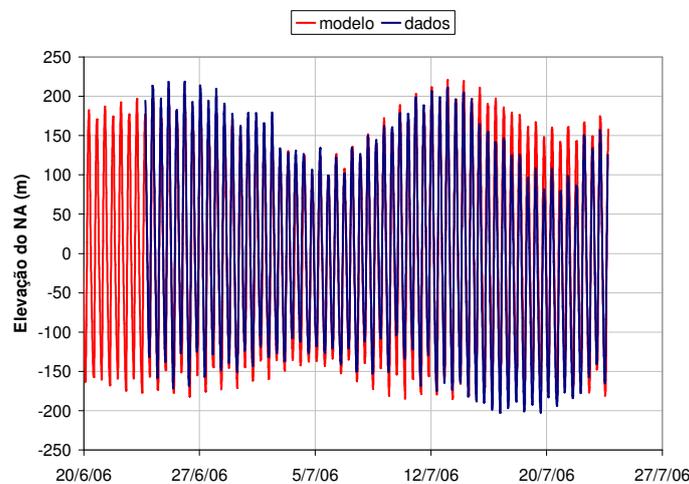


Figura 41. Elevação do nível d'água na estação de Ponta do Céu.

Tabela 4. Coeficiente de correlação entre a elevação do nível d'água medida e observada.

Estação / Fundeio	Coeficiente de correlação	Estação / Fundeio	Coeficiente de correlação
Santana	0.97	Fundeio 3	0.99
Ponta do Céu	0.96	Fundeio 4	0.97
Fundeio 1	0.96	Fundeio 5	0.98
Fundeio 2	0.98	Fundeio 6	0.99

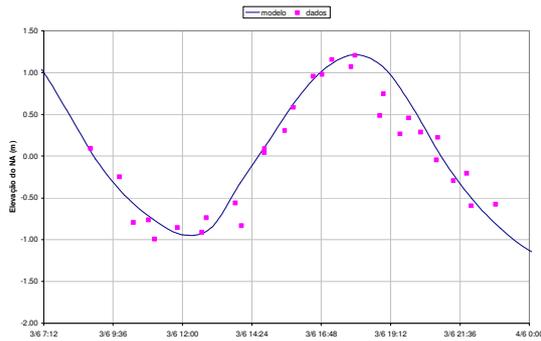


Figura 42. Elevação do nível d'água para no fundeio 1.

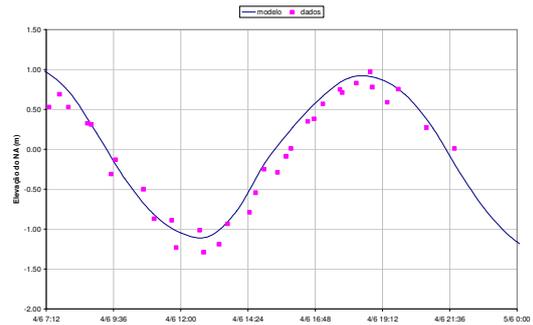


Figura 43. Elevação do nível d'água para no fundeio 2.

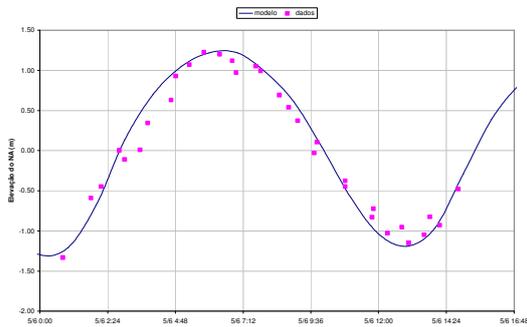


Figura 44. Elevação do nível d'água para no fundeio 3.

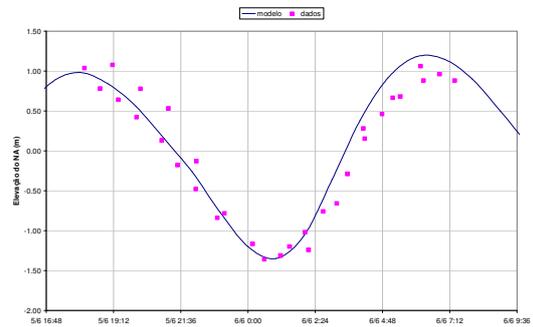


Figura 45. Elevação do nível d'água para no fundeio 4.

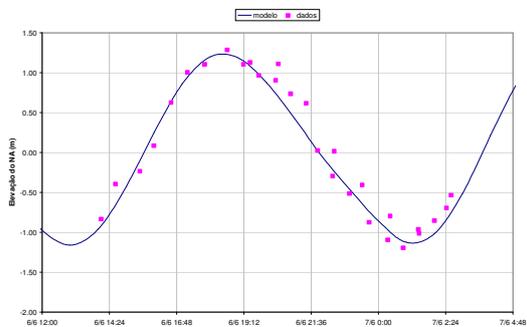


Figura 46. Elevação do nível d'água para no fundeio 5.

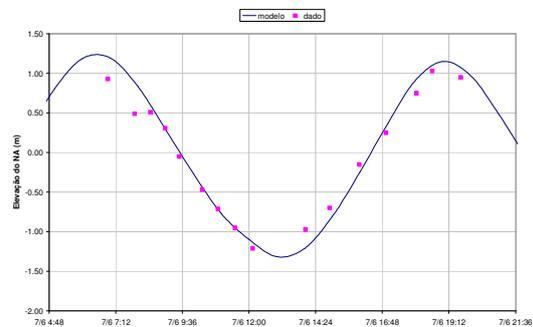


Figura 47. Elevação do nível d'água para no fundeio 6.

5.6.2 Velocidades

Foi analisado também o ajuste das séries de velocidades simuladas e medidas durante os seis fundeios (Figura 48 a Figura 53). Assim como nos dados de elevação, os de velocidade apresentaram boa correlação, conforme pode-se observar na Tabela 5, o que significa dizer que a os resultados da modelagem não apresentam grande diferença em fase quando comparado aos dados coletados em campo. Porém, ao contrário da elevação, os dados de velocidade não apresentaram o mesmo ajuste no que se refere à magnitude do sinal. Em geral, as velocidades positivas, no sentido de vazante, são superestimadas pelo modelo, enquanto as negativas, as de enchente, são subestimadas, acarretando em correntes residuais simuladas superiores do que as observadas. No fundeio seis essa tendência se inverte e dessa forma, observa-se uma corrente residual ligeiramente maior do que a medida.

Tabela 5. Coeficiente de correlação entre as velocidades medidas e observadas.

Estação / Fundeio	Coeficiente de correlação	Estação / Fundeio	Coeficiente de correlação
Fundeio 1	0.98	Fundeio 4	0.88
Fundeio 2	0.85	Fundeio 5	0.93
Fundeio 3	0.89	Fundeio 6	0.95

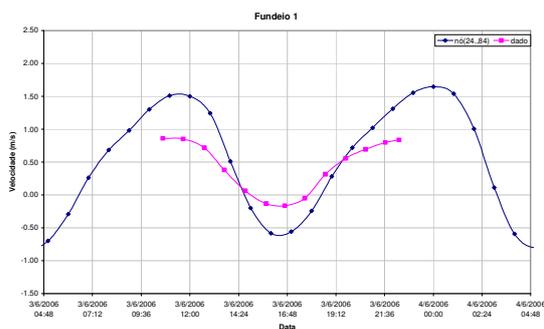


Figura 48. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 1 e simulada (azul).

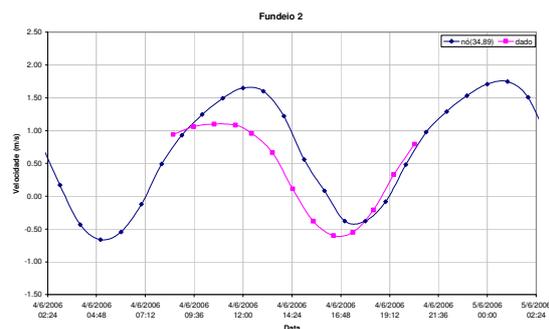


Figura 49. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 2 e simulada (azul).

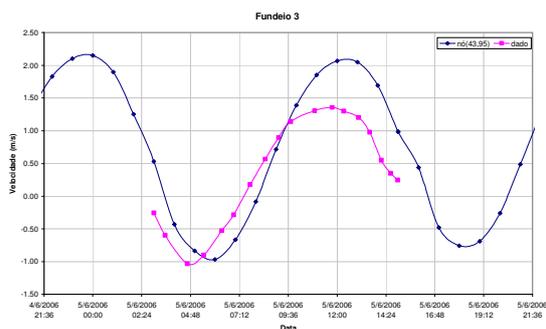


Figura 50. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 3 e simulada (azul).

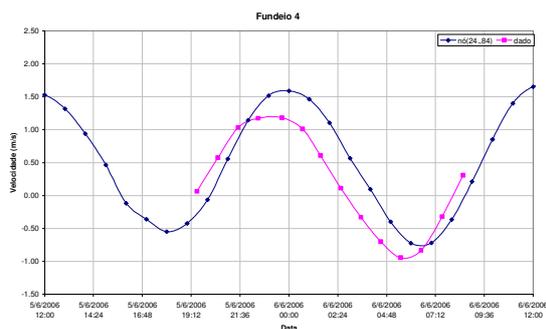


Figura 51. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 4 e simulada (azul).

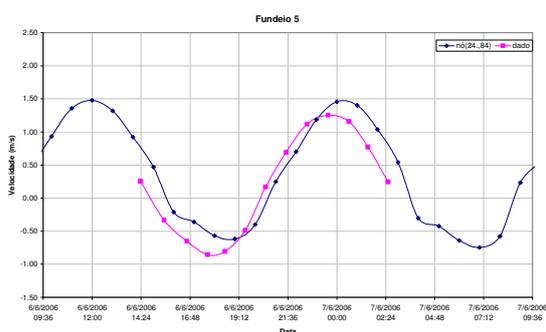


Figura 52. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 5 e simulada (azul).

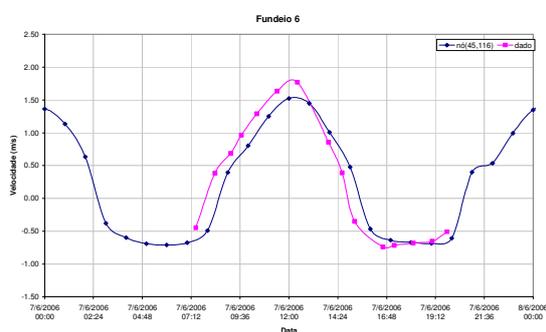


Figura 53. Velocidade promediada na vertical medida (rosa) durante o fundeio 6 e simulada (azul).

Em modelagem hidrodinâmica a calibração das velocidades é reconhecidamente um processo não trivial quando comparado à calibração dos níveis. As correntes possuem uma maior sensibilidade à qualidade dos dados batimétricos, que na região de estudo é um ponto crítico, quer pela grande dimensão da foz do Amazonas, que inviabiliza levantamentos batimétricos abrangentes; quer pela mobilidade altamente dinâmica do leito que, contribui para que as cartas náuticas da região se tornem obsoletas mais rapidamente.

Como dito anteriormente, isso é justamente o que motivou este trabalho e ao mesmo tempo uma limitação da performance da modelagem. Contudo, apesar da calibração não contribuir para a obtenção de resultados com o cunho quantitativo desejado, de forma qualitativa irá fornecer subsídios para o maior conhecimento da mobilidade do leito da região. E, com isso, auxiliar o planejamento dos levantamentos batimétricos futuros de

modo a adequá-lo à dinâmica do leito e conseqüentemente na produção de cartas náuticas mais fidedignas.

5.6.3 Transporte de sedimentos

Diversos fatores irão afetar o transporte de sedimentos, as correntes, as características do grão e a fórmula de transporte utilizada, por exemplo. Devido ao fato de pouco se conhecer sobre o transporte de sedimentos na região, principalmente sobre o transporte do material mais grosso que se dá por arrasto, se torna mais difícil a calibração do modelo neste sentido. No entanto, foram realizadas simulações de alguns cenários onde foram testados os parâmetros que mais influenciam o transporte e então, uma análise qualitativa dos resultados foi conduzida tomando-se como base as características do transporte descritas no capítulo 2. Esta discussão não se dará neste capítulo mas no capítulo 6 a medida em que forem sendo apresentados os resultados da modelagem, já que para cada cenário simulado o modelo calculará um transporte diferente à medida que o diâmetro característico do grão e fórmula de transporte considerados são modificados.

No entanto, é importante esclarecer previamente algumas questões relativas ao transporte de sedimentos. O transporte de sedimentos pode se dar de duas formas: transporte em suspensão e transporte por arraste (Figura 54), dependendo do tamanho das partículas e das condições do escoamento. O transporte por arraste ocorre quando o valor da tensão de cisalhamento no leito supera o valor crítico de iniciação ao movimento, a partir daí, as partículas começam a rolar e a deslizar em contínuo contato com o leito. Para valores crescentes da velocidade de cisalhamento no fundo as partículas se moverão ao longo do leito através de saltos aproximadamente regulares, denominado como saltação (VAN RIJN, 1993).

Quando o valor da velocidade cisalhamento no fundo excede a velocidade de queda das partículas, estas poderão ser suspensas a um nível no qual forças turbulentas e sua difusão na vertical atingem um estágio em que os grãos perdem contato com o leito e são mantidos em suspensão contra a gravidade. O transporte em suspensão pode conter carga de lavado, geralmente partículas menores do que 50 μm provenientes principalmente da erosão superficial do solo e não da erosão do leito do canal.

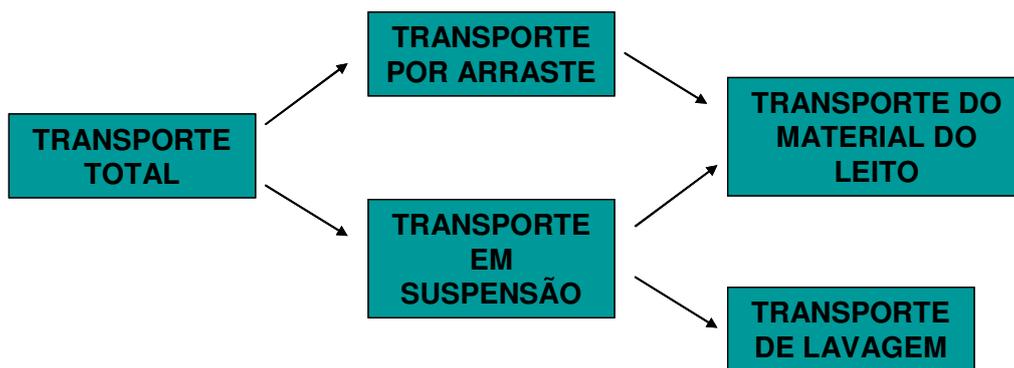


Figura 54. Diagrama dos tipos de transporte.

Neste trabalho, todavia, não foi considerado na modelagem a fração fina do sedimento, portanto o transporte de lavagem é nulo e conseqüentemente o transporte do material do leito é igual ao transporte total. Então, para que se possa avaliar o transporte em suspensão modelado com as estimativas disponíveis na literatura, é necessário desconsiderar dessas estimativas a parcela correspondente ao transporte de lavagem. Segundo MEADE *et al.* (1985) o transporte em suspensão em Óbidos é aproximadamente 1.2×10^9 t/a e, considerando o trabalho de KINEKE & STERNBERG (1995) cerca de 90% deste material é composto por sedimento fino. Com isso, pode-se estimar que a parcela correspondente à areia transportada em suspensão é cerca de 1.2×10^8 t/a, e é este valor que deverá ser almejado a fim de se obter um ajuste satisfatório.

6 RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES MORFODINÂMICAS

6.1 Cenários simulados

Para a investigação dos mecanismos de formação e manutenção dos bancos de areia na foz do rio Amazonas foram estabelecidos dezesseis cenários de simulação (Tabela 6). O estabelecimento desses cenários teve como objetivo avaliar a sensibilidade da evolução dos bancos de areia à influência da vazão fluvial, ao diâmetro característico do sedimento, à fórmula de transporte utilizada e analisar as tendências morfodinâmicas de longo prazo do sistema. Procurou-se também responder às questões levantadas no capítulo 4, como a possível existência de uma orientação preferencial segundo a qual os bancos se alinham buscando um equilíbrio dinâmico e de um ciclo de vida que caracterizasse o modo como os bancos são gerados e evoluem. Questões essas que remaneceram sem resposta devido às limitações dos dados disponíveis.

Foi agregado à batimetria dos cenários S1 a S6 um banco artificial idealizado. A presença dessa feição morfológica de referência permitiu que experimentos controlados fossem conduzidos, uma vez que a geometria, posição e orientação iniciais do banco eram conhecidas, dessa forma, atuando como uma espécie de traçador morfológico. Essa estratégia supriu a deficiência da batimetria adotada no modelo, suavizada em prol de um melhor ajuste entre os resultados hidrodinâmicos modelados e observados, mas que não reproduzia os bancos de areia.

Com o objetivo de observar a capacidade do sistema de gerar espontaneamente os bancos de areia que são observados ao longo do Canal Norte e as escalas temporais e espaciais associadas a este processo, foi realizado um experimento (S7) partindo-se da batimetria suavizada sem o banco artificial, analogamente aos estudos conduzidos por HIBAMA *et al.* (2003 e 2004).

Para a análise dos resultados das simulações morfodinâmicas que serão apresentadas a seguir, foi empregada a mesma metodologia aplicada aos dados no capítulo 4 para o acompanhamento da evolução dos bancos de areia. O cenário S1, abordado primeiramente, será utilizado como base de comparação para os demais casos.

Tabela 6. Cenários simulados.

Cenário	Período simulado	Hidrograma	D ₅₀	Fórmula de transporte	Orientação do banco (α)
S1	1 ano	Q ₂₀₀₆ *	160 μ m	Van Rijn	45°
S2.A	1 ano	Q ₂₀₀₆	160 μ m	Van Rijn	80°
S2.B					53°
S2.C					50°
S2.D					40°
S2.E					37°
S2.F					35°
S2.G					33°
S2.H					31°
S2.I					30°
S2.J					10°
S3	Idem ao cenário S2.B, porém com o banco idealizado em outra posição.				
S4	1 ano	Q ₂₀₀₆	250 μ m	Van Rijn	45°
S5	1 ano	80% Q ₂₀₀₆	160 μ m	Van Rijn	45°
S6	1 ano	Q ₂₀₀₆	160 μ m	Engelund-Hansen	45°
S7	20 anos	Q ₂₀₀₆	160 μ m	Van Rijn	—

* Q₂₀₀₆- hidrograma para o ano de 2006.

6.2 Análise dos resultados das simulações

6.2.1 Experimento padrão

Conforme mencionado anteriormente, foi incorporado na batimetria do cenário S1 um banco idealizado. Foi atribuído ao banco o formato de um semi-elipsóide com dimensões dentro da faixa de valores observados nos dados, 15 km de comprimento, 3 km em largura e aproximadamente 3 m de altura acima da isobatimétrica de 10 m. Assim como nas demais simulações com a presença do banco idealizado, este foi colocado no Canal Norte de modo que seu centro de massa coincidissem com o valor médio dos centros de massa dos bancos observados nos dados (Figura 28), ou seja, 1° N de latitude e 49.7° W de longitude, conforme Figura 55. Esta posição inicial variou apenas para a simulação S3 cujo intuito era justamente o de analisar as alterações provocadas pela nova posição do banco no canal.

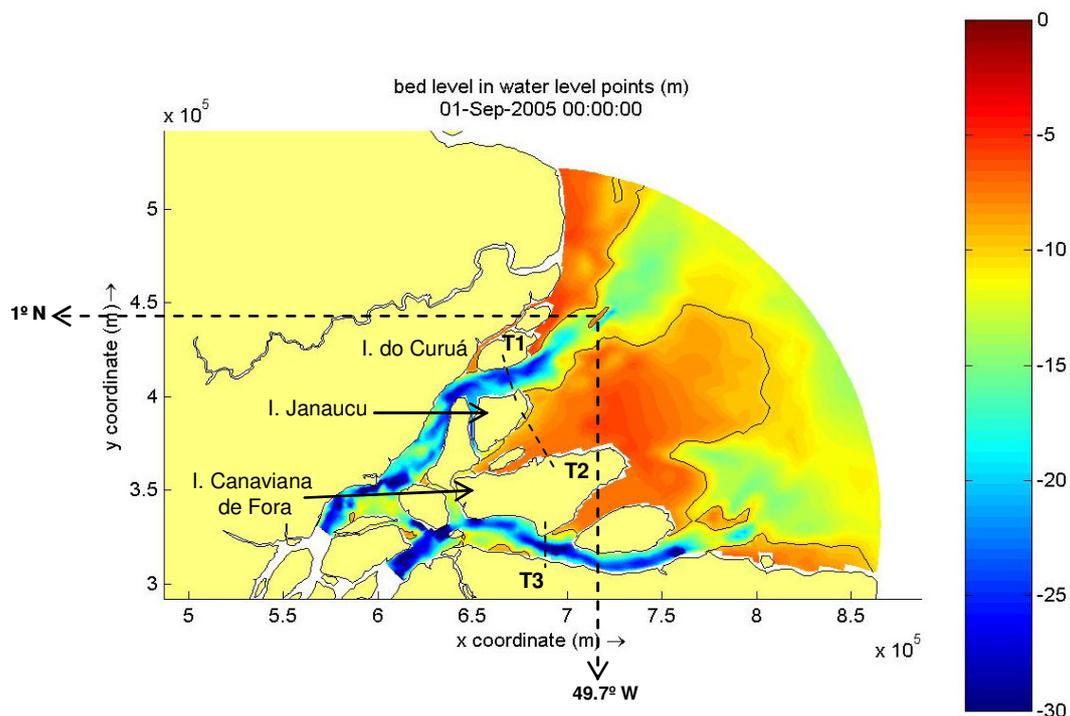


Figura 55. Mapa batimétrico no início da simulação do cenário S1, com destaque para a isolinha de 10 m que define o banco idealizado presente no Canal Norte. Também são indicadas as seções no Canal Norte (T1), Canal Sul (T2) e entre as Ilhas Janaucu e Canaviana de Fora (T3), onde foi determinado o transporte de sedimentos.

Na Figura 56 e Figura 57 é mostrado o transporte de sedimentos simulados em suspensão e por arraste nos canais Norte e Sul respectivamente em seções imediatamente à montante do ponto onde a seção do escoamento se alarga abruptamente, conforme indicado na Figura 55. Pode-se observar na que em ambos os canais o transporte por arraste varia em torno de 2 a 8% do que é transportado em suspensão, tendo menor e maior importância relativa nas épocas de cheia e seca do rio respectivamente.

O transporte por arraste médio no período simulado foi de 6.41×10^6 t/ano, o que representa cerca de 4% da areia que é transportada em suspensão, 1.72×10^8 t/ano. E, como mencionado, o transporte em suspensão da areia representa cerca de 10% do total que é transportado em suspensão. Tendo-se em mente as observação feitas na seção 5.6.3 com relação à ausência de sedimentos finos na modelagem, este resultado é consistente com a estimativa de MEADE (1985) para o transporte em suspensão, de aproximadamente 1.2×10^9 t/ano, porém superior à de FILIZOLA (1997), de 0.6×10^9

t/a. Para o transporte por arraste também é obtido um bom ajuste entre o valor modelado e o estimado por STRASSER (2002) que é de cerca de 4.7×10^6 t/ano.

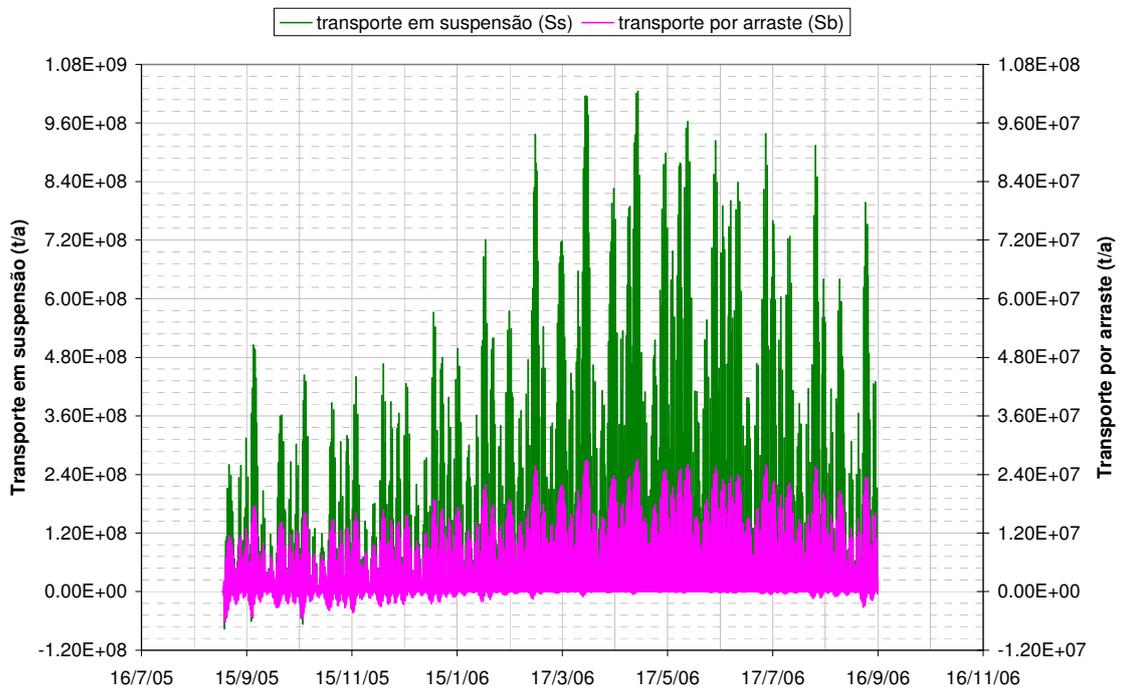


Figura 56. Transporte em suspensão (verde), por arraste (magenta) modelados e relação entre os dois modos de transportes para o Canal Norte.

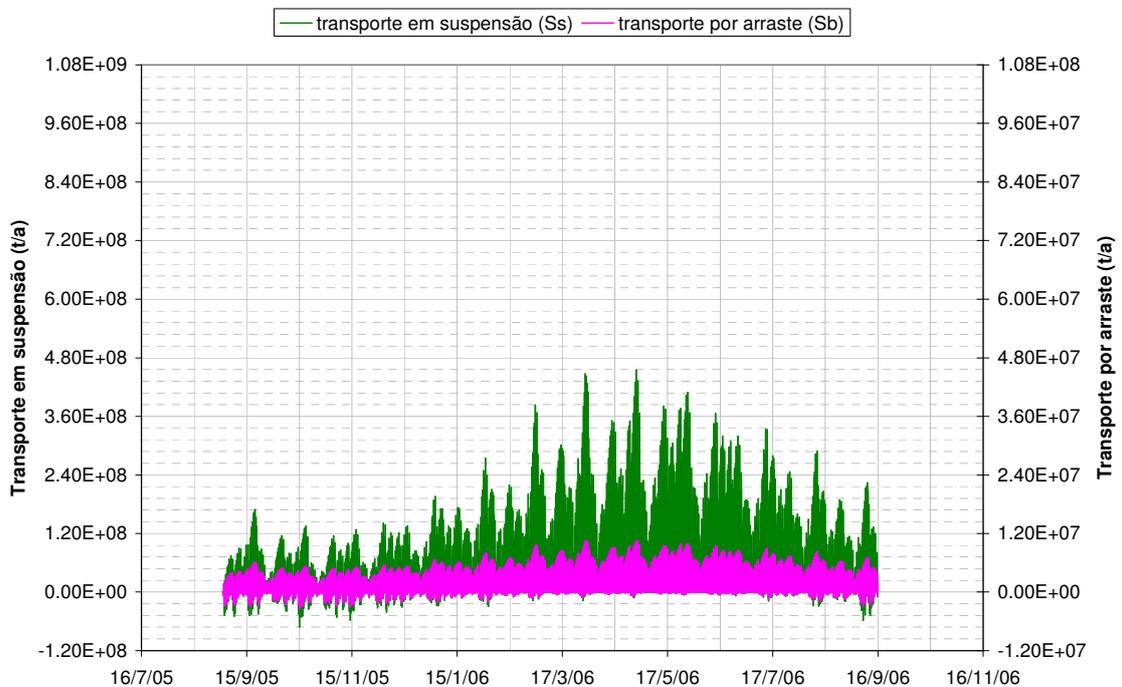


Figura 57. Transporte em suspensão (verde), por arraste (magenta) modelados e relação entre os dois modos de transportes para o Canal Sul.

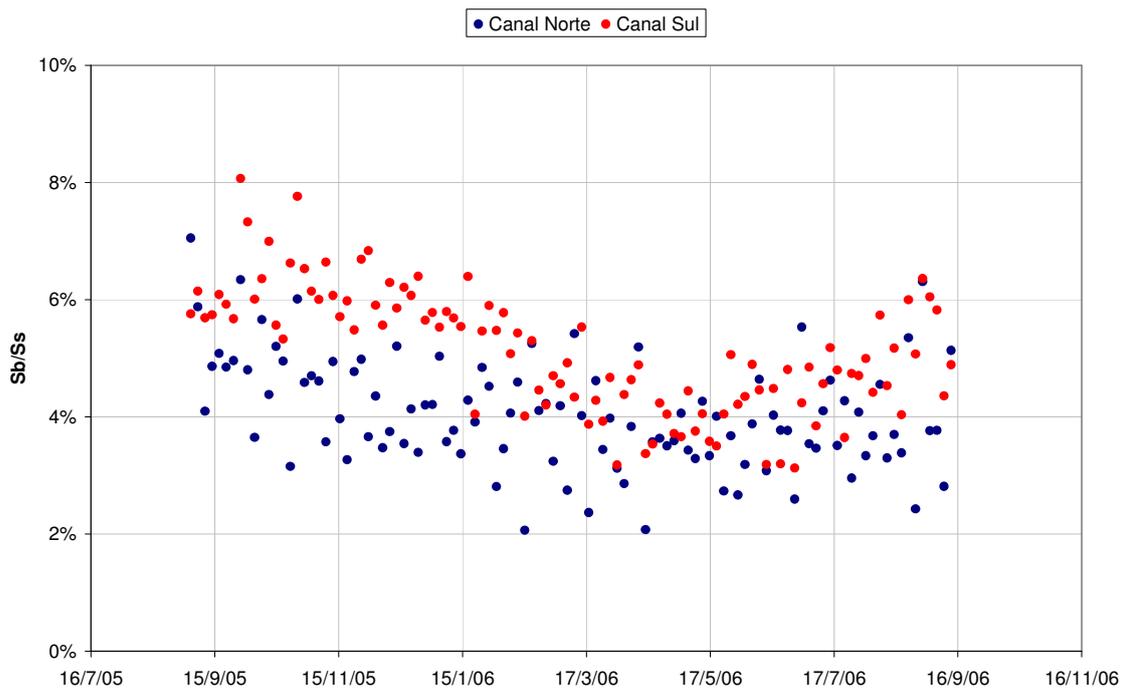


Figura 58. Relação entre o transporte por arraste (S_b) e o transporte em suspensão (S_s) nos canais Norte (azul) e Sul (vermelho).

A estimativa do que é transportado por entre as ilhas Janaucu e Caviana de Fora (seção T2) obtida pelo modelo é duas ordens de grandeza menor do que o transporte verificado nos canais e portanto, pode ser desconsiderado. O resultado da simulação ainda indica que o Canal Norte contribui com cerca de 65% do transporte total de sedimentos e o Canal Sul com apenas 35%, mesmo com o primeiro sendo responsável por 45% da vazão fluvial e o segundo por 55% de acordo com o modelo e medições (SILVA, 2009). Uma justificativa provável para este comportamento é que a área da seção do escoamento no Canal Sul é maior do que a do Canal Norte, o que implica em menores velocidades e consequentemente menor transporte. De fato, são observadas velocidades máximas em torno de 2.5 m/s no Canal Norte e de 1.5 m/s no Canal Sul. Não há dados disponíveis para se verificar este fato.

Na Figura 59 é apresentado o transporte residual total no período simulado, conforme dito, mais concentrado no Canal Norte. Pode-se observar que nas áreas rasas próximas à foz o transporte é bem reduzido e dominado pela enchente, enquanto que nos canais o transporte é mais intenso e dominado pela vazante o que também é confirmado pelas medições realizadas por GALLO (2009), conforme mostrado na Figura 10.

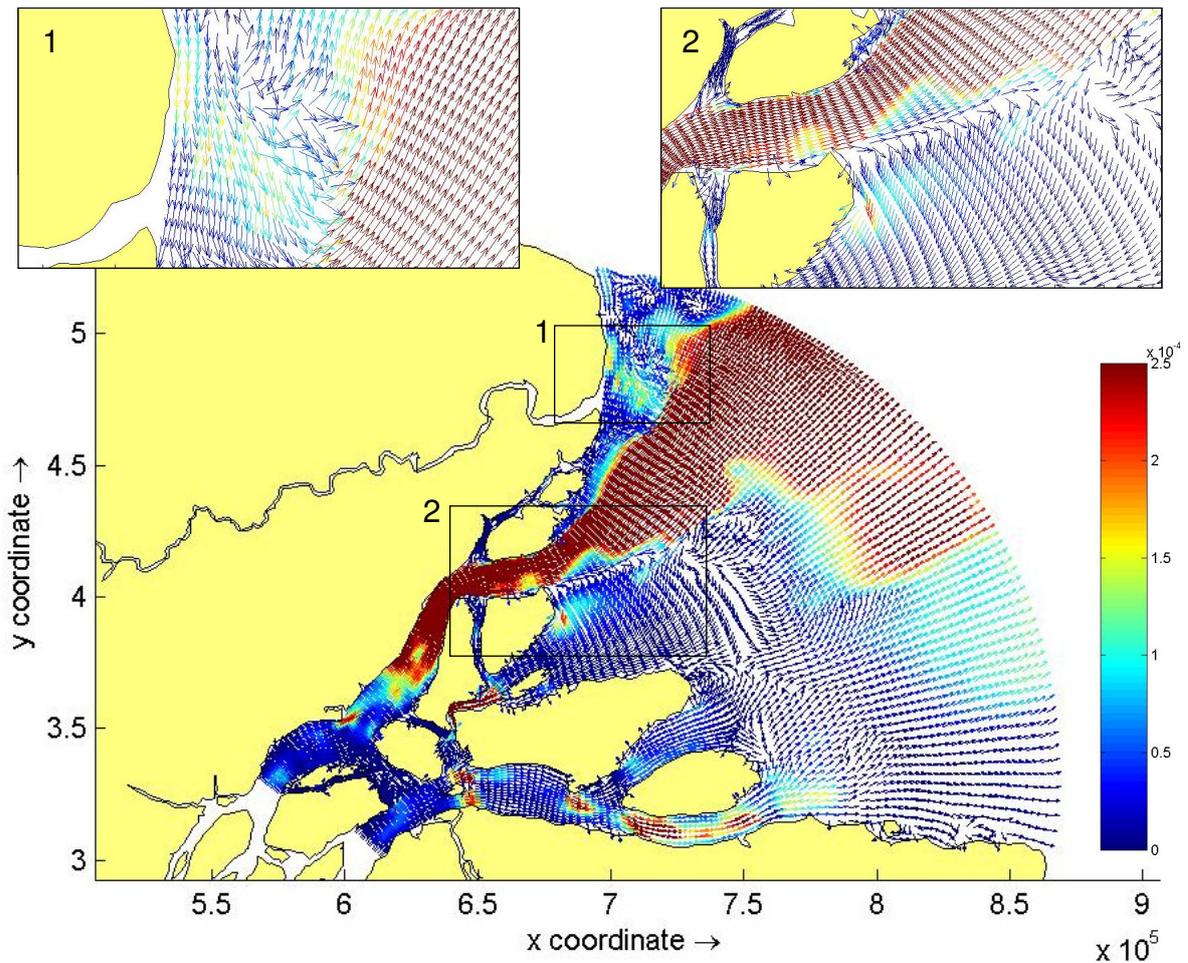


Figura 59. Mapa do campo do transporte residual total. As setas indicam a direção do transporte e a escala de cores a magnitude do transporte ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$).

Na Figura 60 é apresentada a batimetria alcançada após um ano de simulação. Pode-se notar que ao longo desse período as áreas rasas que margeiam o canal de navegação são deformadas atingindo uma configuração indicando o possível descolamento de feições que gerariam novos bancos de areia, assim como observado na análise dos dados no capítulo 4. Contudo, o tempo de simulação não foi suficiente para que o descolamento total e, portanto, a identificação de um novo banco fosse verificada.

O centro de massa do banco idealizado ao final do experimento se deslocou na direção nordeste com um ângulo (β) igual a 41.65° percorrendo uma distância total de aproximadamente 13.2 km. O resultado para a direção de migração se encontra dentro da faixa de valores observada nos dados, porém o modelo está superestimando a taxa de migração em uma ordem de grandeza (Tabela 3). Na Tabela 7 é possível conferir a evolução mensal dos outros parâmetros do banco ao longo da simulação, como volume, orientação, comprimento, largura e altura.

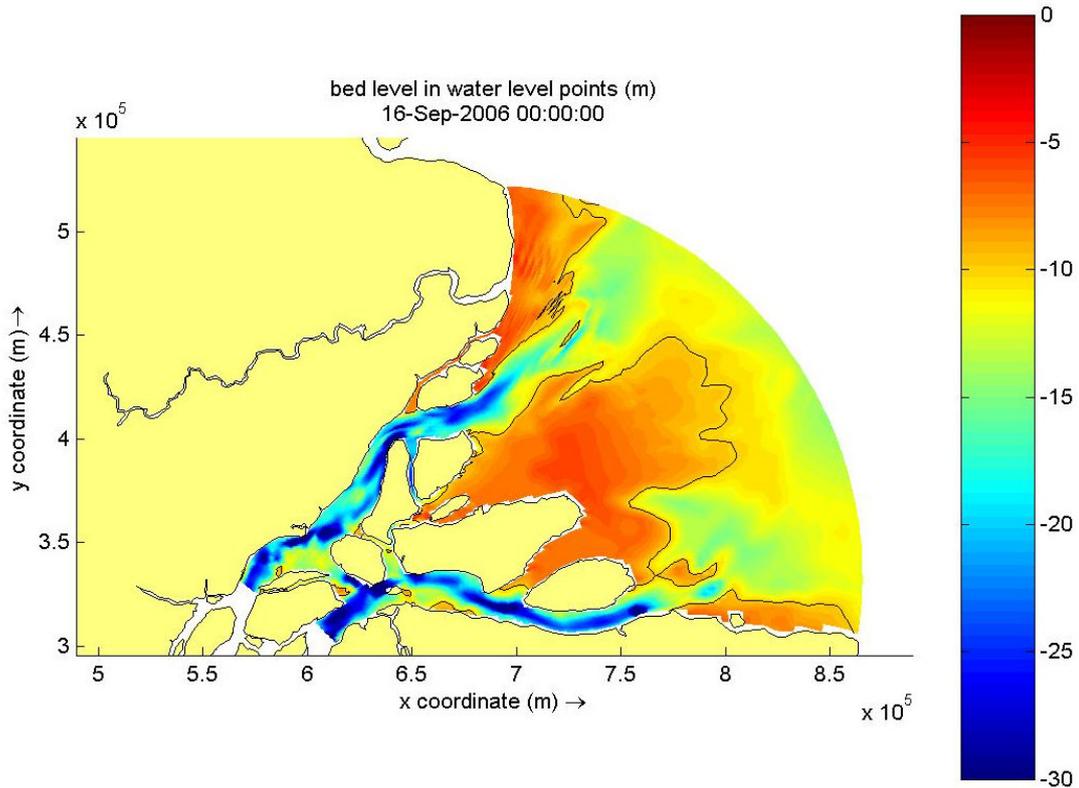


Figura 60. Configuração da batimetria após um ano de simulação do cenário S1.

O fato de o modelo estar superestimando a taxa com que o banco idealizado se desloca pode estar relacionada à três fatores. O primeiro devido ao transporte de sedimentos também estar sendo superestimado, seja pela fórmula de transporte utilizada, seja pelo diâmetro característico do grão empregado. Outra possibilidade é que a orientação inicial imposta ao banco no canal seja distante da de equilíbrio e que por isso, o sistema esteja tentando eliminá-lo, note que o banco tem seu volume reduzido drasticamente ao longo da simulação, conforme pode ser conferido na quinta coluna da Tabela 7 que indica o valor de 0.28 para a relação entre o volume do banco no início e fim da simulação. E por fim, o banco idealizado na forma como foi concebido pode não ser capaz de representar os bancos gerados espontaneamente pelo sistema, o que será testado no cenário S7.

Tabela 7. Evolução mensal dos principais parâmetros que caracterizam o banco.

Data	V (m³)	V/V₀	S (km)	S_{acum.}	α (°)	L (km)	B (km)	H (m)
16/09/05	3.3E+7	1.00	0.00	0.00	48.99	15.24	2.26	2.36
16/10/05	3.0E+7	0.89	1.94	1.94	47.73	14.87	2.21	2.20
16/11/05	2.5E+7	0.74	1.22	3.16	51.95	14.60	2.09	1.98
16/12/05	2.3E+7	0.70	1.30	4.47	53.13	15.00	2.04	1.85
16/01/06	2.2E+7	0.66	0.99	5.46	51.63	15.31	2.04	1.73
16/02/06	2.2E+7	0.65	1.01	6.47	53.13	15.00	1.89	1.86
16/03/06	2.0E+7	0.61	0.71	7.18	52.77	15.70	1.76	1.80
16/04/06	1.9E+7	0.56	0.97	8.15	51.95	14.60	1.79	1.73
16/05/06	1.6E+7	0.48	1.10	9.26	54.69	14.71	1.52	1.76
16/06/06	1.4E+7	0.41	1.26	10.52	54.25	15.40	1.38	1.54
16/07/06	1.1E+7	0.34	1.21	11.73	52.77	15.70	1.40	1.26
16/08/06	1.0E+7	0.31	1.05	12.78	54.25	15.40	1.57	1.03
16/09/06	9.5E+6	0.28	0.41	13.19	53.53	14.30	1.67	0.96

6.2.2 Influência da orientação do banco em sua evolução

Para a avaliação da orientação do eixo do banco no seu processo evolutivo, foram conduzidos dez experimentos numéricos (S2.A a S2.J) onde se variou o ângulo (α) com que o eixo do banco idealizado se orienta no canal. Em todos os casos foram mantidas as características geométricas e posicionamento do centro de massa do banco empregado no experimento padrão (S1). Os resultados mensais para o deslocamento acumulado do banco e variação do volume em relação ao seu volume inicial são apresentados na Figura 61 e Figura 62 respectivamente.

As simulações começam no período de seca do rio (Figura 37), então era de se esperar que no início da simulação as taxas de deslocamento fossem menores e que apresentassem um aumento gradual até que o pico da vazão (junho) fosse alcançado. Esse comportamento pode ser verificado apenas para os casos em que a orientação inicial do banco era de 35°, 33° e 31°. Já a evolução dos bancos orientados inicialmente a 50°, 45°, 40° e 37° não parece ser sensível à sazonalidade do rio, pois apresentam uma taxa de deslocamento aproximadamente constante de 1 km/mês. Indicando que as elevadas taxas inicialmente assumidas por esses bancos sejam possivelmente uma resposta do sistema tentando restabelecer a condição de equilíbrio que quando é atingida

passa a atuar sobre esses bancos de forma similar aos bancos com α igual a 35° , 33° e 31° e, portanto, as curvas de deslocamento acumulado passam a convergir para um mesmo valor.

Os demais casos, com α igual a 80° , 53° , 30° e 10° , não seguem o comportamento de nenhum dos dois grupos mencionados no parágrafo anterior, porém apresentam uma característica em comum, todos tem seu volume drasticamente reduzidos no decorrer da simulação, conforme ilustra a Figura 62. O primeiro desaparece após quatro meses de simulação, o segundo, que registrou o maior deslocamento final, após um ano de simulação tem seu volume reduzido a 1% do inicial e os demais desaparecem após sete e um mês respectivamente.

Analisando-se os bancos que são sensíveis à sazonalidade fluvial (α igual a 35° , 33° e 31°), observa-se que a taxa de deslocamento parece estar relacionada ao volume dos bancos. Para os períodos quando são verificados os menores deslocamento se observa um decaimento do volume, a partir de março quando há uma amplificação do volume, o deslocamento também volta a crescer. Essa correlação não é verificada quando α é igual a 40° e 37° .

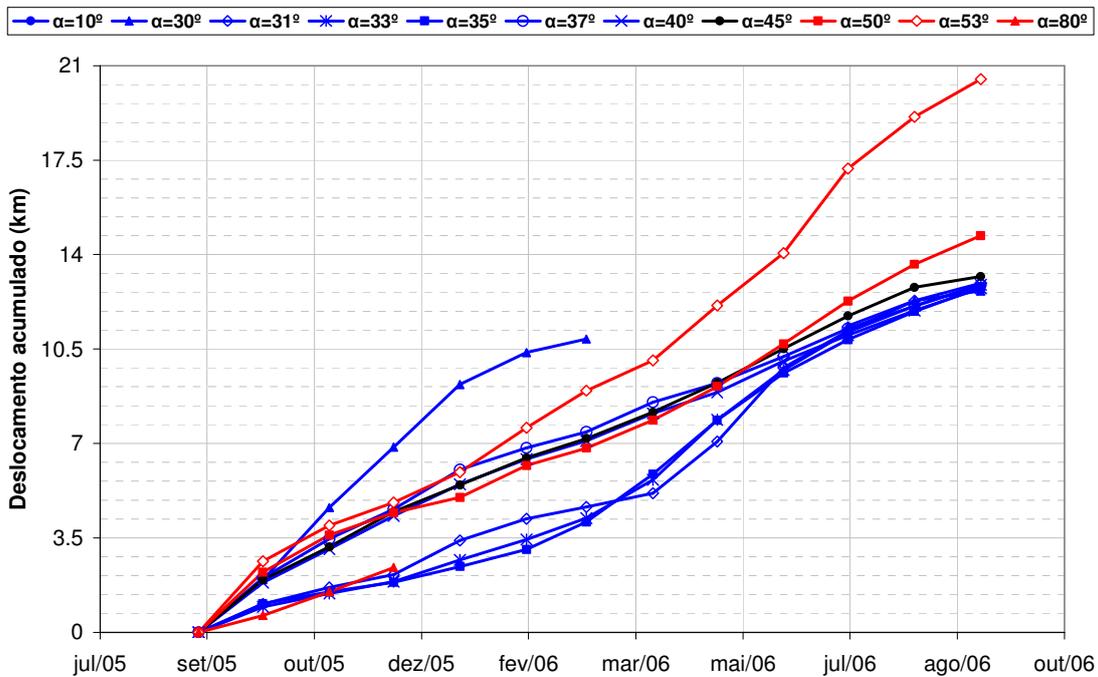


Figura 61. Deslocamento acumulado do centro de massa do banco idealizado durante o período de simulação. Em azul resultado para os bancos com $\alpha < 45^\circ$ e em vermelho com $\alpha > 45^\circ$.

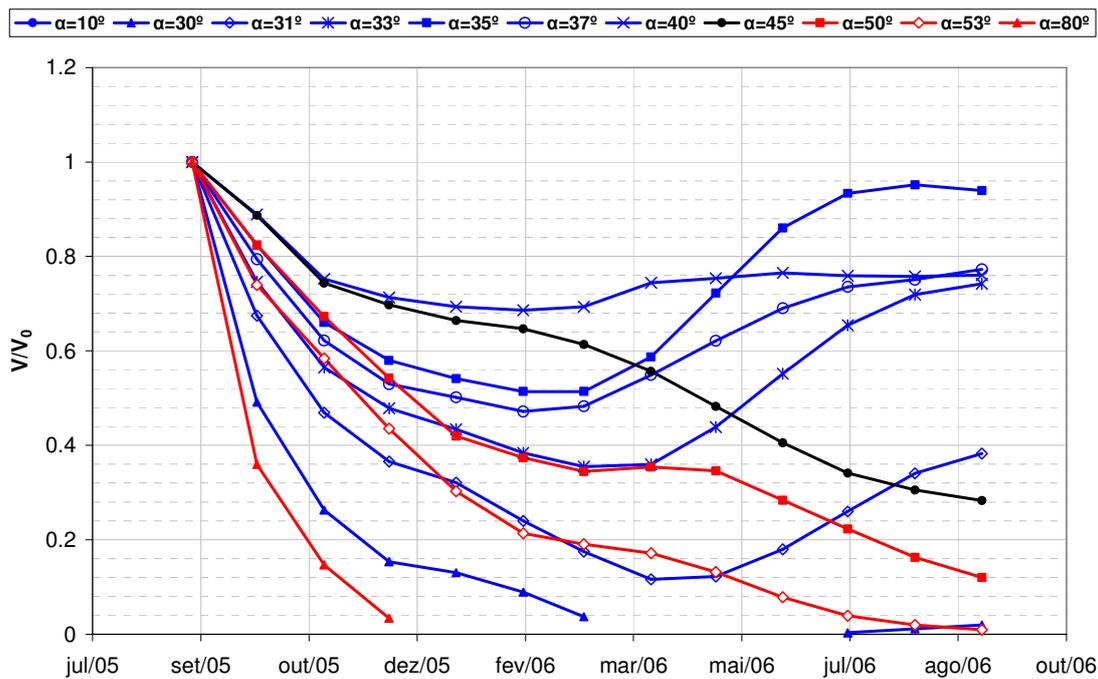


Figura 62. Variação do volume do banco idealizado em relação ao seu volume inicial durante o período de simulação. Em vermelho resultado para os bancos com $\alpha < 45^\circ$ e em azul com $\alpha > 45^\circ$.

Na Figura 63 é apresentada a relação entre o volume do banco idealizado do cenário S1 e os parâmetros que definem suas dimensões, comprimento, largura e altura. Analisando-se esses três parâmetros nota-se que aquele que apresenta maior correlação com o volume ao longo da evolução do banco é a altura. Isto pode explicar a relação entre o volume e o deslocamento, já que maiores volumes ou alturas se traduzem em menores profundidades e portanto, em maiores tensões de cisalhamento no leito, o que viabiliza maiores deslocamentos, maiores detalhes serão dados na seção 6.2.7.2. Essa mesma correlação é verificada para os demais casos.

Com relação à direção de migração (β), os bancos com orientação inicial (α) entre 45° a 30° tiveram seus centros de massa deslocados a um ângulo médio de 40° , enquanto que os bancos dos experimentos S2.B ($\alpha=53^\circ$) e S2.C ($\alpha=50^\circ$), apresentaram um deslocamento em torno da direção de 45° . Os resultados encontrados para a direção de migração dos bancos idealizados se correlacionam bem com os dos bancos 1 e 4, analisados no capítulo 4, orientados a 46° e 55° respectivamente e migrando a 43° .

É observado que a orientação do banco ao longo da simulação não permanece constante. No experimento S2.A, por exemplo, o banco que começa orientado a 80° , após quatro

meses de simulação o ângulo α diminui para 56.3° , conforme ilustra a Figura 64. Já o banco do cenário S2.F, ilustrado na Figura 65, está inicialmente orientado a 35° e agora o ângulo α aumenta para 53.1° após um ano. Ou seja, em ambos os casos a orientação dos bancos se altera ao longo da simulação convergindo para um alinhamento similar, independentemente da orientação inicialmente imposta.

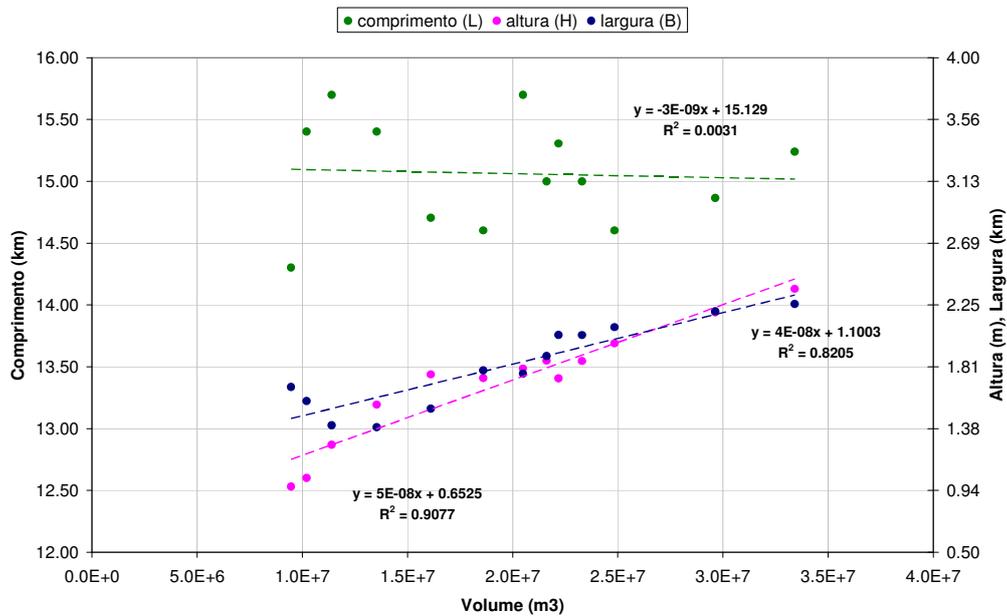


Figura 63. Relação entre o volume e os parâmetros que definem as dimensões dos bancos (comprimento, largura e altura) para o banco idealizado do cenário S1.

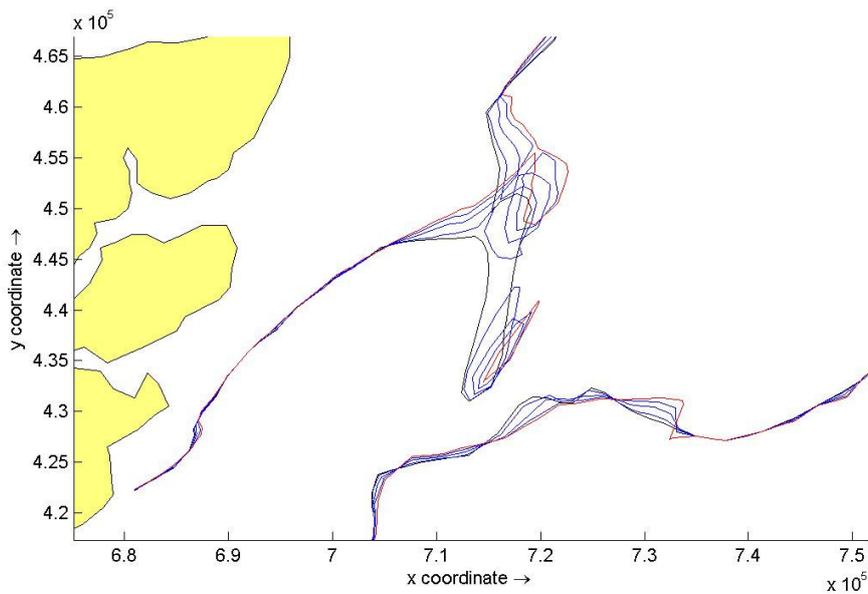


Figura 64. Mapa ilustrando a evolução mensal do banco idealizado do cenário S2.A. Inicialmente (preto) orientado à 80° e após 4 meses de simulação (vermelho) à 56.3° . Posições intermediárias em azul.

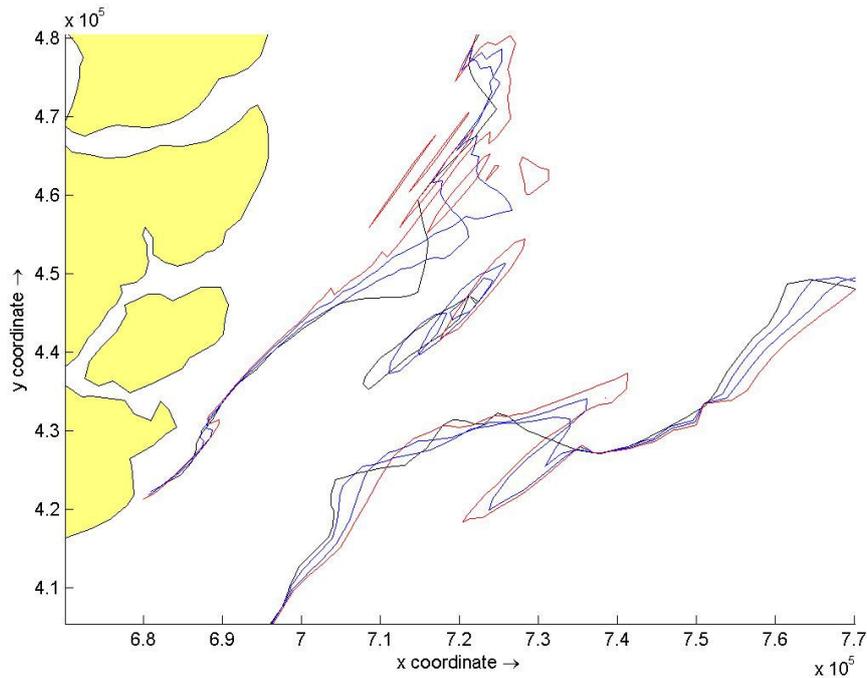


Figura 65. Mapa ilustrando a evolução mensal do banco idealizado do cenário S2.F. Inicialmente (preto) orientado à 35° e após 1 ano de simulação (vermelho) à 53.1° . Posições intermediárias em azul.

Para os demais cenários a orientação final dos bancos ao final da simulação também convergiu para um ângulo α de 53° em média. Com base neste resultado poder-se-ia pensar então, que a orientação preferencial do banco segundo a qual este estaria em equilíbrio é a de 53° , mas o cenário S2.B revelou que o banco apesar de não apresentar grandes alterações em sua orientação ao longo do período simulado, apresenta em contrapartida um grande deslocamento e uma diminuição brusca de volume, o que indicaria uma condição afastada do equilíbrio. A partir daí, pode-se inferir então, que tal orientação preferencial é função da posição que o banco ocupa. Para ratificar este raciocínio foi testado o cenário S3 que assim como o cenário S2.B contém um banco idealizado inicialmente orientado à 53° , mas em outra posição.

6.2.3 Influência da posição do banco em sua evolução

Nesta seção serão apresentados os resultados da simulação para o cenário S3 que possui as mesmas características do banco testado em S2.B, porém sua posição inicial é tal que coincide aproximadamente com a posição alcançada pelo banco idealizado no final da simulação S2.B. Na seção anterior concluiu-se que é provável que nesta posição a

orientação preferencial do banco seja de 53° , com isso, o que se espera é que o banco apresente uma evolução estável uma vez que partiu da orientação de equilíbrio.

Na Figura 66 é apresentado o deslocamento acumulado dos bancos simulados nos experimentos S3 e S2.B. Pode-se perceber uma redução de mais de 40% da migração anual do banco na simulação S3 quando comparada com o caso S2.B. E quando comparado aos casos cuja evolução se deu de forma mais estável ($35^\circ < \alpha < 31^\circ$), o deslocamento foi da mesma ordem de grandeza, apenas cerca de 10% menor, assim como a diferença verificada para as velocidades em ambas as posições. Nesta seção não serão comparadas as variações de volume do banco entre as duas simulações uma vez que parte desta variação está relacionada à batimetria local e ambos os bancos iniciam a simulação e migram percorrendo caminhos distintos, ao contrário do que ocorreu na seção anterior que permitiu tal comparação. Porém, cabe dizer que diferentemente do que ocorreu com o banco do cenário S2.B, que teve seu volume reduzido fortemente, o do experimento S3 foi amplificado.

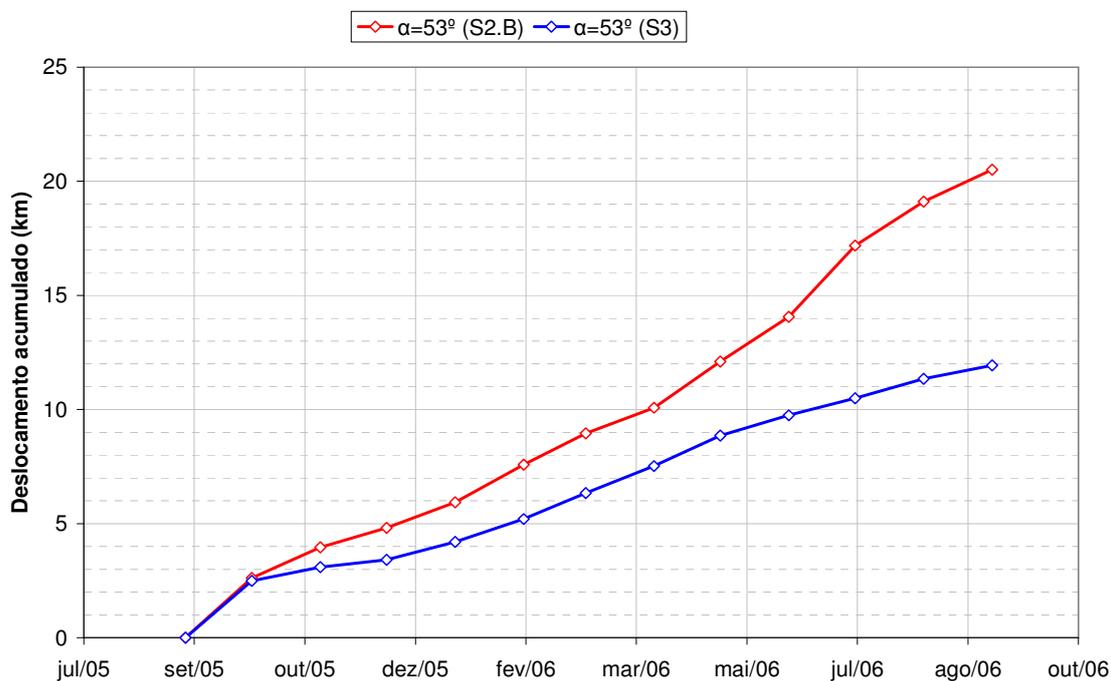


Figura 66. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos S3 (azul) e S2.B (vermelho), ambos com $\alpha=53^\circ$, mas em posições distintas.

Durante a simulação S3 o banco teve sua orientação alterada terminando o experimento com um ângulo α igual a 60.75° . Então, constata-se que a evolução de um banco com a

mesma orientação de outro será de fato influenciada pela posição que cada um ocupa inicialmente, assim como a orientação preferencial segundo a qual o banco estará em equilíbrio. Isto se deve ao fato de que em cada posição as características morfológicas e portanto hidrodinâmicas, já que estas estão intrinsecamente relacionadas, são distintas consequentemente atuando sobre cada banco também de maneira distinta.

6.2.4 Influência do diâmetro do grão na evolução do banco

A fim de se obter uma estimativa da sensibilidade da migração do banco modelado ao diâmetro característico do grão (D_{50}), foi estabelecido o cenário S4 cuja diferença em relação ao cenário padrão (S1) é o diâmetro do grão de areia simulado, que passou de 160 μm para 250 μm . Estes valores foram arbitrados a partir da análise de amostras de fundo coletadas no ano de 2008 no Canal Norte nas proximidades da cidade de Macapá, situada próxima à fronteira de montante (Figura 2) onde foram observados diâmetros variando de 140 μm a 270 μm .

Na Figura 67 é mostrado o transporte de sedimentos em suspensão e por arraste no Canal Norte (na seção T1, indicada na Figura 55) para o cenário S4. Pode-se observar que o transporte apresenta as mesmas características de sazonalidade observada para o caso S1 (Figura 56). Contudo, o transporte em suspensão médio foi reduzido em 55% com relação ao observado para o caso S1, ficando em 5.03×10^7 t/a. Para este cenário o resultado para o transporte em suspensão ainda pode ser considerado aceitável, pois é consistente com a estimativa de FILIZOLA (1997), cerca de 50% menor do que a de MEADE (1985).

Já o transporte por arraste registrou um aumento de cerca de 30% em relação ao calculado no experimento S1, ficando em 5.67×10^6 t/a. Isto se deve ao fato de que diferentemente do que ocorre para o transporte em suspensão o aumento do grão nem sempre implica num transporte por arraste menor, como explicado a seguir.

Para que determinada partícula seja transportada por arraste é necessário que possua um peso mínimo caso contrário permanecerá em suspensão, e com isso, não contribuirá para a parcela que é transportada por arraste. Ou seja, existe um limite granulométrico até o qual a partícula irá ser transportada em suspensão, não contribuindo portanto, para

o transporte por arraste que então, é nulo. À medida em que o diâmetro aumenta, o transporte por arraste passa a existir, e será maior conforme o diâmetro da partícula fica mais pesado, até que em determinado momento o aumento do diâmetro é tal que o escoamento começa a ter dificuldade para transportá-la também por arraste, a partir deste ponto, assim como para o transporte em suspensão, o transporte por arraste decrescerá com o aumento do tamanho do grão.

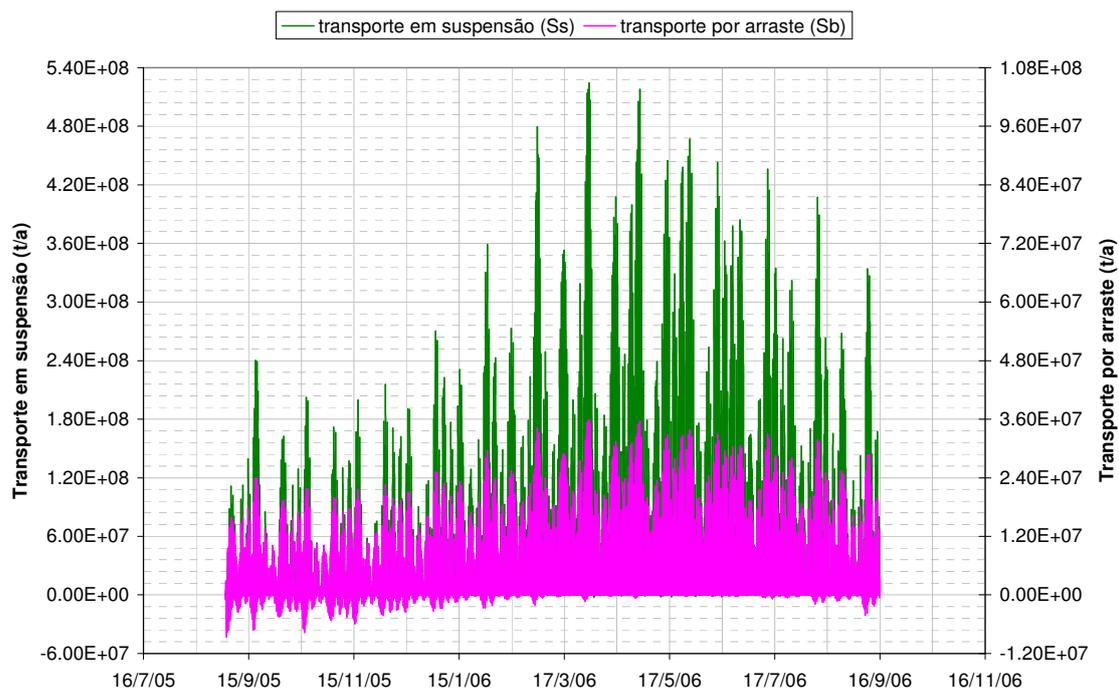


Figura 67. Transporte em suspensão (verde) e por arraste (magenta) modelados para o cenário S4.

Ao final, esse resultado se mostrou importante não apenas para se analisar a relevância do diâmetro do sedimento, mas também para avaliar a importância relativa dos diferentes tipos de transporte para a evolução do banco. Pois, apesar do aumento do transporte por arraste, ainda assim foi observada uma menor taxa de migração do banco, que ao final da simulação S4 teve seu centro de massa deslocado em 9 km, cerca 31% menor do que o deslocamento verificado para o experimento S1, conforme pode ser visto na Figura 68. Com isso, pode-se afirmar que a contribuição do transporte em suspensão é fundamental para a migração dos bancos.

Com relação ao volume dos bancos (Figura 69), ambos apresentaram redução ao longo do período simulado, mas no caso S4 foi preservado cerca de 70% do volume inicial, enquanto que no caso S1 apenas 30%. Cabe ressaltar também que em ambos os casos

apresentaram resultados praticamente iguais tanto para a orientação do banco quanto para a direção de migração ao fim da simulação.

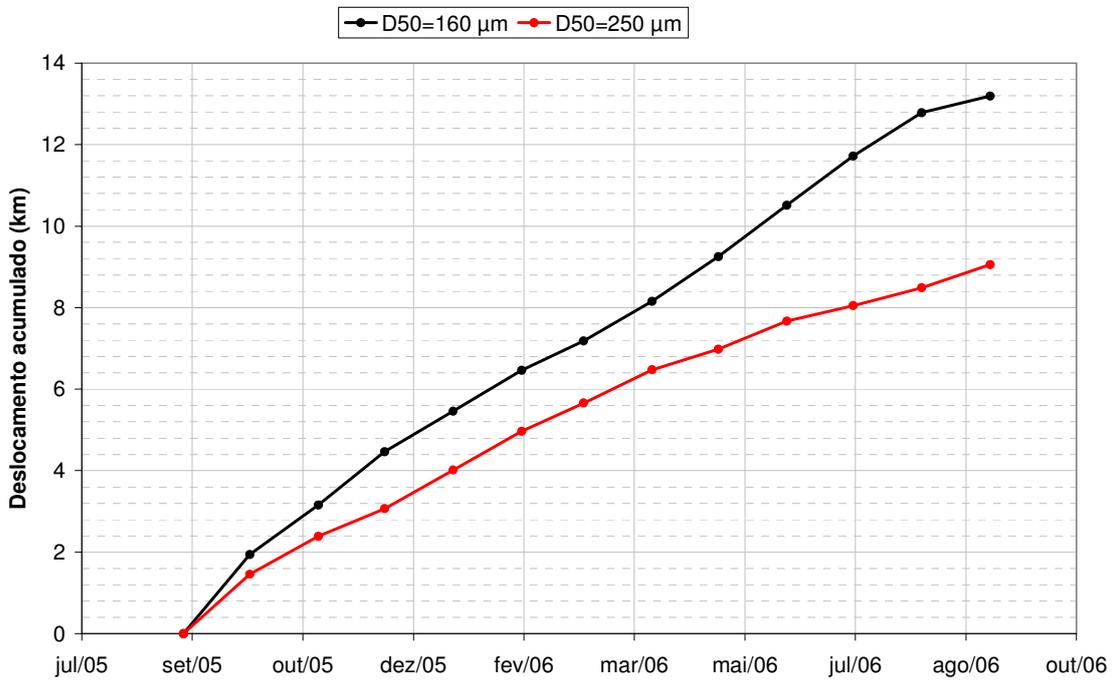


Figura 68. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos S4 (vermelho) e S1 (preto), com D_{50} igual a 250 μm e 160 μm respectivamente.

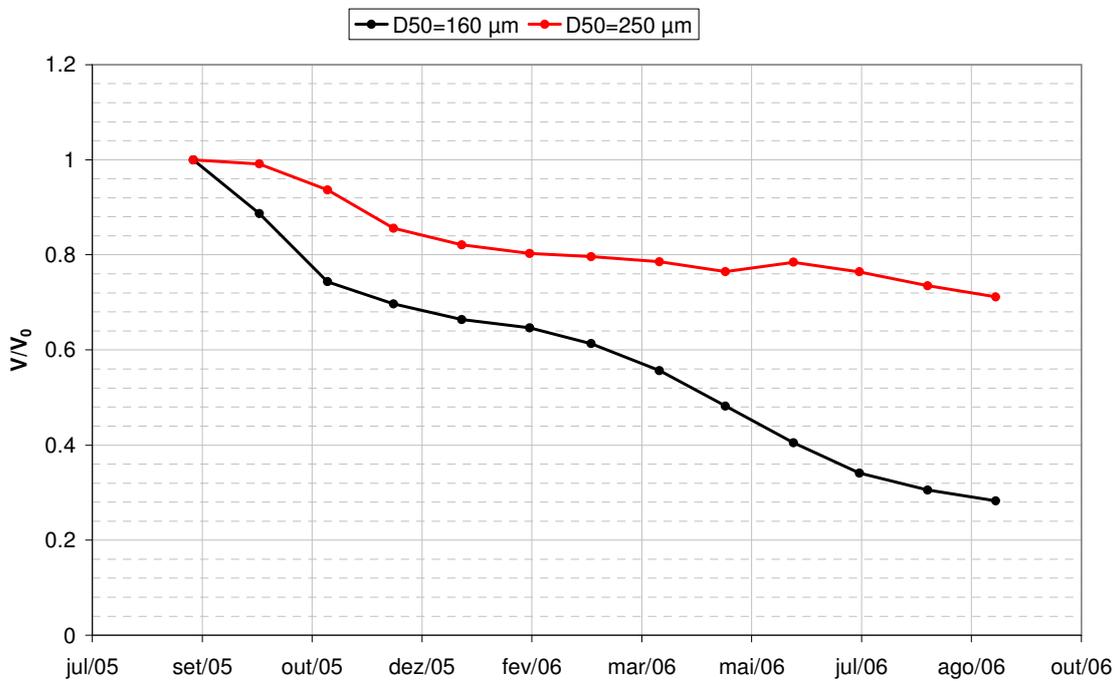


Figura 69. Variação do volume dos bancos simulados em S1 (preto) e S4 (vermelho) em relação aos seus volumes iniciais durante o período de simulação.

6.2.5 Influência da vazão na evolução do banco

Nesta seção serão apresentados os resultados para o cenário S5 no qual a vazão de entrada foi reduzida em 20% com relação aos demais experimentos, gerando-se assim a condição equivalente a de um ano mais seco, a fim de se analisar a influência da vazão na evolução do banco. Na Figura 70 é apresentado o transporte de sedimentos em suspensão e por arraste no Canal Norte (na seção T1, indicada na Figura 55). Para este caso as características do sedimento foram mantidas e as do escoamento modificadas, resultando numa diminuição da capacidade de transporte pelo escoamento que teve suas velocidades reduzidas. Com isso, o transporte de sedimento apresentou uma queda de cerca de 12% em relação ao calculado para o cenário S1.

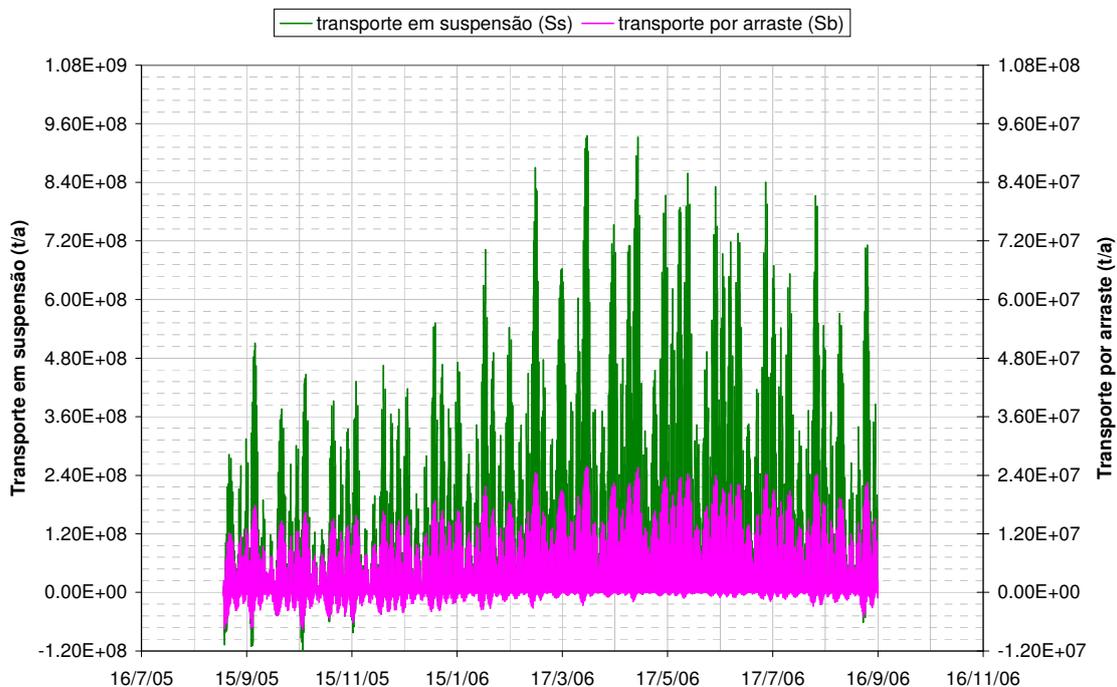


Figura 70. Transporte em suspensão (verde) e por arraste (magenta) modelados para o cenário S5.

Esta redução do transporte fez com que os deslocamentos mensais do centro de massa do banco idealizado também fosse menor e ao final da simulação percorresse um total de 12 km, o que é 9% menor do que o deslocamento observado para o caso S1, conforme pode ser visto na Figura 71. Pode-se perceber, assim como na seção anterior, que o cenário que apresenta menor deslocamento também possui menor alteração de seu volume inicial (Figura 72), reforçando mais uma vez a relação entre o volume e o deslocamento. Além disso, ambos os casos também apresentaram resultados

praticamente iguais tanto para a orientação do banco quanto para a direção de migração ao fim da simulação.

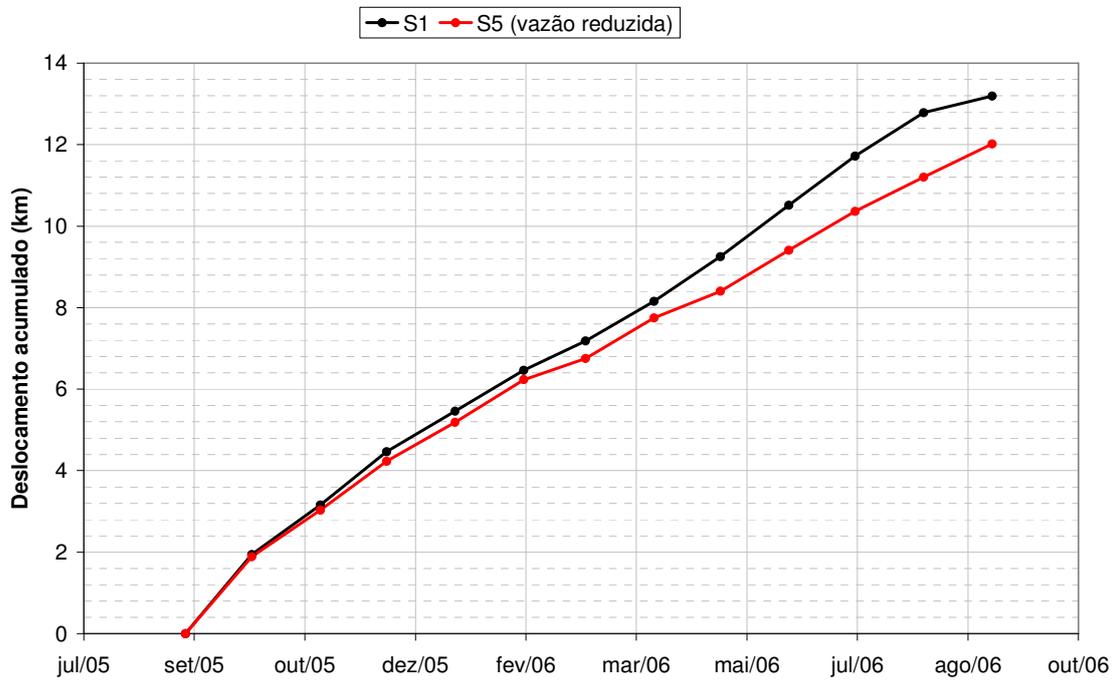


Figura 71. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos S5 (vermelho) e S1 (preto), com a vazão para o ano de 2006 e 80% desta vazão respectivamente.

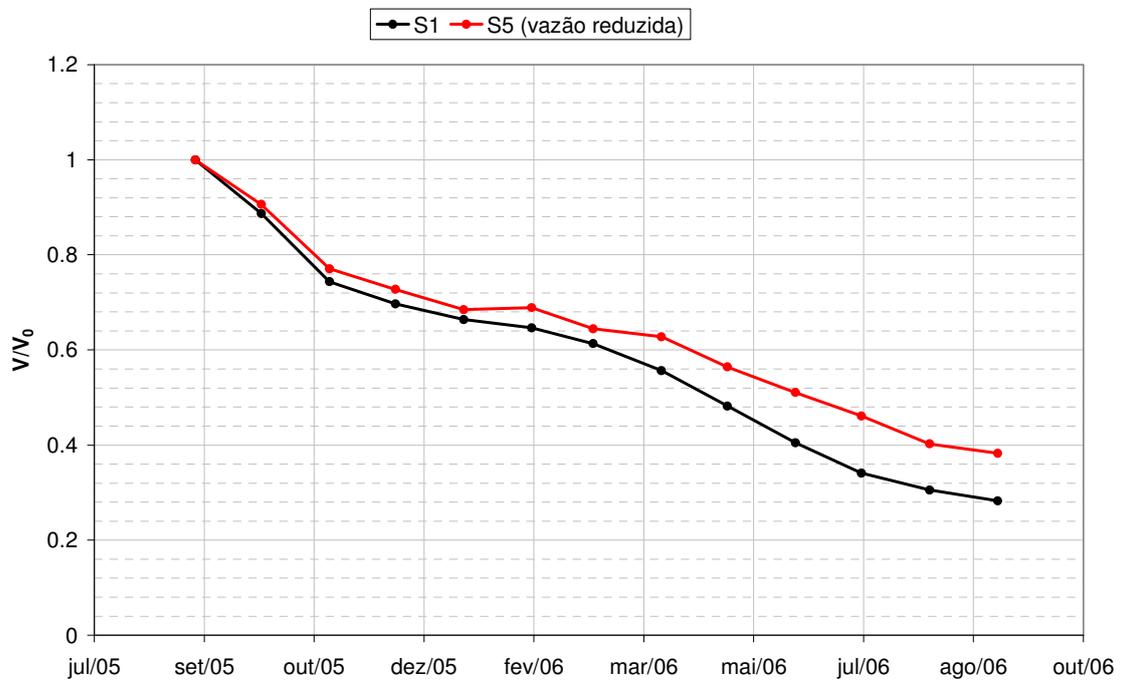


Figura 72. Variação do volume dos bancos simulados em S1 (preto) e S5 (vermelho) em relação aos seus volumes iniciais durante o período de simulação.

6.2.6 Influência da fórmula de transporte na evolução do banco

No capítulo 1 (seção 5.2) foram descritas as fórmulas de transporte testadas neste trabalho, a de Engelund-Hansen usada no cenário S6 e a de Van Rijn nos demais experimentos. Como dito, a fórmula de transporte de Engelund-Hansen calcula o transporte total, não fazendo distinção entre as parcelas transportadas em suspensão e por arraste. Na Figura 73 é mostrado o transporte total calculado por esta formulação no Canal Norte (na seção T1, indicada na Figura 55), cuja a média é de cerca de 1.51×10^7 t/a, isto é, 87% menor do transporte total calculado para o cenário S1. O transporte ainda preserva a sazonalidade observada para o caso S1 (Figura 56), com o pico máximo ocorrendo em torno do mês março.

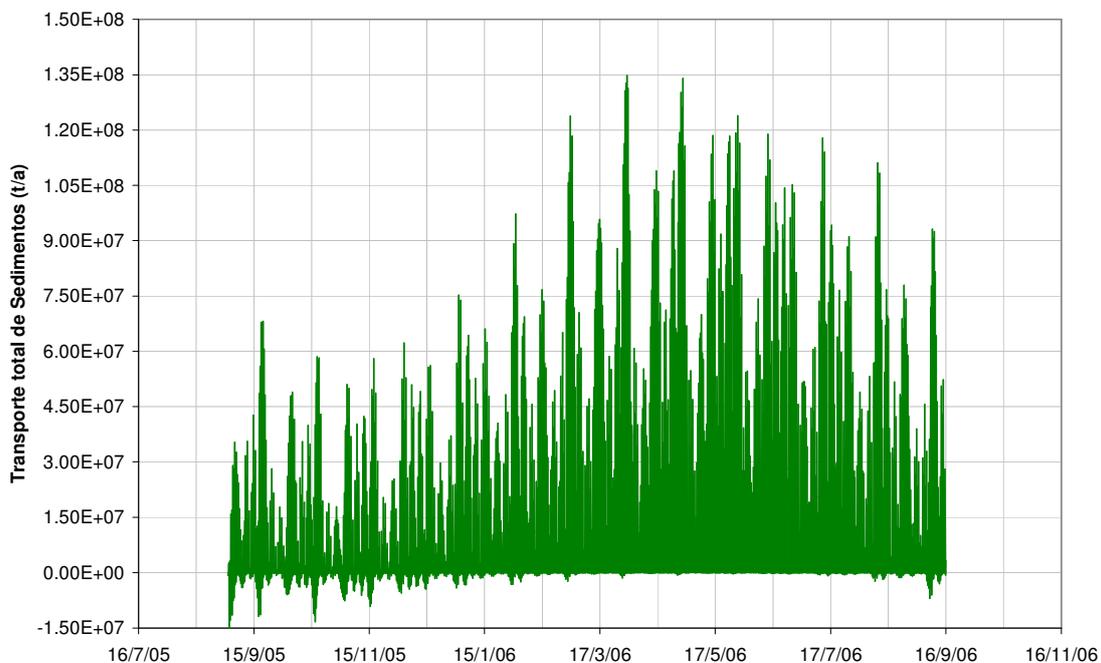


Figura 73. Transporte total modelado para o cenário S6 na seção T1 no Canal Norte (Figura 55).

Em decorrência das reduzidas taxas de transporte os deslocamentos gerados para o centro de massa do banco foram, para este caso, mais próximos dos observados, alcançando 3.7 km ao final de um ano de simulação, conforme ilustra a Figura 74. Tal deslocamento é ainda de duas a três vezes maior do que o observado nos dados (Tabela 3), porém cerca de três vezes e meia menor do que o resultado encontrado para o caso padrão (S1). Com relação ao volume (Figura 75) mais uma vez pode-se perceber que o cenário com menor deslocamento teve a variação do seu volume inicial mais estável.

Provavelmente, por evoluir de forma mais lenta, o banco do cenário S6 atingiu ao final da simulação uma orientação (α) intermediária a observada entre o início e fim da simulação S1, já a direção de deslocamento (β) foi praticamente igual ao do caso S1.

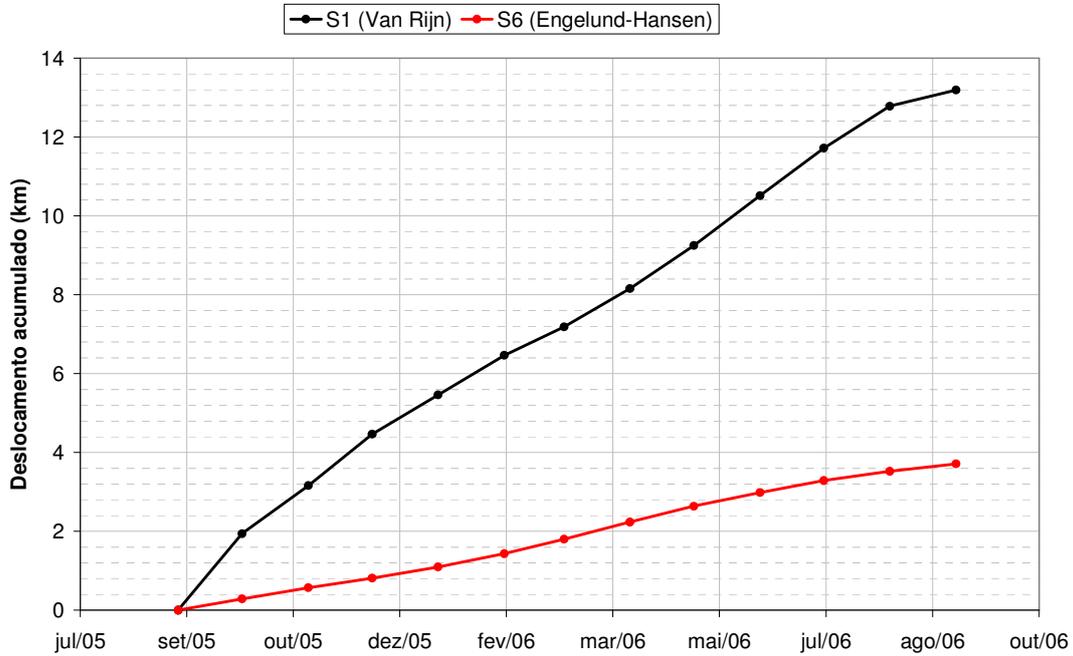


Figura 74. Deslocamento acumulado do centro de massa dos bancos simulados nos experimentos e S6 (vermelho) e S1 (preto), considerando para o cálculo do transporte as fórmulas de Engelend-Hansen e Van Rijn respectivamente.

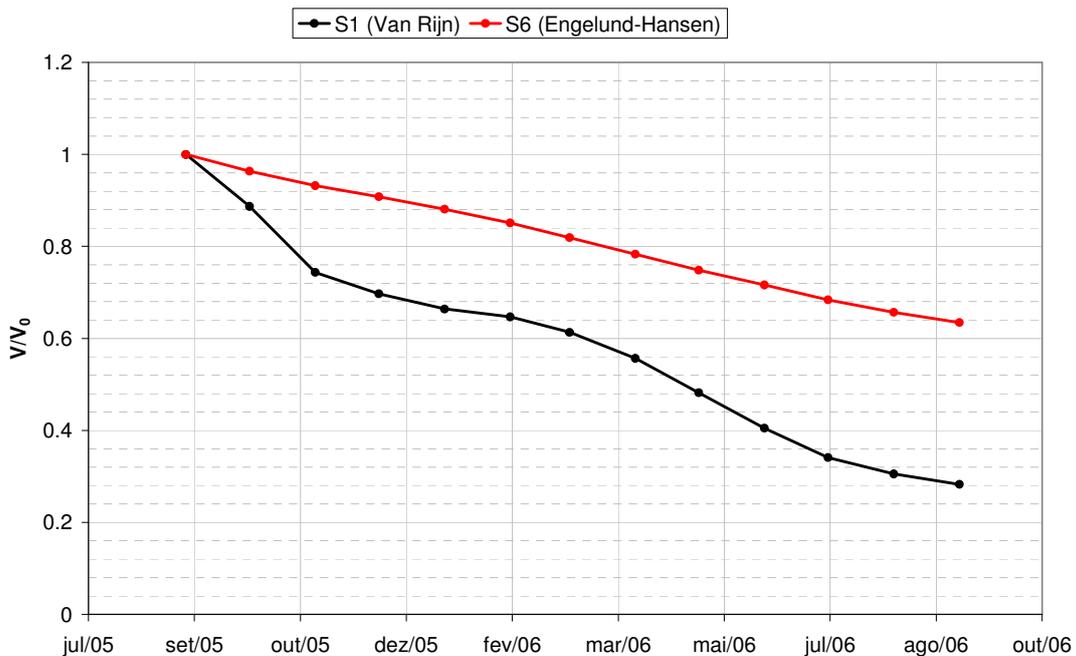


Figura 75. Variação do volume dos bancos simulados em S6 (vermelho) e S1 (preto), considerando para o cálculo do transporte as fórmulas de Engelend-Hansen e Van Rijn respectivamente.

No estudo desenvolvido por HIBMA *et al.* (2003), com o uso das mesmas fórmulas utilizadas neste trabalho, concluiu-se que apesar de diferenças locais poderem ser observadas, em geral, o desenvolvimento morfológico obtido pela formulação de Van Rijn é análogo ao obtido pela formulação de Engelund-Hansen, sendo a principal diferença as escalas de tempo necessárias para se obter tal desenvolvimento, que é atingido mais rapidamente usando-se a fórmula de Van Rijn. Neste trabalho o mesmo é constatado, as feições morfológicas observadas após um ano de simulação do cenário S6 apresentam grande similaridade com as feições obtidas após dois meses de simulação do cenário S1.

Para o caso deste estudo, segundo VAN RIJN (comunicação pessoal) uma razão que pode justificar essa grande diferença entre os valores obtidos pelas duas formulações de transporte pode estar relacionada ao coeficiente de rugosidade utilizado. Pois, enquanto na implementação da fórmula de transporte de Engelund-Hansen o modelo utiliza o mesmo valor especificado pelo usuário no módulo hidrodinâmico, para o caso de Van Rijn é utilizado um valor fixo igual a 0.05, correspondente a leito arenoso com transporte de sedimentos de acordo com ABBOT & BASCO (1989 *apud* ROSMAN, 2001).

No caso do Amazonas, devido aos fortes gradientes presentes no perfil vertical de concentração de sedimentos (lutoclinas) e às elevadas concentrações de sedimento em suspensão, o escoamento nos primeiros metros acima do leito é predominantemente viscoso, determinando um amortecimento da turbulência e uma diminuição da tensão de atrito no fundo. Nesta situação, o emprego da parametrização clássica turbulenta da tensão de atrito no fundo em modelos numéricos de circulação só é possível utilizando-se coeficientes de atrito muito abaixo dos valores sugeridos na literatura (GABIOUX, 2002). Neste trabalho então, estes coeficientes atuam como meros parâmetros de ajuste, uma vez que não há uma correta representação do fenômeno físico em questão, ou seja, tensões resultantes de um escoamento viscoso próximo ao fundo, assim o valor da altura equivalente da rugosidade foi estabelecido em torno de 0.1×10^{-4} m para a região de interesse.

Na fórmula de Engelund-Hansen para o cálculo do transporte total de sedimentos (Eq. 4) o parâmetro k_s (altura equivalente da rugosidade) está presente no coeficiente de Chézy (Eq. 12) que está elevado à terceira potência e é inversamente proporcional ao transporte. O coeficiente de Chézy pode ser escrito como:

$$C = 18 \log\left(\frac{12h}{k_s}\right) \quad \text{Eq. 12}$$

Portanto, para se estimar qual diferença no transporte seria obtida com o uso de k_s igual a 0.05 m e 0.1×10^{-4} m, equivalente aos usados nos cenários S1 e S6 respectivamente, tem-se:

$$\frac{S_{EH}}{S_{VR}} \propto \left(\frac{1/C_{EH}}{1/C_{VR}}\right)^3 \therefore S_{EH} \approx 0.12 S_{VR}$$

Supondo h (profundidade) igual a 15 m e, sendo S_{EH} e S_{VR} os transportes totais obtidos pela formulação de Engelund-Hansen para os coeficientes de Chézy equivalente aos usados na fórmula de Engelund-Hansen (C_{EH} , com k_s igual a 0.1×10^{-4} m) e Van Rijn (C_{VR} , com k_s igual a 0.05 m) respectivamente. Conforme pode ser visto acima, chega-se que o transporte calculado pela fórmula de Engelund-Hansen seria cerca de 88% menor do que o calculado pela formulação de Van Rijn, o que concorda com a relação obtida entre os transportes totais médios calculados nos cenários S6 e S1.

Em suma, tem-se por um lado um modelo que produz um transporte condizente com as estimativas de transporte disponíveis na literatura, mas que superestima a migração dos bancos (caso S1). E por outro, um modelo que subestima o transporte de sedimentos mas, que ainda superestima a migração dos bancos (caso S6). Tal constatação leva a conclusão de que a fórmula empregada e consequentemente o transporte calculado no caso S1 não é a causa ou pelo menos a única causa que impede a reprodução de taxas de migração mais realistas pelo modelo. Já que nem mesmo uma redução de quase 90% do

valor do transporte obtida no cenário S6 conseguiu fazer com que o banco migrasse de acordo com o observado nos dados.

Este fato faz suscitar a hipótese de que talvez o banco idealizado da forma como foi concebido não é capaz de representar um banco real, naturalmente gerado pelo sistema, o que será testado finalmente na próxima seção. De fato, nos gráficos que mostram o deslocamento acumulado dos bancos ao longo da simulação (Figura 61, Figura 66, Figura 68, Figura 71 e Figura 74) pode-se perceber uma descontinuidade nas curvas com uma forte declividade no início das simulações (exceto para o caso S6) o que indica que o banco não esteja inicialmente em equilíbrio e que o sistema portanto, possa estar atuando para eliminá-lo para restabelecer o equilíbrio.

6.2.7 Tendências de longo prazo

Nesta seção serão apresentados os resultados da modelagem morfodinâmica para o experimento S7, cujo principal objetivo é o de observar a capacidade do sistema gerar espontaneamente os bancos de areia que são observados ao longo do Canal Norte e as escalas temporais e espaciais associadas a este processo. Para isso, foi simulado um período de 20 anos de duração com as condições de contorno aplicadas para o cenário S1 que foram repetidas sucessivas vezes de acordo com o número de anos modelado.

Na Figura 76 é apresentada a batimetria implementada no modelo no início da simulação e o resultado no final de cada ano simulado. Como pode ser observado nesta figura, o sistema foi capaz de gerar espontaneamente alguns bancos de areia. Esta seção será dividida em duas partes, na primeira será chamada atenção para os processos responsáveis pela formação desses bancos. Na segunda, conforme feito para os bancos idealizados, será acompanhada a evolução dos bancos gerados nesta simulação a fim de se conferir se diferentemente daqueles, estes produzem taxas anuais de migração compatíveis com as observadas no capítulo 4.

6.2.7.1 Mecanismos responsáveis pela formação e manutenção dos bancos

Na Figura 76(b) são destacadas as áreas que darão origem aos bancos 1 e 2 mostrados na seqüência desta figura para os resultados do modelo após dois e seis anos de simulação, Figura 76(c) e (g) respectivamente. Na seção 6.2.1 foi feita a hipótese de que essas áreas poderiam dar origem à bancos, mas devido à duração da simulação S1, não foi possível constatar naquela ocasião o total descolamento dessas feições com a geração dos bancos. A propensão destas regiões para a formação dos bancos se deve principalmente a dois fatores: primeiramente devido à essas zonas estarem abrigadas por ilhas, no caso as Ilhas Janaucu e do Curuá (Figura 55), dando origem ao mecanismo abordado na seção 3.2.4, e segundo por se situarem na interface de uma região rasa onde o transporte é reduzido e dominado pela enchente e de outra (canais) onde o transporte é mais intenso e dominado pela vazante (Figura 59), mecanismo descrito na seção 3.2.2.

Na Figura 76(h) e (q) são destacados bancos que diferentemente dos bancos 1 e 2 não se originam do descolamento das margens. Um mecanismo possível para explicar sua formação é que as perturbações iniciais do leito induzem a perturbações no campo de velocidades, que impactam o transporte de sedimentos o que pode levar a amplificação dessas feições. De acordo com HIBMA *et al.* (2003) a formação dos bancos e canais é uma manifestação inerente do sistema devido ao mecanismo de retroalimentação positiva entre corrente e batimetria. Assim, as perturbações no leito são fundamentais para a formação dessas estruturas, ou seja, a morfologia final é resultado da própria batimetria.

A feição morfológica indicada na Figura 76(i) se trata de uma estrutura que inicialmente era linear (Figura 76(g)) e foi se desenvolvendo até assumir essa forma de "U" e em determinado momento (Figura 76(j)) se dividiu dando origem ao banco 3. Esse processo evolutivo é análogo ao mostrado na Figura 13 que retrata à hipótese da multiplicação de bancos de CASTON (1972 apud DYER & HUNTLEY, 1999) que está relacionado aos sistemas de canais dominados por enchente ou vazante, sendo assim, mais um indicativo de que este é o ou um dos mecanismos responsáveis pela formação dos bancos gerados nessa região. Cabe ressaltar que o banco 3 surgiu após 9 anos de simulação e que após 18 anos de simulação (Figura 76(s)) é formado no mesmo local o banco 4, o que

evidencia que a geração desses bancos está associado à uma escala temporal de aproximadamente nove anos.

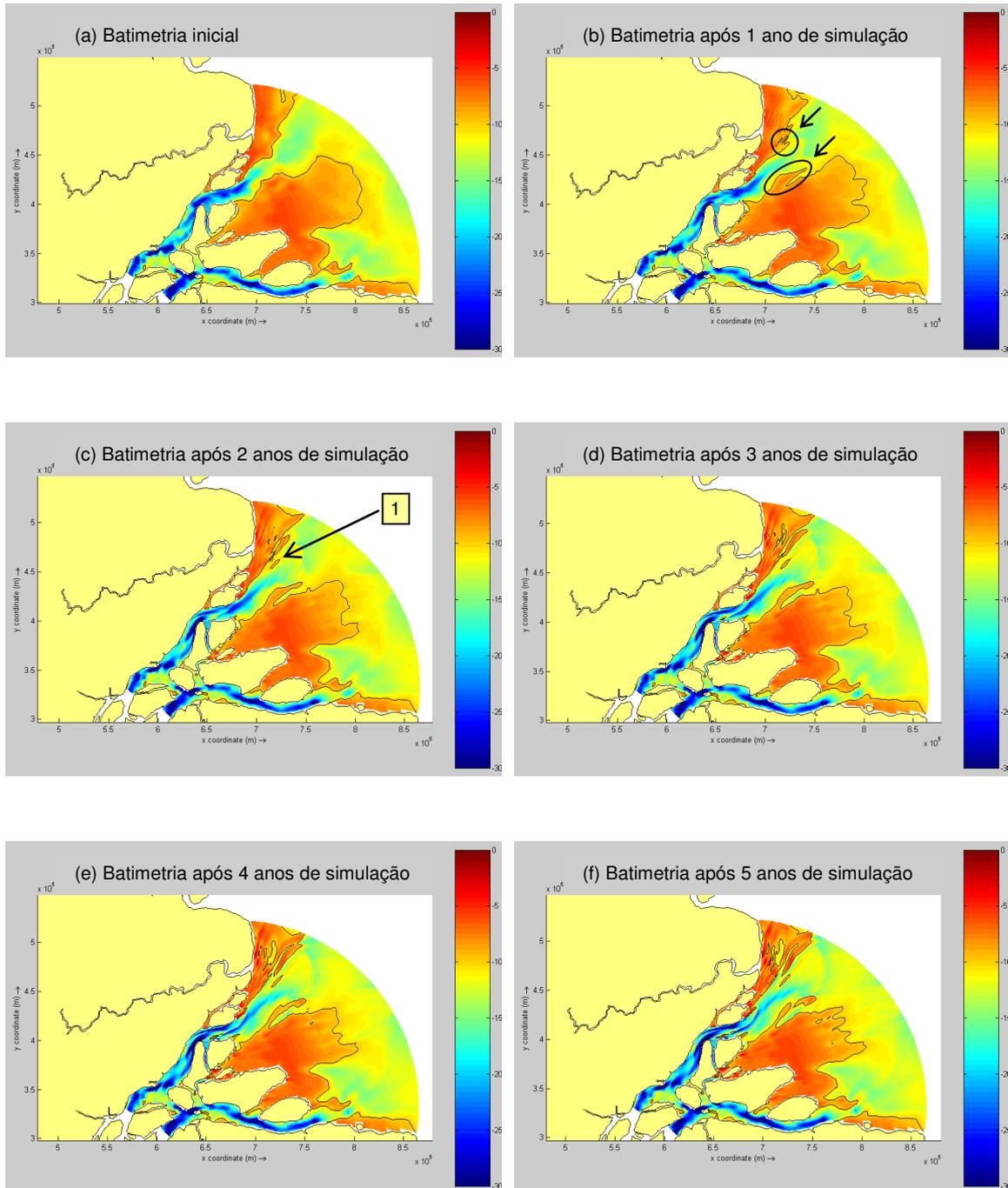


Figura75. Mapa batimétrico em escala de cores para os 20 anos simulados para o cenário S7. Em linha preta a isolinha de 10m que define os bancos.

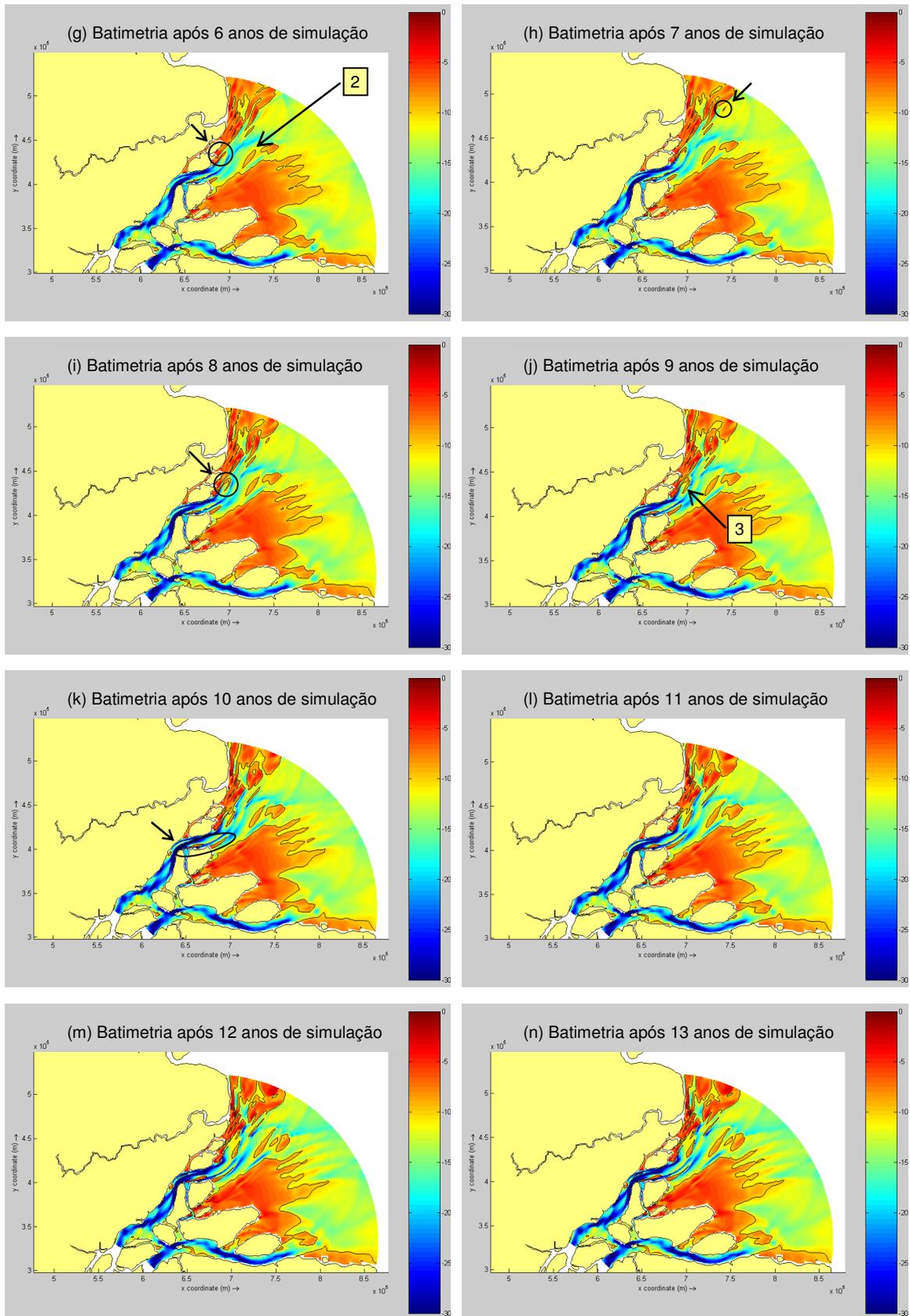


Figura75. Mapa batimétrico em escala de cores para os 20 anos simulados para o cenário S7. Em linha preta a isolinha de 10m que define os bancos. (continuação)

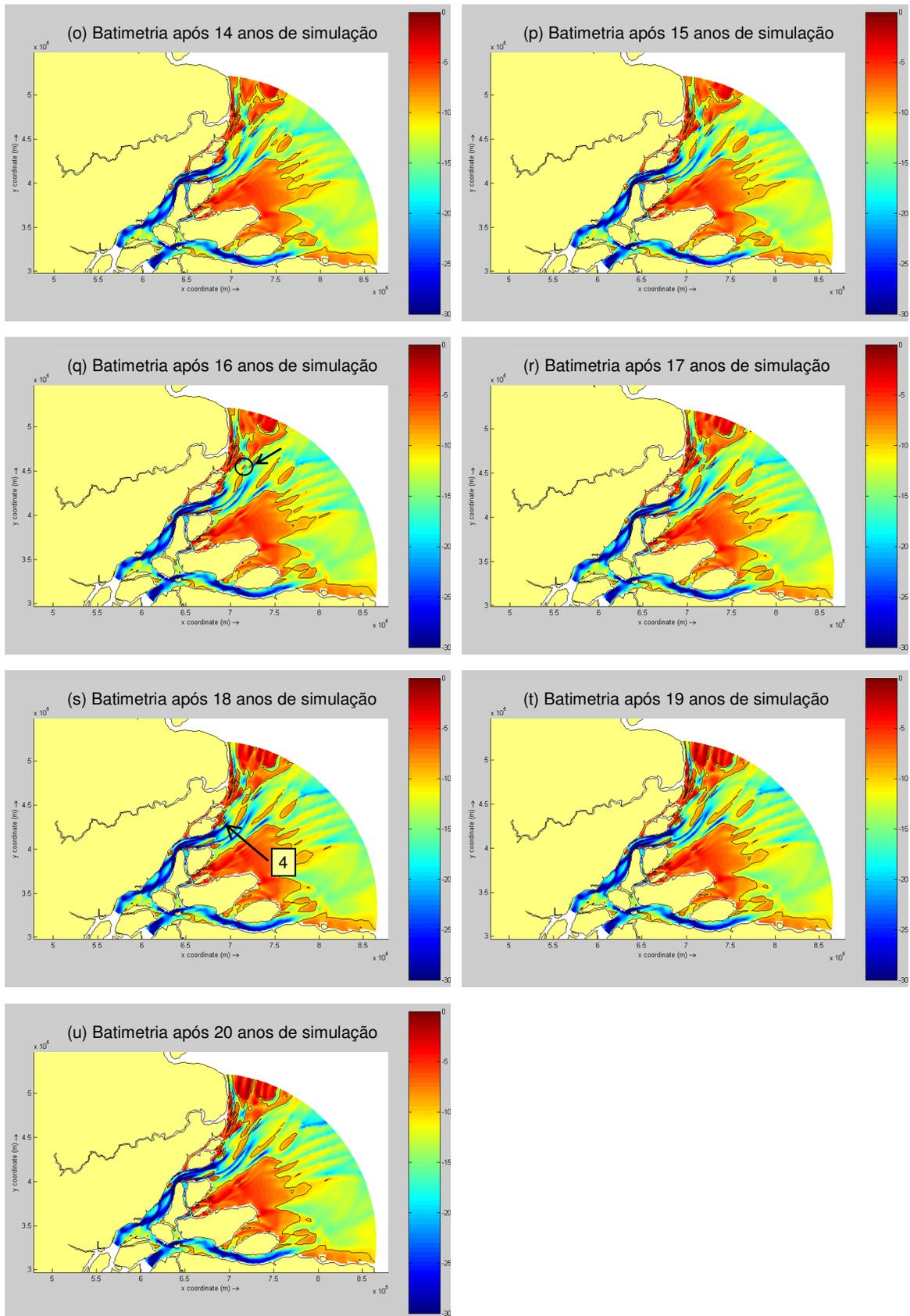


Figura 76. Mapa batimétrico em escala de cores para os 20 anos simulados para o cenário S7. Em linha preta a isolinha de 10m que define os bancos. (continuação)

Através de uma análise visual preliminar da Figura 76 é possível notar que os bancos se encontram alinhados de acordo com o meandramento desenvolvido pelos canais ao longo da simulação. Este fato explica o motivo da observação feita na seção 6.2.3 de que os bancos possuem uma orientação preferencial que é função da posição que este ocupa no canal. Em decorrência disso pode-se afirmar também que esta orientação é função do tempo, pois os meandros são dinâmicos. De fato, conforme dito no capítulo 3, DALRYMPLE & CHOI (2007) observaram que canais de maré se comportam como rios meandantes e migram lateralmente, com erosão ocorrendo na curvatura externa do meandro e deposição no banco de maré que ocupa a parte interna da curva. Ou seja, o mecanismo responsável pela manutenção dos bancos ou pelo menos um deles é o escoamento secundário, abordado na seção 3.2.1.

Além disso, a migração lateral também pode ser explicada pelo fato dos bancos de maré estarem geralmente orientados segundo um ângulo ligeiramente oblíquo às correntes predominantes, de modo que seu lado exposto é erodido pela corrente dominante (mais forte), enquanto que a deposição ocorre no lado oposto, causando a migração do banco numa direção oblíqua à jusante. Essa tendência de os bancos apresentarem uma inclinação com relação à direção da corrente máxima foi verificada por diversos autores (BELDERSON et al., 1982; HARRIS, 1988; COLLINS et al., 1995), conforme mencionado no capítulo 3. Os resultados deste estudo confirmaram essa propensão como mostrado na Figura 77 para o caso do banco 2. Nesta figura são apresentadas as elipses de maré no entorno e sobre este banco bem como a orientação do banco e a direção da corrente máxima em relação à direção x . A direção da corrente máxima no entorno do banco é em média 36° e o banco encontra-se orientado a 54° resultando numa orientação do banco no sentido anti-horário igual a 18° em relação à corrente máxima, valor este que está de acordo com o trabalho de COLLINS et al. (1995) (0° a 20°) e é ligeiramente superior à faixa estabelecida por BELDERSON et al. (1982) e HARRIS, (1988) (7° a 15°).

Ainda nesta figura é possível notar a refração do escoamento ao atravessar o banco. Este fenômeno também é observado para os bancos 1 e 3, conforme ilustra a Figura 78, o que indica que os mecanismos associados à obliquidade do banco em relação ao escoamento, descritos na seção 3.2.3, contribuem para a manutenção desses bancos.

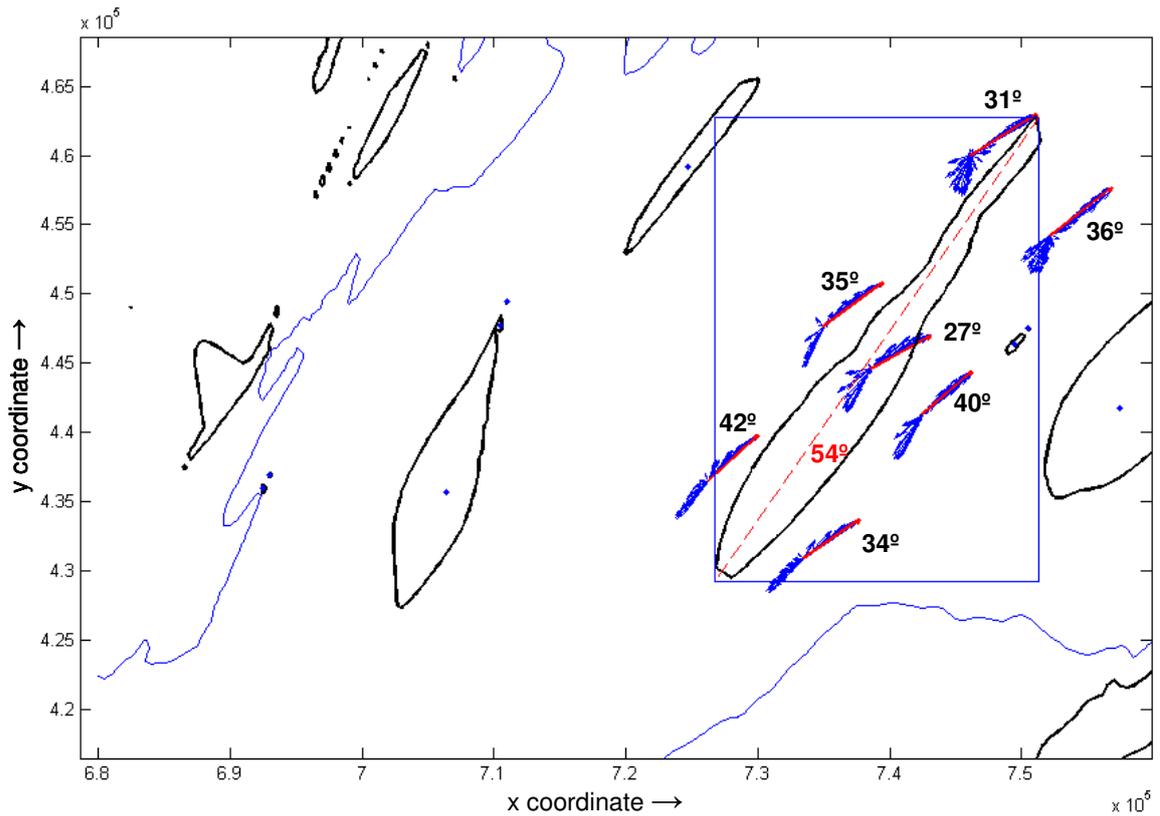


Figura 77. Elipses de maré no entorno e sobre o banco 2 e direção da corrente máxima em cada posição (vermelho). Também é mostrada em linha tracejada o eixo do banco.

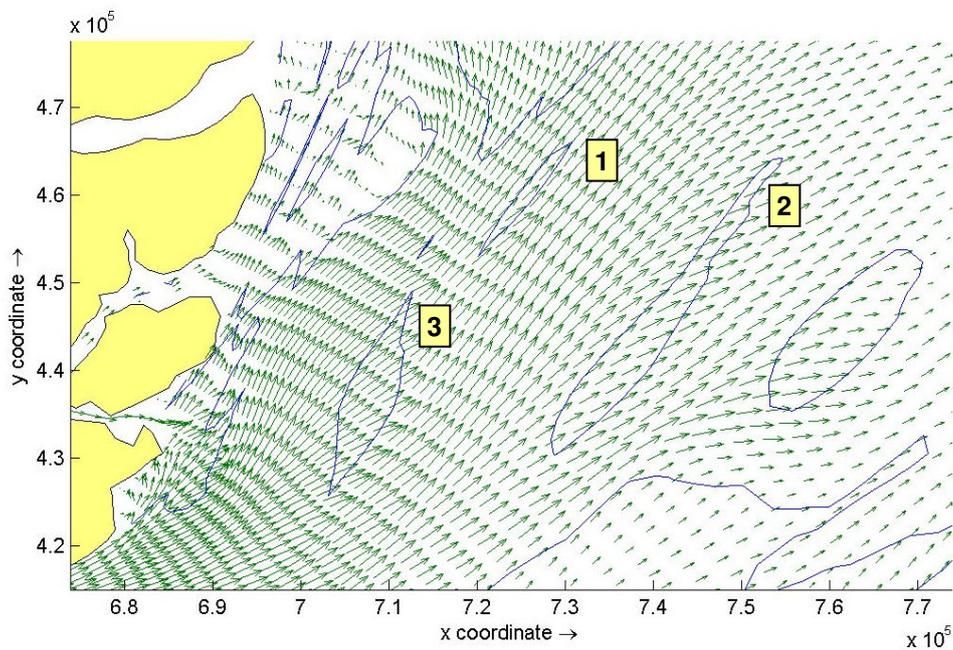


Figura 78. Resultado do modelo para um instante em que as velocidades sobre os bancos 1, 2 e 3 são máximas. São mostradas a linha isobatimétrica de 10m (azul) e as correntes (verde).

6.2.7.2 Evolução dos bancos de areia

Nesta seção será acompanhada a evolução dos bancos 1, 2 e 3 identificados na Figura 76(c), (g) e (j) respectivamente. Primeiramente, os resultados serão apresentados para cada ano, uma vez que os bancos foram observados por um longo período de tempo, aproximadamente 16, 14 e 9 anos respectivamente. Em seguida, a evolução do banco 3 será apresentada mensalmente para um ano de simulação.

Na Figura 79 é apresentado o deslocamento acumulado para os três bancos mencionados acima durante a simulação S7. É possível notar que os bancos gerados espontaneamente pelo sistema apresentam taxas anuais de deslocamento compatíveis com as observadas nos dados (Tabela 3). Além disso, diferentemente do que foi identificado para os bancos idealizados, aqui não se observa uma descontinuidade no início das simulações com um grande deslocamento inicial, indicando que esses bancos estão em equilíbrio com o sistema.

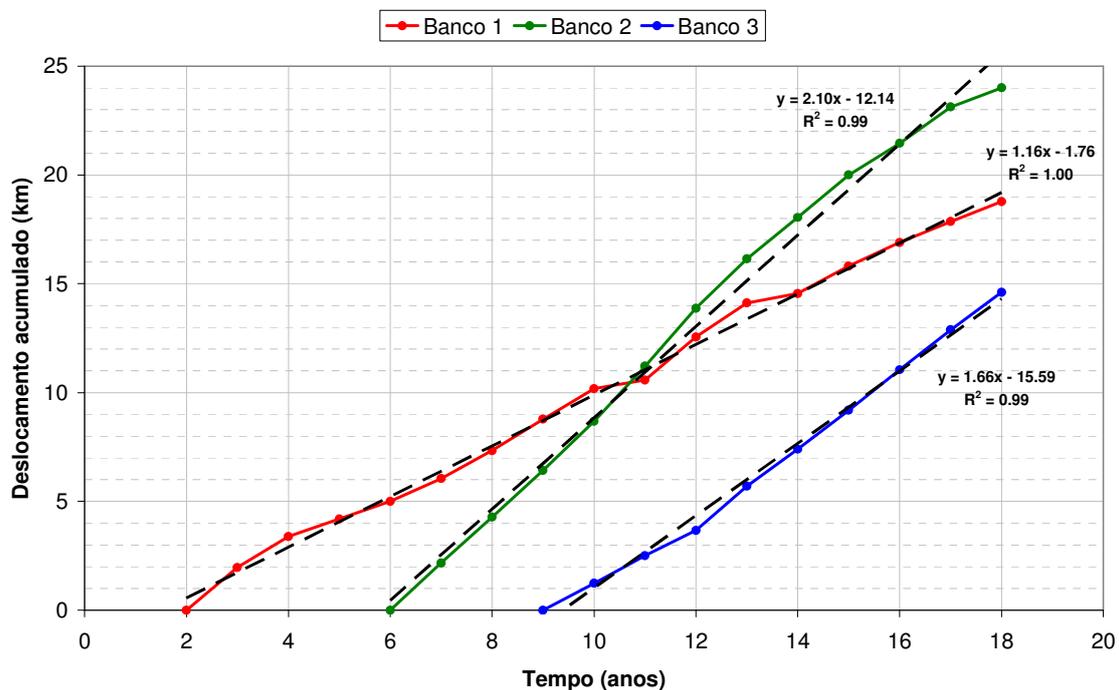


Figura 79. Deslocamento acumulado dos bancos 1 (vermelho), 2 (verde) e 3 (azul) durante a simulação S7. Em linha tracejada a tendência linear do deslocamento e respectiva equação.

Na Figura 80 é apresentado o volume dos bancos ao longo da simulação S7, pode-se perceber que os bancos com maior volume também são aqueles que possuem maior taxa de migração. Note que ao fim da simulação a taxa de migração dos bancos 1 e 2 são reduzidas, assim como o volume dos bancos. Já com o banco 3 ocorre o inverso, no fim da simulação seu deslocamento anual e volumes sofrem um aumento.

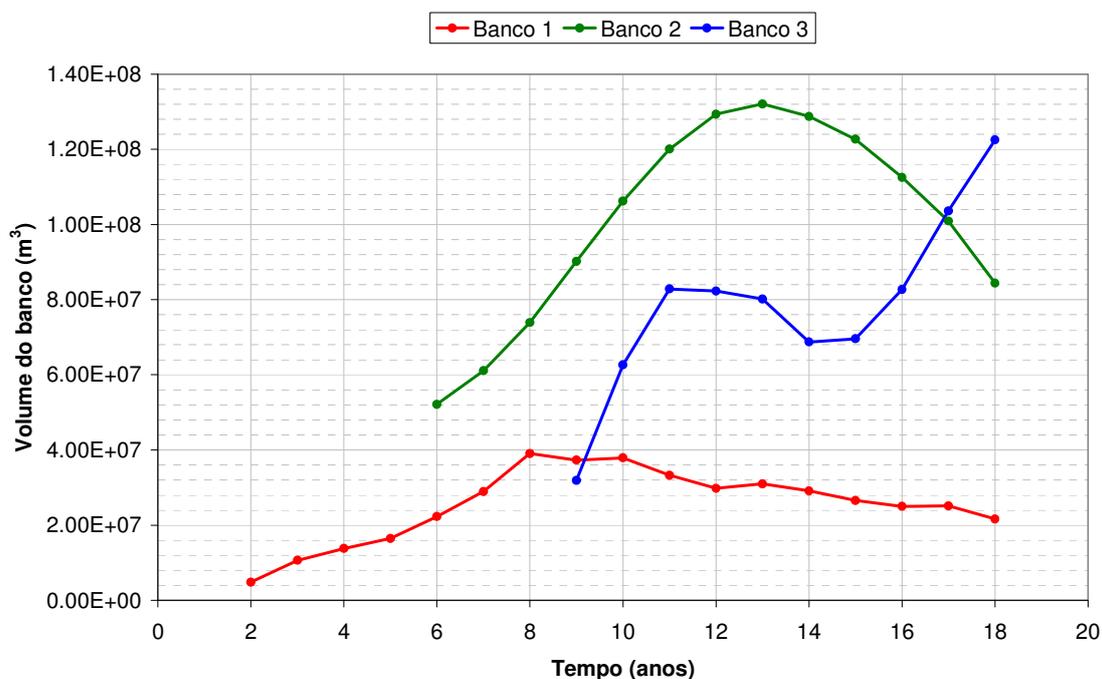


Figura 80. Volume dos bancos 1 (vermelho), 2 (verde) e 3 (azul) durante a simulação S7.

Na são apresentados os valores médios e desvios padrões das principais características físicas dos bancos, comprimento, largura e altura, bem como os ângulos com que estes se orientam e migram no canal ao longo da simulação. Pode-se notar que o banco 2, que apresenta maior volume, também possui maior comprimento e largura, porém sendo o banco 3 o que tem maior altura. Finalmente, constatou-se que todos os parâmetros se situam dentro da faixa observada para os bancos levantados em campo (Tabela 2), mostrando a capacidade do modelo de representar tais feições morfológicas.

Tabela 8. Resumo das principais características da evolução do banco ao longo da simulação S7.

Parâmetro	Banco 1		Banco 2		Banco 3	
	Valor médio	Desvio padrão	Valor médio	Desvio padrão	Valor médio	Desvio padrão
Comprimento L (m)	18.21	4.33	36.21	8.33	23.12	3.57
Largura B (m)	1.50	0.26	3.50	0.46	3.02	0.75
Altura H (m)	1.82	0.64	1.54	0.23	2.16	0.43
Orientação α (°)	49.67	2.29	53.10	2.64	63.68	2.81
Dir. de migr. β (°)	32.53	10.34	35.89	10.78	21.28	10.33

A fim de se captar os fenômenos que ocorrem numa escala temporal menor, foram analisados os resultados mensais do décimo sexto ano de simulação para o banco 3. Na Figura 81 é apresentado o deslocamento do centro de massa do banco 3 ao longo do ano e também a vazão fluvial filtrada para o mesmo período. Pode-se notar que os dados apresentam boa correlação, de forma que os maiores deslocamentos verificados para o banco ocorrem para as maiores vazões.

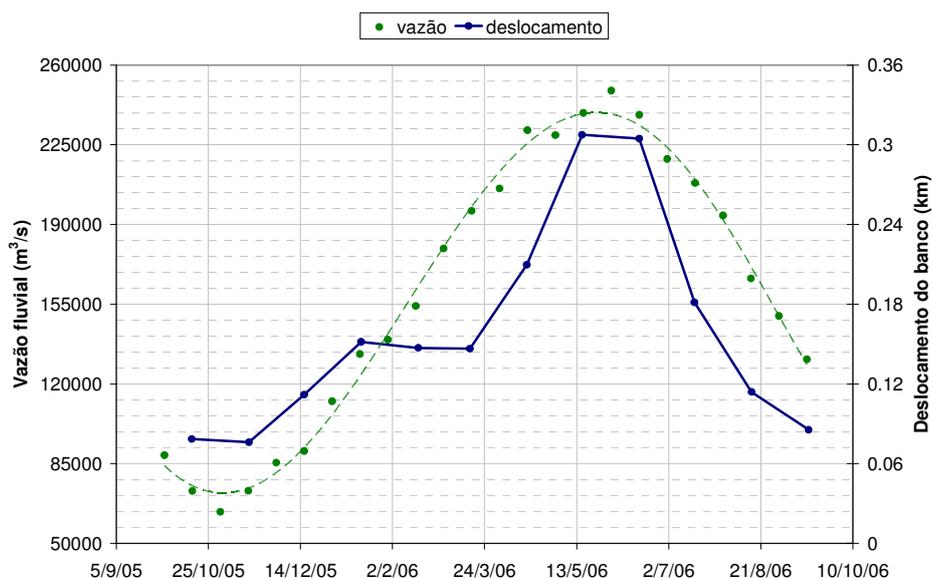


Figura 81. Deslocamento do centro de massa do banco 3 (em azul) ao longo do décimo sexto ano de simulação do cenário S7 e vazão fluvial (em verde).

Na Figura 82 são apresentados os resultados para a altura máxima do banco e para a tensão de atrito no leito sobre ele. Esta figura permite explicar o porquê da relação entre o deslocamento e o volume do banco, verificada ao longo deste capítulo. A profundidade e a altura do banco estão relacionadas de forma inversa, isto é, quanto maior for a altura do banco, menor será a profundidade sobre este. Já a tensão de cisalhamento no fundo é inversamente proporcional à profundidade, logo diretamente proporcional à altura do banco. Como o volume e a altura do bancos também variam de forma similar, pode-se afirmar que quanto maior for o volume do banco, maior será a tensão de atrito sobre ele, ou, em outras palavras, maior será a possibilidade de as partículas de sedimento se movimentarem.

Análise análoga à conduzida para a Figura 81 e Figura 82 foi realizada para o cenário S1. Porém, os resultados encontrados para o deslocamento mensal do banco idealizado e para sua altura, não apresentaram boa correlação com a vazão fluvial e com a tensão de atrito sobre o banco respectivamente, sobretudo na primeira metade da simulação. Esse resultado não foi mostrado naquela seção, quando se questionava a correlação entre tais grandezas. No entanto, os resultados encontrados nesta seção esclarecem que tal correlação existe e, confirma uma vez mais que os bancos idealizados não retratavam ao menos inicialmente a realidade já que não se encontravam em equilíbrio com o sistema.

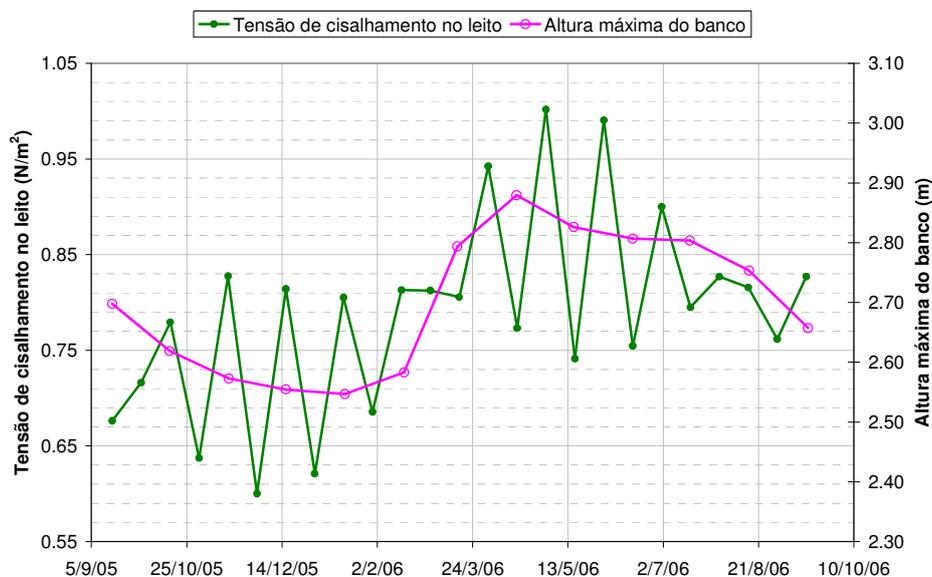


Figura 82. Altura máxima do banco 3 (em magenta) e tensão de atrito no leito (em verde) sobre o banco 3 para o décimo sexto ano de simulação do cenário S7.

7 CONCLUSÃO

Devido à geometria do estuário do Amazonas e a fatores hidrodinâmicos, a enorme quantidade de sedimentos carregada pelo rio converge para a foz onde encontra a condição ideal para deposição levando à formação de bancos, que representam verdadeiros obstáculos à navegação nessa região estuarina de grande relevância comercial. Além disso, às incertezas a cerca de sua mobilidade constituem um desafio para a manutenção de cartas náuticas atualizadas, o que representa um risco potencial para o encalhe de navios na região.

A revisão bibliográfica que foi conduzida para este estudo evidenciou que o estuário do rio Amazonas foi pouco estudado e que a maior parte dos esforços científicos realizados se concentraram principalmente no conhecimento da hidrodinâmica da região. Este estudo, através da integração da análise de dados de campo e de modelagem numérica permitiu um maior entendimento da dinâmica e evolução dos bancos de areia no estuário do rio Amazonas. E, desta forma, junto com as informações da geometria do canal poderá servir de subsídio para o planejamento dos levantamentos batimétricos a serem realizados na região, que hoje são conduzidos com uma periodicidade que não é embasada em critérios técnico-científicos.

A análise da evolução batimétrica da região de estudo, foi primeiramente analisada com base num histórico de aproximadamente 50 anos de duração, compreendendo o período de 1955 a 2006. Os bancos de areia foram determinados através da isolinha de 10 m de profundidade, permitindo o conhecimento do comprimento (~13.5 km), largura (~2 km), altura (~4 m) e volume de sedimentos ($\sim 5.6 \times 10^7 \text{ m}^3$) dos bancos.

O acompanhamento do centro de massa dos bancos analisados mostrou que estes migram na direção nordeste a uma taxa média de aproximadamente 1 km/a. O fato de os bancos de areia possuírem elevada taxa de migração, e ao mesmo tempo persistirem no Canal Norte em torno da latitude de 1°N, ao longo do período de 50 anos de observação sugeriu que o processo de formação e manutenção dos bancos se dá segundo um ciclo. Outra característica observada foi a orientação segundo a qual os bancos estavam alinhados no canal, mais de 70% dos bancos analisados apresentaram uma inclinação mínima de 37° e máxima de 58°.

A predominância de bancos cujos eixos estão alinhados dentro de uma mesma faixa evidenciou a existência de um padrão segundo o qual os bancos buscam atingir uma situação de equilíbrio dinâmico se orientando de acordo com uma orientação preferencial. A análise dos dados também indicou que o posicionamento do banco no domínio influi na direção com que este migra, já que os bancos com posicionamentos similares migraram em direções também similares. Nenhuma correlação porém, foi observada entre os ângulos com que os bancos se orientam (α) e migram (β).

Os dados disponíveis não permitiram a confirmação dessas hipóteses. Pelo mesmo motivo a identificação dos mecanismos de formação e manutenção dos bancos com base nos dados também ficou limitada. Contudo, foi cogitado que um possível mecanismo responsável pela formação dos bancos estava relacionado à presença de ilhas, no caso as Ilhas do Curuá e Janaucu. Estas representam obstáculos ao escoamento e criam uma região de sombra com profundidades reduzidas devido ao grande acúmulo de sedimentos, nesta área foram observadas feições morfológicas que indicam o desprendimento de grandes volumes de sedimentos que poderão originar os bancos.

Em suma, a análise dos dados foi útil pois permitiu a caracterização dos bancos, além de fornecer indícios do processo evolutivo destes. Todavia, foi insuficiente para responder a todos os questionamentos levantados o que motivou o uso da modelagem numérica como ferramenta de investigação complementar desta pesquisa.

Para a investigação dos mecanismos de formação e manutenção dos bancos de areia na foz do rio Amazonas foram estabelecidos dezesseis cenários de simulação. Com a exceção de um cenário, nos demais foi incluído um banco idealizado que atuou como uma espécie de traçador morfológico. Além de procurar responder às questões remanescentes da análise dos dados, o estabelecimento desses cenários teve como objetivo avaliar a sensibilidade da evolução dos bancos de areia à influência da vazão fluvial, ao diâmetro característico do sedimento, à fórmula de transporte utilizada e analisar as tendências morfodinâmicas de longo prazo do sistema.

O resultado para o cenário padrão (S1) produziu uma direção de migração do banco dentro da faixa de valores observada nos dados. Porém, superestimou a taxa de migração em uma ordem de grandeza, apesar do transporte de sedimentos em suspensão

e por arraste calculados terem sido coerentes com as estimativas encontradas na literatura.

O resultado da simulação indicou ainda que o Canal Norte contribui com cerca de 65% do transporte total de sedimentos enquanto o Canal Sul com apenas 35%, mesmo com o primeiro sendo responsável por 45% da vazão fluvial e o segundo por 55% de acordo com o modelo e com os dados disponíveis. Isso foi atribuído ao fato da magnitude das velocidades observadas no Canal Sul serem menores do que as do Canal Norte.

Foi calculado o transporte residual anual que revelou um transporte bem reduzido e dominado pela enchente nas áreas rasas adjacentes ao Canal Norte próximas à foz, enquanto que no canal propriamente dito o transporte é mais intenso e dominado pela vazante. A interface entre essas duas regiões constituem zonas propícias para a geração de bancos que pode ser explicada pelo mecanismo associado aos canais de enchente e vazante.

No cenário S2 foi investigado o papel que a orientação dos bancos desempenha no seu processo evolutivo através da análise do seu comportamento à medida que sua orientação era variada. Os resultados do modelo revelaram que o modo como os bancos estão inicialmente orientados no canal influencia fortemente sua evolução, o que confirma a hipótese feita a partir da observação dos dados batimétricos de que existe uma orientação preferencial segundo a qual os bancos tentarão se alinhar a fim de atingir um equilíbrio dinâmico. As simulações indicam que esta orientação se situa entre 35° e 31°, considerando a posição imposta inicialmente ao banco e a configuração do modelo. Os bancos orientados dessa forma apresentaram um menor deslocamento, mas ainda uma ordem de grandeza acima das observações e, se mostraram mais sensíveis à sazonalidade do rio ao longo de sua evolução, apresentando os maiores deslocamentos no período de cheia e os menores no de seca do rio.

A direção de migração do centro de massa de todos os bancos analisados foi condizente com a observada nos dados. Com relação à orientação do banco foi constatado um comportamento interessante, ela variava ao longo da simulação convergindo para um alinhamento final de 53° independentemente da orientação inicialmente imposta. Porém, o cenário cujo banco idealizado começou com este alinhamento não mostrou uma

evolução estável. Sua orientação não sofreu praticamente alterações ao longo da simulação, mas apresentou um grande deslocamento e uma diminuição brusca de volume, o que refuta a hipótese de este estar em equilíbrio. Com isso, levantou-se a hipótese de que o equilíbrio é função da posição que o banco ocupa. Tal fato foi ratificado pelo cenário S3 que testou um banco com a mesma orientação inicial, mas em outra posição. Isto se deve ao fato de que em cada posição as características morfológicas e portanto hidrodinâmicas, já que estas estão intrinsecamente relacionadas, são distintas consequentemente atuando sobre cada banco também de maneira distinta.

No cenário S4 foi aumentado o diâmetro característico do sedimento simulado. Esta alteração não modificou as características de sazonalidade observada para o caso S1, mas causou uma redução de cerca de 50% no transporte total de sedimentos. Todavia, o impacto dessa modificação no transporte de sedimentos foi diferenciado para o transporte em suspensão e por arraste, enquanto este aumentou, aquele diminuiu. Pois, para que determinada partícula seja transportada por arraste é necessário que possua um peso mínimo caso contrário permanecerá em suspensão, e com isso, não contribuirá para a parcela que é transportada por arraste. Esse resultado se mostrou importante não apenas para se analisar a relevância do diâmetro do sedimento, mas também para avaliar a importância relativa dos diferentes tipos de transporte para a evolução do banco. Apesar do aumento do transporte por arraste, ainda assim foi observada uma menor taxa de migração do banco, com isso, pôde-se afirmar que a contribuição do transporte em suspensão é fundamental para a migração dos bancos.

A influência da vazão fluvial na evolução do banco também foi testada. A redução da vazão de entrada em 20% com relação aos demais experimentos, causou uma queda no transporte de sedimento de cerca de 12% e consequentemente numa migração anual 9% menor em relação a observada no experimento padrão. Tanto o teste de sensibilidade ao tamanho do grão quanto à vazão fluvial não produziram diferenças significativas no deslocamento do banco a ponto de indicar que estas sejam as causas de o modelo estar superestimando a taxa de migração.

Um último teste de sensibilidade foi conduzido, onde se comparou os resultados obtidos no cenário padrão, que usou a fórmula de transporte de VAN RIJN (1984) com os do

cenário S6 onde foi utilizada a fórmula de ENGELUND & HANSEN (1967). Foi constatada a observação feita por HIBMA *et al.* (2003) de que em geral, o desenvolvimento morfológico obtido por ambas as formulações são análogos sendo a principal diferença as escalas de tempo necessárias para se obter tal desenvolvimento, que é atingido mais rapidamente usando-se a fórmula de Van Rijn. Esta diferença na escala temporal é decorrente do transporte calculado com o uso da fórmula de Engelund-Hansen ser cerca de 87% menor do transporte calculado para o cenário S1. Isto foi atribuído ao coeficiente de rugosidade utilizado em cada formulação. Pois, enquanto na implementação da fórmula de transporte de Engelund-Hansen o modelo utiliza o mesmo valor especificado pelo usuário no módulo hidrodinâmico (0.1×10^{-4} m), para o caso de Van Rijn é utilizado um valor fixo igual a 0.05, correspondente a leito arenoso com transporte de sedimentos de acordo com ABBOT & BASCO (1989).

Em suma, tem-se por um lado um modelo que produz um transporte condizente com as estimativas disponíveis na literatura, mas que superestima a migração dos bancos (caso S1). E por outro, um modelo que subestima o transporte de sedimentos, e que apesar de gerar uma migração menor, ainda a superestima (caso S6). Tal constatação leva a conclusão de que a fórmula empregada e conseqüentemente o transporte calculado no caso S1 não é a causa ou pelo menos a única causa que impede a reprodução de taxas de migração mais realistas pelo modelo. Já que nem mesmo uma redução de quase 90% do valor do transporte obtida no cenário S6 conseguiu fazer com que o banco migrasse de acordo com o observado nos dados.

Este fato fez suscitar a hipótese de que talvez o banco idealizado da forma como foi concebido não foi capaz de representar um banco real, naturalmente gerado pelo sistema, o que foi confirmado pelos resultados do cenário S7. Nesta simulação de longo prazo também foi verificado que as regiões rasas adjacentes ao Canal Norte são de fato responsáveis pela formação de grande parte dos bancos de areia.

Para este cenário também foram identificados bancos gerados no meio do canal, que não se originam do descolamento das margens. O surgimento dessas feições foi relacionado às perturbações iniciais do leito que induzem perturbações no campo de velocidades, impactando o transporte de sedimentos e que podem resultar na amplificação dessas feições com a formação de bancos de areia.

A observação de uma feição em forma de "U" típica de bancos que são formados pelos mecanismos relacionados aos canais de enchente e vazante, foi mais uma confirmação de que esse mecanismo é pelo menos um dos responsáveis pela existência dos bancos. O banco gerado desta forma levou 9 anos para se desenvolver, no mesmo local foi registrado o surgimento de outros bancos após 18 anos do início da simulação, evidenciando que a geração desses bancos está associada à uma escala temporal de aproximadamente nove anos.

No decorrer da simulação foi verificado o meandramento dos canais e notou-se que os bancos se encontravam associados a eles, evidenciando a importância do escoamento secundário para a sua manutenção. Este fato também explicou a razão pela qual os bancos possuem uma orientação preferencial que é função da posição que este ocupa no canal. Em decorrência disso pôde-se afirmar também que esta orientação é função do tempo, pois os meandros são dinâmicos e migram lateralmente, conforme observado por DALRYMPLE & CHOI (2007).

Os bancos gerados durante a simulação apresentaram uma inclinação com relação ao pico da corrente, o que justifica a migração lateral do banco e indica que os mecanismos associados à obliquidade do banco em relação ao escoamento contribuem para a sua manutenção.

Os bancos gerados espontaneamente pelo sistema apresentam taxas anuais de deslocamento compatíveis com as observadas nos dados, e sua curva de deslocamento acumulado não possui elevadas taxas iniciais. Assim como os bancos idealizados, pôde-se perceber que os bancos com maior volume também são aqueles que possuem maior taxa de migração. Além disso, foi verificada uma boa correlação entre o deslocamento do centro de massa do banco e a vazão fluvial.

A relação verificada entre a altura máxima do banco e a tensão de atrito no leito sobre ele permitiu explicar o motivo da relação entre o volume e o deslocamento do banco. Pois, maiores volumes ou alturas se traduzem em menores profundidades e portanto, em maiores tensões de cisalhamento no leito, o que viabiliza maiores deslocamentos. Esse comportamento não foi reproduzido no experimento S1 no início da simulação,

confirmando mais uma vez que os bancos idealizados não retratavam ao menos inicialmente a realidade já que não se encontravam em equilíbrio com o sistema.

Por fim, vale a pena mencionar dois pontos importantes para o desenvolvimento de trabalhos futuros. O primeiro relacionado à necessidade da condução de levantamentos batimétricos mais abrangentes na região de estudo, os quais poderiam ser viabilizados através de uma coleta de dados com uma menor resolução. E o segundo, a implementação de um modelo tridimensional para que fosse verificada a estrutura do escoamento secundário, um dos responsáveis pela manutenção dos bancos de areia na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMASSEDS, 1990. A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study, EOS. *Transactions of The American Geophysical Union*, v. 71, n. 45, pp.1771-1777.
- ANA, Agência Nacional de Águas. *HidroWeb – Sistema de Informações Hidrológicas*. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br>>. Acesso em: 22 jul. 2007.
- ARENTZ, M.F.R., 2009. *A Modelagem Hidrodinâmica como Auxílio à Navegação no Canal Norte do Estuário do Amazonas*. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- BARRA NORTE, 2006. *Modelagem Hidrodinâmica e Monitoramento do Nível do Mar da Barra Norte do Rio Amazonas*. Relatório de Atividades, Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, 09 de junho de 2006.
- BEARDSLEY, R.C., CANDELA, J., LIMEBURNER R., et al., 1995. The M2 Tide on the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. 100, n. C2 (Feb), pp. 2283-2319.
- BELDERSON, R.H., JOHNSON, M.A. & KENYON, N.H., 1982. Bedforms. In: Stride, A.H. (ed.), *Offshore tidal sands: 27-57*. London: Chapman and Hall Ltd.
- CARVALHO, N.O. & CUNHA, S.B., 1998. Estimativa da carga sólida do rio Amazonas e seus principais tributários para a Foz e Oceano: uma retrospectiva. *Água em Revista - Revista Técnica e Informativa da CPRM*, ano VI, n. 10.
- CELENTANO, D., VERÍSSIMO, A., 2007. O Avanço da Fronteira na Amazônia: do boom ao colapso. In: *O Estado da Amazônia: Indicadores*, n.2., Belém: Imazon, 44p.
- COCONTRAM, Controle do Comando Naval do Tráfego Marítimo da Marinha do Brasil. Consulta de arquivo em 2006.

- COEVELD, E.M., 2002. *Feedback Mechanisms in Channel-Shoal Formation*. M. Sc. Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- COLLINS, M.B., SHIMWELL, S.J., GAO, S., POWELL, H., HEWITSON, C. & TAYLOR, J.A. 1995. Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea. *Marine Geology*, v. 123, pp. 125-142.
- COWELL, P.J. & THORN, B.G., 1995. Morphodynamics of coastal evolution. In Carter, R.W.G. & Woodrofe, C.D. (eds.). *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 33-86.
- DALRYMPLE, R.W. & KYUNGSIK, C. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, v. 81 (3-4), pp. 135-174.
- DELTARES, 2009. Delft3D-FLOW User Manual. Disponível em: <<http://delftsoftware.wldelft.nl/>>.
- DE VRIEND, H.J., 1996. Mathematical modelling of meso-tidal barrier island coasts. Part I: Empirical and semi-empirical models. In: Liu, P.L.-F. (ed.). *Advances in coastal and ocean engineering*. World Scientific, Singapore.
- DOMINGUES, C., 2004. The importance of rivers for the transportation system of the Amazon. In: Aragon, L.E., Clüsner-Godt, M. (eds), *Issues of Local and Global Use of Water from the Amazon*, chapter 5, Montevideu, Uruguai.
- DRONKERS, J., 2004. Coastline Physics, an introduction. *Ministry of Transport, Public Works and Water Management*, The Netherlands.
- DUNNE, T., MERTES, L.A.K., MEADE, R.H., RICHEY J.E. & FORSBERG B.R., 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110 (4), pp. 450-467.

- DYER, K.R., 1997. *Estuaries. A Physical Introduction*. 2 ed. Chichester, England: John Wiley & Sons.
- DYER, K.R. & HUNTLEY, D.A., 1999. The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, v. 19, pp. 1285-1330.
- ELIAS, E.P.L., CLEVERINGA, J., BUIJSMAN, M.C., ROELVINK, J.A. & STIVE, M.J.F. 2006. Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coastal Engineering*, v. 53, pp. 505-529.
- FERNANDES, R.D., 2006. *Teste Metodológico para a Redução de Sondagens na Foz do Rio Amazonas*. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- FILIZOLA, N.P., 1997. *O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira*. Dissertação de M.Sc., Universidade de Brasília, Brasília, DF, Brasil.
- GABIOUX, M., 2002. *Influência da Lama em Suspensão sobre a Propagação da Maré na Plataforma Amazônica*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ Brasil.
- GABIOUX, M.; VINZON, S. B.; PAIVA, Afonso M., 2005. Tidal propagation over fluid mud layers in the Amazon Shelf. *Continental Shelf Research*, v. 25, n. 1, pp. 113-125.
- GALLAPPATTI, R. & VREUGDENHIL, C. B., 1985. A depth-integrated model for suspended sediment transport. *Journal of Hydraulic Research*, v. 23, pp. 359-377.
- GALLO, M.N., 2004. *A Influência da Vazão Fluvial sobre a Propagação da Maré no Estuário do Rio Amazonas*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ Brasil.

- GALLO, M.N., 2009. *Escoamentos em Planícies de Marés com Influência Fluvial – Canal Norte do Rio Amazonas*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- GALLO, M. N., VINZON, S. B., 2005. Generation of Overtides and Compound Tides in Amazon Estuary. *Ocean Dynamics*, v. 55, n. 5-6, pp. 441-448.
- GEYER, W.R., BEARDSLEY, R.C., 1995. Introduction to special section on physical oceanography of the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C2 (Feb), pp. 2181-2182.
- GIBBS, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system: part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 78 (Oct), pp. 1203-1232.
- GIBBS, R.J., 1970. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, v. 28, pp. 113-121.
- HARRIS, P.T., 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, v. 57, pp. 273-298.
- HIBMA, A., DE VRIEND, H.J., STIVE, M.J.F., 2003. Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, v. 57, pp. 981-991.
- HIBMA, A., SCHUTTELAARS, H.M., DE VRIEND, H.J., 2004. Initial formation and long-term evolution of channel-shoal patterns. *Continental Shelf Research*, v. 24, pp. 1637-1650.
- HUTHNANCE, J.M., 1982. On the mechanism forming linear sandbanks. *Estuarine and Coastal Marine Science*, v. 14, pp. 19-99.

- JAGGER, J.M., NITTROUER, C.A., 1995. Tidal controls on the formation of fine-scale sedimentary strata near the Amazon river mouth. *Marine Geology*, v. 125, n. 3/4 (Jul), pp. 259-281.
- KALKWIJK & BOOIJ, 1986. Adaptation of secondary flow in nearly horizontal flow. *Journal of Hydraulic Research*, v. 24, n. 1.
- KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W., 1995. Distribution of fluid mud on the Amazon continental shelf. In: C.A. Nittrouer and S.A. Kuehl (Editors), *Marine Geology*, special issue: Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf, v. 125, n. 3/4 (Jul), pp. 193-233.
- KINEKE, G.C., STERNBERG, R.W., TROWBRIDGE, J.H., et al., 1996. Fluid-mud Processes on the Amazon Continental Shelf. *Continental Shelf Research*, v. 16, n. 5/6, pp. 667-696.
- LESSER, G.R., ROELVINK, J.A., VAN KESTER, J.A.T.M. & STELLING, G.S., 2004. Development and Validation of a three-dimensional Morphological Model. *Coastal Engineering*, v. 51, pp. 883-915.
- LYARD, F.H., LEFÈVRE, F., LETELLIER, T. & FRANCIS, O., 2006. Modelling the global ocean tides: insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, v. 56, pp. 394-415.
- MEADE R.H., 1985. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84, Open-File Report 85-0492. *U.S. Geological Survey*, Denver, Colorado.
- MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA. *Fundos Setoriais de C&T*. Disponível em: <<http://ftp.mct.gov.br/fontes/Fundos/info/geral.htm>>. Acesso em: 6 nov. 2009.
- OLIVEIRA, F.A.M., VINZON, S.B., 2004. Mudanças na morfologia do Canal de Navegação Grande do Curuá, Barra Norte do Amazonas. In: *Proceedings IV ENES*, pp. 215-219, Espírito Santo, Dec.

- PATTIARATCHI, C. & COLLINS, M., 1987. Mechanisms for Linear Sandbank Formation and Maintenance in relation to Dynamical Oceanographic Observations. *Progress in Oceanography*, v. 19, pp. 117-176.
- PERILLO, G.M.E., 1995. Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. In: Perillo, G.M.E. (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, pp. 17-47.
- PIATAM. Disponível em: <<http://www.piatam.ufam.edu.br/>>. Acesso em: 6 nov. 2009.
- ROBINSON, A.H.W. 1960. Ebb-flood channel systems in sandy bays and estuaries. *Geography*, v. 45, pp. 183-199.
- ROSMAN, P.C.C. 2001. Um sistema computacional de hidrodinâmica ambiental. In: R.C.V. da Silva (ed.), *Métodos Numéricos em Recursos Hídricos 5*: 1-161. Porto Alegre: ABRH.
- SILVA, I.O., 2009, *Distribuição da Vazão Fluvial no Estuário do Rio Amazonas*. Tese de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- SMITH, J.D., 1969. Geomorphology of a sand ridge. *Journal of Geology*, v. 77, pp. 39-55.
- STIVE, M.J.F., WANG,Z.B., 2003. Morphodynamic Modelling of Tidal Basins and Coastal Inlets. In: Lakhan, V.C. (Ed.), *Advances in Coastal Modeling*. Amsterdam, The Netherlands, pp. 367-392.
- STRASSER, M.A., 2002. Estudo da geometria das formas de fundo no curso médio do rio Amazonas. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- STRASSER, M.A., 2008, *Dunas Fluviais no Rio Solimões-Amazonas — Dinâmica e Transporte de Sedimentos*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

- UNIPILOT – União dos práticos da Bacia Amazônica Oriental. *Principais Restrições Operacionais da Bacia Amazônica Oriental*. Disponível em: <http://www.unipilot.com/downloads/restricoes_operacionais.pdf>. Acesso em: 22 fev. 2008.
- VAN DEN BERG, J.H., BOERSMA, J.R. & VAN GELDER, A., 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial–tidal transition zone. Evidence from deposits of the Rhine Delta. *Netherlands Journal of Geosciences*, v. 86(3), pp. 287 - 306.
- VAN RIJN, L. C., 1984. Sediment transport. Part II. Suspended load transport. *ASCE Journal of Hydraulic Engineering*, v. 110(11), pp. 1613 – 1641.
- VAN RIJN, L.C, 1993. *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, Aqua publications, Amsterdam, Netherlands.
- VINZON, S. B., 1997. Uma contribuição ao entendimento da dinâmica de sedimentos na plataforma continental do Amazonas. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- WELLS, J.T., 1995. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. In: Perillo, G.M.E. (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, pp. 179–205.
- WRIGHT, L.D., COLEMAN, J.M. & THOM, B.G., 1973. Processes of channel development in a high-tide-range environment: Cambrige Gulf-Ord River delta, western Australia. *Journal of Geology*, v. 81, pp. 15 – 41.

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](#)