



MODELAGEM DA VELOCIDADE DE ESCOAMENTO NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO BAIXO RIO AMAZONAS

Alice César Fassoni-Andrade¹; Conrado de Moraes Rudorff²; Rodrigo Cauduro Dias de Paiva¹

Resumo – A geomorfologia e ecologia de várzeas de grandes rios são regidas pelo escoamento de água entre o rio principal e a planície. Por sua vez, o escoamento pode ser analisado e estimado a partir de simulações hidráulicas. Estudos anteriores demonstraram a capacidade de modelos hidráulicos em predições de elevação da água e extensão de inundação em várzeas Amazônicas. No entanto, a avaliação da velocidade do escoamento não foi realizada em planícies com complexidade na topografia e distribuição de vegetação. Neste artigo, o escoamento de água foi simulado pelos modelos bidimensionais onda difusiva e hidrodinâmico (HEC-RAS) na várzea Lago Grande de Curuai, situada no trecho do baixo do rio Amazonas. O desempenho dos modelos em relação ao tempo de processamento, ao nível e à velocidade da água (magnitude e direção) com medições *in situ* foram avaliados. Os dois modelos apresentaram resultados equivalentes com maiores diferenças na velocidade da água. Estes resultados podem auxiliar estudos de erosão e transporte de sedimentos que são muito influenciados pelos campos de velocidade.

Palavras-Chave – HEC-RAS, modelo hidrodinâmico 2D, Lago Grande de Curuai.

MODELING OF FLOW VELOCITY ON THE LOWER AMAZON FLOODPLAIN

Abstract – The geomorphology and ecology of floodplains of large rivers are governed by the water flow between the main river and the floodplain. In its turn, the flow can be analyzed and estimated from hydraulic simulations. Previous studies have demonstrated the ability of hydraulic models in predictions of water elevation and flood extent in Amazon floodplains. However, the flow velocity evaluation was not performed in the floodplain with complexity in topography and vegetation distribution. In this paper, the water flow was simulated by the two-dimensional models diffusive wave and hydrodynamic (HEC-RAS) in the Lago Grande de Curuai floodplain, located in the lower stretch of the Amazon River. We evaluated the models performance in relation to processing time, level and velocity of water (magnitude and direction) with *in situ* measurements. The two models presented equivalent results with greater differences in water velocity. These results may aid studies of erosion and sediments transport that are very influenced by velocity fields.

Keywords – HEC-RAS, 2D hydrodynamic modeling, Lago Grande de Curuai.

¹ Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

² Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), São José dos Campos, SP.

* Autor Correspondente: alice.fassoni@ufrgs.br

INTRODUÇÃO

A geomorfologia e ecologia de várzeas de grandes rios são regidas pelo escoamento dinâmico da água entre o rio principal e a planície que, por sua vez, controla a inundação dos habitats de várzea e os fluxos de sedimentos e elementos biogeoquímicos (Dunne *et al.*, 1998; Melack e Forsberg, 2001). Importantes avanços no conhecimento de processos ecossistêmicos de extensas planícies de inundações são atribuídos a realizações de estudos com coleta de dados em campo combinados a técnicas de regionalização com dados de sensoriamento remoto (Melack *et al.*, 2009) e/ou modelos hidráulicos.

Os modelos numéricos de hidráulica fluvial podem ser utilizados para prever a distribuição espacial das inundações, profundidade e velocidade da água em várzeas (Kim *et al.*, 2014; Ernst *et al.*, 2010; Dutta *et al.*, 2007; Quiroga *et al.*, 2016) sendo que a escolha do modelo é guiada em função do tipo e precisão das variáveis de interesse de simulação e dos dados e recursos computacionais disponíveis. Para muitos fins, modelos hidráulicos simplificados alcançam níveis de precisão razoáveis em predições de elevação da água e extensão de inundação utilizando modelos digitais de terreno globais de baixo custo (Wilson *et al.* 2007; Biancamaria *et al.* 2009; Neal *et al.* 2012). No entanto, simulações de velocidade do escoamento em planícies com topografia e distribuição de vegetação complexa requerem modelos bidimensionais robustos e dados topográficos extensivos. Essa propriedade do escoamento é fundamental para quantificação dos fluxos de sedimentos e elementos biogeoquímicos em grandes planícies de inundação tropicais (Dunne *et al.*, 1998; Moreira-Turcq *et al.*, 2013; Zuijdggeest *et al.*, 2015).

Rudorff *et al.* (2014a) examinaram os processos hidráulicos de inundação com quantificação de variações de nível, extensão de inundação e trocas de água entre o baixo rio Amazonas e a várzea Lago Grande de Curuai usando o modelo de inundação LISFLOOD-FP. Os autores avaliaram as variações intra e interanuais nos fluxos hidrológicos na várzea entre 1995 e 2010 e estimaram que a faixa de variação na vazão anual de troca de água entre rio e planície chegou a quase uma ordem de grandeza durante o período em análise. No entanto, o modelo utilizado pelos autores é limitado para estimativa da velocidade do escoamento na várzea. Neste artigo, o desempenho de dois modelos implementados no HEC-RAS (hidrodinâmico e onda difusiva) foi avaliado para simular a velocidade de escoamento. Para este fim, foram coletados transectos com perfis de velocidade na várzea Lago Grande de Curuai, situada na margem sul do rio Amazonas próxima de Óbidos (Pará, Brasil), durante o período de cheia em 2014.

METODOLOGIA

Área de estudo

A planície de inundação que engloba o Lago Grande de Curuai (2440 km²) está localizada próxima ao município de Óbidos, Pará. É limitada ao norte pelo rio Amazonas e ao sul por terras altas (Fig. 1). A várzea é composta por vários lagos rasos interligados por canais permanentes ou temporários e sujeitos as variações anuais do fluxo da água (Bonnet *et al.*, 2008). Segundo Rudorff *et al.* (2014b), durante o período de águas baixas do rio Amazonas (novembro) a única conexão da planície com o rio se dá por dois canais na região oriental. A inundação na planície se inicia por estes canais e, com o aumento do nível do rio, a enchente passa a ocorrer por canais ocidentais e por extravasamento da calha do rio (*overbank flow*). A medida que aumenta o armazenamento de água na planície, o fluxo dos canais orientais reverte, com fluxo para o rio. Em junho, no pico do hidrograma, 97% da entrada de água na várzea ocorre por *overbank flow*. No final de setembro cessa

a entrada de água, e a saída de água pelos canais orientais dura até o início do próximo ano hidrológico (novembro).

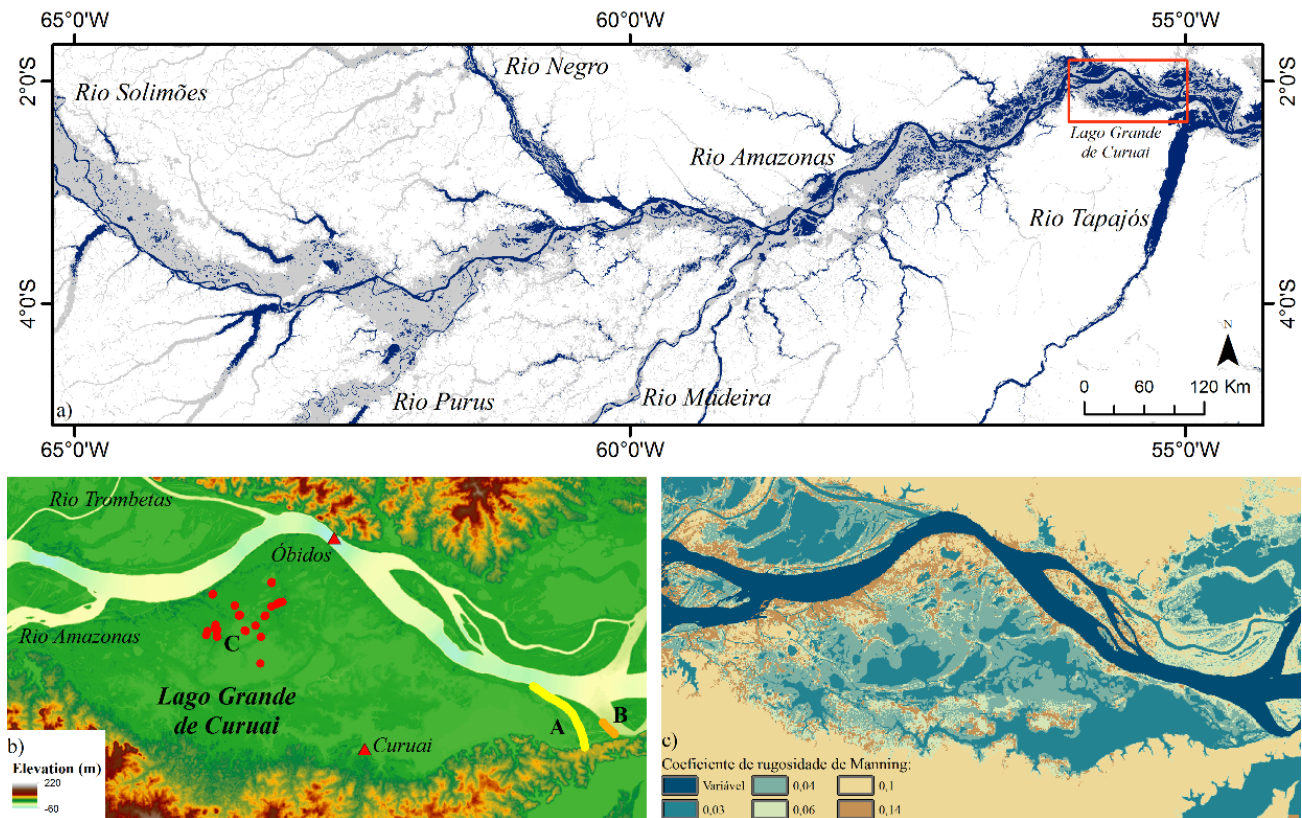


Figura 1. a) Mapa de inundação da Amazônia Central durante o período de cheia (Fonte: Hess *et al.*, 2003): água aberta (azul) e vegetação inundada (cinza). Retângulo vermelho indica localização do Lago Grande de Curuai. b) Modelo digital de elevação, estações fluviométricas em Óbidos e Curuai (triângulos em vermelho) e conjunto de medição de perfis verticais de velocidade do escoamento classificados por região: A (amarelo), B (laranja) e C (vermelho). c) Mapa do coeficiente de rugosidade de Manning utilizado nas simulações.

Modelos hidráulicos

Os modelos hidráulicos bidimensionais implementados no software HEC-RAS representam o escoamento pelas equações de Saint-Venant (equação da continuidade e equação da quantidade de movimento). O modelo hidrodinâmico (ou *full momentum*) considera os seguintes termos da equação da quantidade de movimento (Eq. 1 expressa na forma vetorial bidimensional): termos da inércia (1), gradiente de pressão (2), efeitos gravitacionais (2), viscosidade turbulenta (3), atrito (4) e força de Coriolis (5). A tensão de cisalhamento do vento não é considerada.

$$\underbrace{\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v}}_1 = \underbrace{-g \nabla H}_2 + \underbrace{v_t \nabla^2 \mathbf{v}}_3 - \underbrace{\frac{n^2 g |\mathbf{v}|}{R^{4/3}} \mathbf{v}}_4 + \underbrace{(2\omega \sin \varphi) \mathbf{k} \times \mathbf{u}}_5 \quad (1)$$

Em que v é a velocidade, h é elevação da superfície da água, g é a aceleração da gravidade, calculada como função da latitude, v_t é o coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal, n é o coeficiente de rugosidade de Manning, R é o raio hidráulico, ω é a velocidade angular da terra e φ a latitude.

O modelo onda difusiva, também implementado no HEC-RAS, despreza os termos da inércia, viscosidade turbulenta e força de Coriolis da equação da quantidade de movimento. Esses termos podem ser desconsiderados na maioria das situações com um ganho na eficiência computacional. Os termos da inércia, por exemplo, são importantes em situações que ocorre grande variação temporal e espacial da velocidade no sistema (Tucci, 1998). Mais detalhes das formulações matemáticas podem ser encontrados no manual de referências hidráulicas do HEC-RAS (HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER, 2016).

Simulações hidráulicas

Foram utilizados nas simulações os dados de entrada e de condições de contorno elaborados por Rudorff *et al.* (2014a) e descritos aqui resumidamente. O modelo digital de elevação (MDE, Fig 1b) foi baseado em dados do *Shuttle Topography Mission* (SRTM) e sondagens batimétricas de lagos e canais. Na ausência de disponibilidade de dados de batimetria do rio Amazonas, a geometria do canal principal foi estimada de maneira simplificada por interpolação de seções transversais retangulares. A distribuição espacial do coeficiente de rugosidade na planície foi baseada em um mapa de uso da terra (Fig. 1c) e valores da literatura que variam em 0,03 (canal aberto), 0,04 e 0,06 (zonas de transição), 0,10 (arbustos) e 0,14 (floresta). O coeficiente de Manning no rio Amazonas foi calibrado para cada modelo adotado no presente estudo minimizando a raiz quadrada do erro quadrático médio (*root mean square error* – RMSE) entre o nível simulado e o observado no período de 5 anos na estação em Óbidos (operada pela Agência Nacional de Águas -ANA). Outros detalhes do processamento dos dados e das correções realizadas são descritos em Rudorff *et al.* (2014a).

O domínio computacional das simulações abrange os rios Amazonas e Trombetas e as planícies da margem esquerda e direita. Considerou-se uma malha não estrutura com um tamanho reduzido da célula computacional nos contornos dos canais e em regiões com variação da topografia dentro da planície. Esta malha permite simular com precisão a forma do canal sem a necessidade de reduzir o tamanho de todas as células computacionais da malha (Schubert *et al.*, 2015). As condições de contorno a montante do domínio foram a vazão do rio Trombetas, proveniente da estação Cachoeira da Porteira (operada pela ANA) e do rio Amazonas, estimada pela diferença entre a vazão na estação de Óbidos, a jusante da confluência, e a vazão do rio Trombetas. O nível da água, como condição de contorno a jusante do domínio, foi calculado por interpolação de medidas em Óbidos e Santarém (operada pela ANA).

Os parâmetros utilizados nas simulações dos modelos onda difusiva e hidrodinâmico são resumidos na Tabela 1. O período da simulação compreende 5 anos (2009-2014, dados diários). O passo de tempo calculado (ΔT) considerou o critério de estabilidade de Courant-Friedrichs-Levy:

$$C = v\Delta T/\Delta x \quad (2)$$

Em que o número de Courant (C) deve ser menor que 1 para o modelo hidrodinâmico e menor que 2 para o modelo onda difusiva (HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER, 2016), v é velocidade da onda de inundação ou celeridade (m/s), que pode ser considerada como a velocidade máxima na grade, e Δx é a resolução da grade computacional (m).

Os dois modelos foram comparados em relação ao tempo computacional, ao nível e à velocidade da água (magnitude e direção). Este parâmetro teve como base medidas realizadas por *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) em três regiões da planície (Perfil A, B e C na Fig. 1b) no dia 7 de julho de 2014 (período de água-alta e início da recessão do hidrograma do rio Amazonas).

Tabela 1. Parâmetros utilizados nas simulações

Modelo	ΔT	Δx	Outros parâmetros:
Onda difusiva	4 min	300 m	---
Hidrodinâmico	2 min	300 m	$D = 0,6$ e $lat = -2^\circ$ *

* O coeficiente D interfere no cálculo da viscosidade turbulenta (mistura moderada) e a latitude no cálculo da aceleração da gravidade e no cálculo da força de Coriolis.

RESULTADOS

O valor adotado do coeficiente de Manning para o modelo de onda difusiva foi maior que o valor adotado para o modelo hidrodinâmico (0,038 e 0,027, respectivamente) considerando o menor RMSE entre o nível observado e simulado na estação em Óbidos. No entanto, os dois modelos apresentaram resultados próximo em Óbidos e Curuai como apresentado na Tabela 2. Em períodos de água-alta (junho) e água-baixa (novembro) o erro em relação ao observado foi ligeiramente maior do que nos outros períodos do ano (Fig. 2cd). O modelo hidrodinâmico demorou mais do que o dobro do tempo do modelo onda difusiva devido a maior restrição no passo de tempo adotado e maior complexidade na formulação matemática.

Tabela 2. Resumo do resultado das simulações para um período de 5 anos

	Tempo de processamento	Coef de Manning (rio)		RMSE Nível (m)	Erro médio Nível (m)
Onda difusiva	44 horas	0,038	Óbidos	0,15	-0,05
			Curuai	0,32	0,26
Hidrodinâmico	119 horas	0,027	Óbidos	0,12	-0,02
			Curuai	0,35	0,28

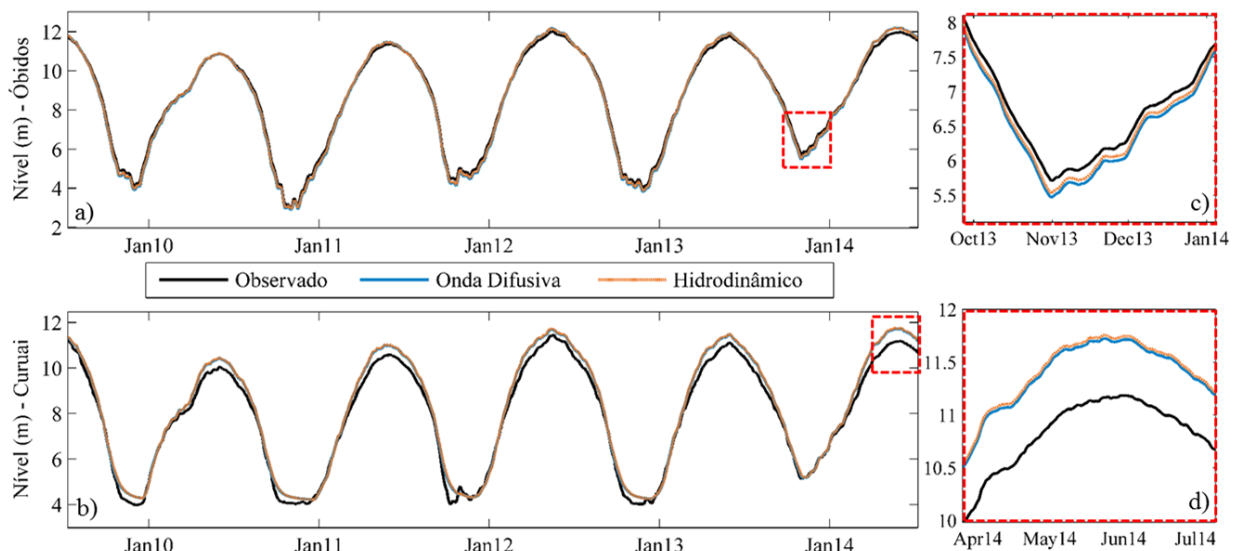


Figura 2. Nível observado e simulado em Óbidos (a) e Curuai (b) com detalhe no período de água-baixa (c) e água-alta (d).

As velocidades na saída da planície previstas pelos dois modelos apresentaram bons resultados em relação aos valores registrados por ADCP (Fig. 3ab) e conseguem representar a variação da velocidade da água na planície ao longo do perfil (Fig. 3cde). O RMSE foi de 0,18 m/s para o modelo onda difusiva e 0,20 m/s para o modelo hidrodinâmico e o erro médio foi de -0,07 m/s (onda difusiva) e -0,08 m/s (hidrodinâmico). O viés positivo da influência do dossel no MDE, à sub-representação de

canais pequenos de entrada de água ou as incertezas na velocidade registrada pelo ADCP são fontes de erros na comparação das velocidades observadas e simuladas.

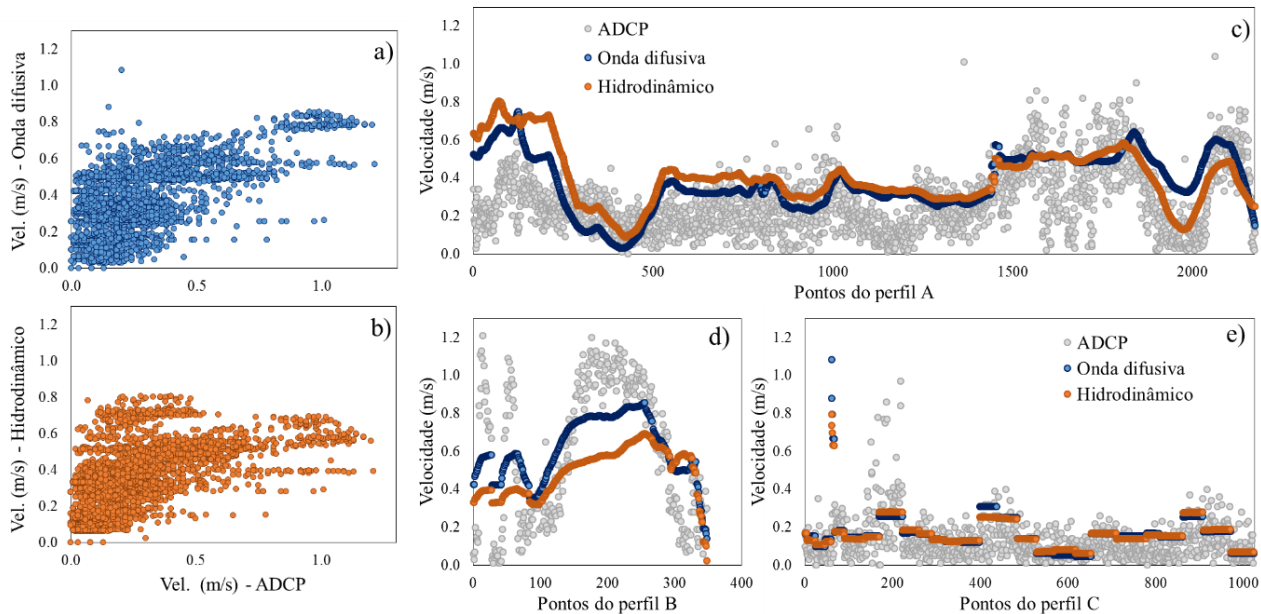


Figura 3. Velocidade prevista versus velocidade mensurada (ADCP) para os modelos Onda difusiva (a) e Hidrodinâmico (b). Velocidade no perfil A (a), B (b) e C (c).

As maiores diferenças nos campos de velocidade no dia 7 de julho entre os modelos são observadas na saída da planície, onde o escoamento se afunila e a água retorna para o rio Amazonas (Fig 4). A direção da água nesta região no modelo onda difusiva segue o fluxo do rio Amazonas, pois está sujeita apenas ao efeito da gravidade. Já no modelo hidrodinâmico, a aceleração (inércia) faz com que o fluxo continue no sentido da saída da água da planície (detalhes nos círculos vermelhos).

CONCLUSÕES

Este estudo simulou a inundação na várzea Lago Grande de Curuai e avaliou os modelos bidimensionais onda difusiva e hidrodinâmico. Os dois modelos apresentaram desempenho semelhantes em relação ao nível e à velocidade da água na planície (magnitude e direção). A inércia, considerada na equação de quantidade de movimento no modelo hidrodinâmico, faz com que a representação da direção do fluxo na saída da planície seja mais real. No entanto, as vantagens desse modelo são relevantes para estudos detalhados. Assim, para simulação da extensão da inundação, nível da água e outras aplicações sem a necessidade do detalhamento dos campos de velocidades, o modelo de onda difusiva é suficiente e exige menor tempo computacional. Estes resultados podem auxiliar os estudos de transporte e erosão de sedimentos que são muito influenciados pelos campos de velocidade.

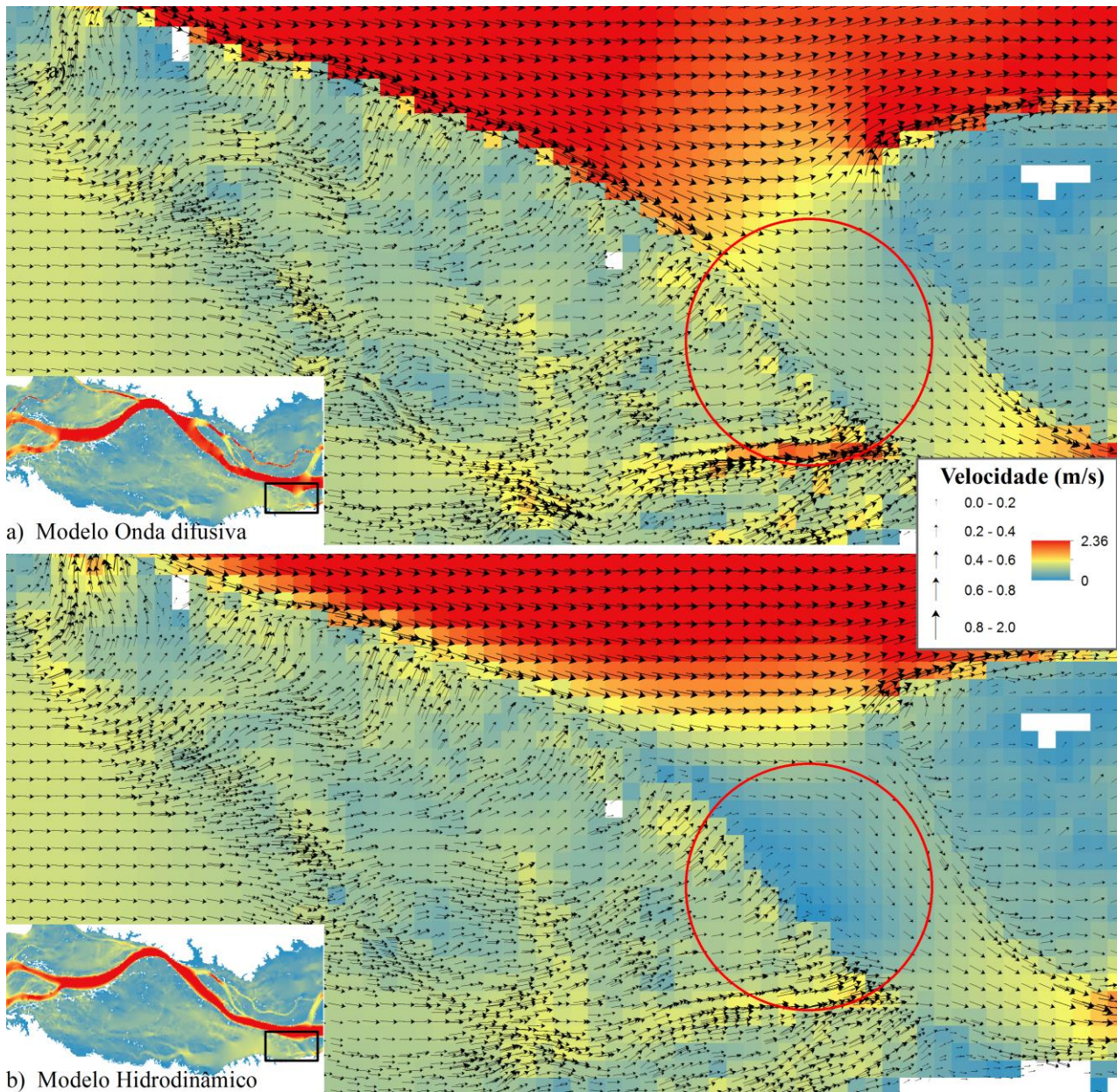


Figura 4. Magnitude e direção da velocidade simuladas pelo modelo de onda difusiva (a) e hidrodinâmico (b) com detalhe na região de saída da água da planície (c e d, respectivamente).

REFERÊNCIAS

- BONNET, M. P.; BARROUX, G.; MARTINEZ, J. M.; SEYLER, F.; MOREIRA-TURCQ, P.; COCHONNEAU, G.; ROUX, E. (2008). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai). *Journal of Hydrology*, 349(1), 18-30.
- BIANCAMARIA S.; BATES P.D.; BOONE A.; MOGNARD N.M. (2009) Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia. *J Hydrol* 379:136–150. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.054
- DUNNE, T.; MERTES, L. A.; 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, 110(4), 450-467. doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2

DUTTA, D.; ALAM, J.; UMEDA, K.; HAYASHI, M.; HIRONAKA, S. (2007). A two-dimensional hydrodynamic model for flood inundation simulation: a case study in the lower Mekong river basin. *Hydrological processes*, 21(9), 1223-1237.

ERNST, J.; DEWALS, B. J.; DETREMBLEUR, S.; ARCHAMBEAU, P.; ERPICUM, S.; PIROTON, M. (2010). Micro-scale flood risk analysis based on detailed 2D hydraulic modelling and high resolution geographic data. *Natural Hazards*, 55(2), 181-209.

HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER, 2016. HEC-RAS, River Analysis System, Hydraulic Reference Manual. Version 5.0. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.

MELACK J.M.; FORSBERG B.R. (2001) Biogeochemistry of Amazon floodplain lakes and associated wetlands. In: McClain ME, Victoria RL, Richey JE (eds) *The Biogeochemistry of The Amazon Basin*. Oxford University Press, New York, pp 235–274

MELACK, J. M.; NOVO, E. M.; FORSBERG, B. R.; PIEDADE, M. T.; MAURICE, L. (2009). Floodplain ecosystem processes. *Amazonia and global change*, 525-541.

MOREIRA-TURCQ, P.; BONNET, M. P.; AMORIM, M.; BERNARDES, M.; LAGANE, C.; MAURICE, L.; SEYLER, P. (2013). Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(1), 119-130.

NEAL J; SCHUMANN G.; BATES P. (2012) A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas. *Water Resources Research* 48:W11506. doi: 10.1029/2012WR012514.

QUIROGA, V. M.; KURE, S.; UDO, K.; MANO, A. (2016). Application of 2D numerical simulation for the analysis of the February 2014 Bolivian Amazonia flood: Application of the new HEC-RAS version 5. *RIBAGUA-Revista Iberoamericana del Agua*, 3(1), 25-33.

RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. (2014a). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. *Water Resources Research*, 50(1), 619-634.

RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. (2014b). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability. *Water Resources Research*, 50(1), 635-649.

SCHUBERT, J. E.; MONSEN, W. W.; SANDERS, B. F. (2015). Metric-Resolution 2D River Modeling at the Macroscale: Computational Methods and Applications in a Braided River. *Frontiers in Earth Science* 74(3).

TUCCI, C. E. (1998). *Modelos hidrológicos*. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p

WILSON, M., BATES, P., ALSDORF, D., FORSBERG, B., HORRITT, M., MELACK, J; FAMILIETTI, J. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophys Res Lett* 34:L15404. doi: 10.1029/2007GL030156

ZUIJDEEST A.L.; ZURBRÜGG R.; BLANK N.; FULCRI, R.; SENN, D. B.; WEHRLI, B. (2015) Seasonal dynamics of carbon and nutrients from two contrasting tropical floodplain systems in the Zambezi River basin. *Biogeosciences* 12:7535–7547. doi: 10.5194/bg-12-7535-2015