

SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE RIOS COM GRANDES PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO

Adriano Rolim da Paz¹; Walter Collischonn¹ & Carlos E. M. Tucci¹

RESUMO --- Conhecer o comportamento hidrológico de um rio permite investigar diversas questões ecológicas relacionadas. Além de descrever o comportamento hidrológico, é importante poder prevê-lo frente a cenários futuros, e modelos matemáticos têm sido largamente utilizados com essa finalidade. A simulação do escoamento em rios tem sido realizada principalmente com modelos unidimensionais acoplados ou não com células de armazenamento de água na planície. Para o caso de rios com grandes planícies de inundação, o extravasamento de água do canal para a planície e a propagação da inundação na planície governam a passagem da onda de cheia. Caso o interesse do estudo seja representar esses processos, métodos tradicionais não são adequados e uma abordagem recente tem sido proposta baseada no acoplamento de um modelo unidimensional para simular o escoamento na calha principal e um modelo tipo raster para simular o escoamento bidimensional na planície. Este artigo discute as dificuldades e desafios para a modelagem de rios com grandes planícies de inundação e as vantagens e limitações das diferentes abordagens empregadas. É apresentado um sistema de simulação desenvolvido com esse propósito, com resultados da aplicação ao Pantanal como exemplo.

ABSTRACT --- Understanding the river flow regime provides a valuable tool for several ecological issues. Besides the description of the hydrologic regime it is important to be able to predict it according to future scenarios, and mathematical models have been widely used for this purpose. The simulation of river flow routing has been mostly done using one-dimensional models coupled or not with storage cells for the floodplains. For rivers with large floodplains, the exchange of water from the main channel for the floodplain and the floodplain inundation are the main governing factors of the flood wave routing. If the representation of these processes is the aim of the modeling study, traditional methods are not adequate. A more recent approach has been proposed based on coupling a one-dimensional model for channel flow routing and a raster-based model for two-dimensional floodplain inundation routing. This paper presents the difficulties and challenges for modeling rivers with large floodplains and the advantages and limitations of different approaches currently used. A simulation system developed for this purpose is also presented, with an example of application to the Pantanal.

Palavras-chave: planície de inundação; modelagem hidrológica; Pantanal

¹ Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre (RS), 91501-970. Email: adrianorpaz@yahoo.com.br; collischonn@iph.ufrgs.br; tucci@iph.ufrgs.br.

1 INTRODUÇÃO

O regime hidrológico é um dos fatores que garantem a manutenção e governam o funcionamento dos ecossistemas (Postel e Richter, 2003), influenciando as características físico-químicas da água, como temperatura, sedimentos, nutrientes e oxigênio dissolvido, e a diversidade de habitats (Poff *et al.*, 1997). Em rios que apresentam planícies de inundação, a biota responde aos ciclos periódicos de cheia e estiagem através de adaptações morfológicas, anatômicas, fisiológicas e fenológicas, e com a formação de estruturas de comunidades (Junk *et al.*, 1989).

Conhecer o comportamento hidrológico permite investigar as relações existentes entre o regime de vazões e as características ecológicas influenciadas por tal regime e ajuda a entender a estrutura e o funcionamento do ecossistema. Entretanto, mais do que conhecer o comportamento atual do ecossistema, é importante poder prever seu comportamento futuro frente a possíveis impactos decorrentes de atividades antrópicas e face a cenários de variabilidade climática, que podem inclusive amplificar os impactos antrópicos.

Prever o comportamento do sistema hidrológico requer descrever seu funcionamento e ser capaz de reproduzi-lo de forma satisfatória, considerando-o sob determinadas condições de contorno e iniciais. Para tanto, a modelagem matemática vem sendo empregada desde o século XIX, procurando representar o escoamento da água através de equações matemáticas derivadas da mecânica dos fluidos (Abbott, 1979; Cunge *et al.*, 1980).

Para o caso de rios com grandes planícies de inundação, algumas abordagens têm sido utilizadas visando simular a propagação da onda de cheias, sendo mais comumente empregados os modelos unidimensionais com seções transversais compostas acoplados com células de armazenamento de água na planície. Se o interesse da modelagem é simular padrões de inundação na planície, tal abordagem não é recomendada e métodos alternativos têm sido propostos baseados no acoplamento entre modelos uni e bidimensionais (Verwey, 2001; Gillam *et al.*, 2005; Hunter *et al.*, 2007; Chatterjee *et al.*, 2008).

Este artigo discute as dificuldades e desafios para a simulação de rios com grandes planícies de inundação, as vantagens e limitações das diferentes abordagens empregadas e apresenta um sistema de simulação desenvolvido com esse propósito. São apresentados resultados da aplicação à parte da bacia do Alto Paraguai, onde se localiza o Pantanal, como exemplo.

2 INUNDAÇÃO DA PLANÍCIE

O extravasamento de água do rio para a planície é uma consequência natural do regime hidrológico. Durante a maior parte do tempo, correspondente às épocas de estiagem e de cheias

moderadas, o escoamento está limitado ao canal principal do rio. Em eventos de cheia maiores, ocorre o aumento do nível da água acima das margens do canal e o extravasamento do escoamento para a planície.

Em alguns casos, pode ocorrer a inundação de extensas áreas e o surgimento de escoamentos independentes do fluxo principal no canal (Figura 1). Parte do volume extravasado do canal pode ficar armazenado na planície e não retornar ao fluxo principal do rio, sendo perdido por evapotranspiração e infiltração, ou retornar parcialmente com a passagem de uma nova onda de cheia.

As trocas de água entre canal e planície e o escoamento na planície comandam a propagação da onda de cheia, cujo deslocamento é lento e se estende por um longo período de tempo. Ocorrem inundações tanto devido à propagação da onda de cheia de montante como também devido às condições locais de chuva e hidrológicas. O processo se torna mais complexo quando há uma rede de rios, já que a onda de cheia em cada afluente pode alcançar o rio principal em instantes de tempo distintos entre si.

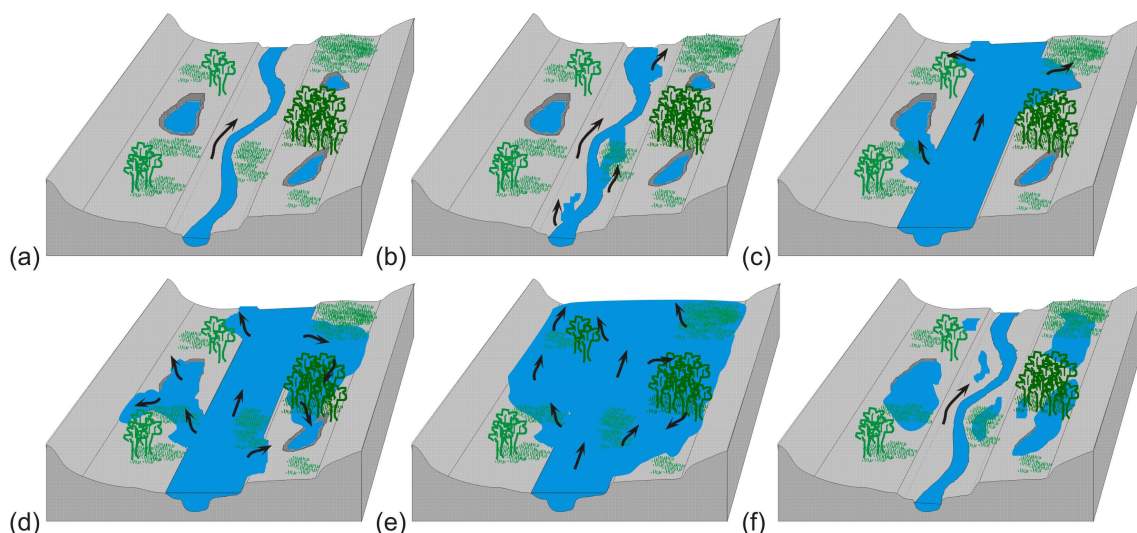


Figura 1 – Diferentes etapas da inundação sobre a planície: (a) Escoamento restrito à calha principal do rio, com água armazenada em lagoas da planície decorrentes de cheia anterior, chuva local ou água subterrânea; (b) Início do extravasamento da calha; (c), (d) Extravasamento da calha inunda a planície, alcançando lagoas e seguindo fluxos independentes do escoamento principal na calha; (e) Inundação ocorrendo sobre toda a planície e interagindo com a calha do rio ao longo de toda sua extensão; (f) Após passagem da cheia, acréscimo do volume armazenado na planície em relação à situação inicial.

A inundação da planície também acarreta alterações no caminho do escoamento. Seja, por exemplo, o caso de um trecho de rio com meandros no canal principal e uma planície de forma mais uniforme e plana. Com a inundação, o escoamento que em vazões baixas seguia estritamente o

curso sinuoso do canal passa a não respeitar esse traçado e segue de forma predominante em sentido mais retilíneo, encurtando sua trajetória. Entretanto, é mais comum que a inundação não ocupe toda a planície e a água extravasada do canal encontre caminhos preferenciais de escoamento (Cunge *et al.*, 1980), surgindo fluxos independentes do escoamento principal no canal (Figura 1).

Os caminhos preferenciais de escoamento ao longo da planície podem conduzir a água de volta ao canal em pontos mais a jusante ou a lagos e depressões mais distantes do canal. Em regiões bastante planas, o escoamento pode seguir sobre a planície e alcançar diretamente o corpo d'água receptor da bacia, sem passar pela seção do canal que representa seu exutório. Isso é comum, por exemplo, durante a cheia no Pantanal, quando a água extravasada do canal principal dos afluentes do rio Paraguai segue pela planície até alcançar diretamente o referido rio.

3 DESAFIOS E MÉTODOS USUALMENTE EMPREGADOS PARA SIMULAÇÃO DE GRANDES PLANÍCIES

O método mais tradicional de simular a propagação do escoamento em um trecho de rio com planície de inundação é usar um modelo unidimensional do tipo hidrodinâmico, difusão ou mais simplificados, considerando seções compostas que incluam canal principal e planície. Células conectadas a algumas seções transversais podem ser utilizadas para simular o armazenamento de água na planície. Mapas de inundação no plano horizontal podem ser gerados com base na interpolação do nível da água das seções transversais. Esse tipo de abordagem tem grandes aplicações, principalmente quando o foco do estudo é representar o regime de vazões na calha do rio.

No caso de planícies com grandes dimensões (da ordem de dezenas de vezes superior à largura do canal), a inundação da planície governa a propagação da onda de cheia. Por assumir que o escoamento ocorre apenas no sentido longitudinal do curso d'água, por não representar os fluxos independentes na planície e nem a interação canal-planície, métodos 1D podem não ser adequados nesse caso, principalmente se o interesse for na representação da propagação da inundação sobre a planície (Hunter *et al.*, 2007; Verwey, 2005). O processo de interpolação do nível da água nas seções pode resultar na inundação de áreas sem conexão com o rio e, portanto, que não deveriam ser inundadas.

As simplificações assumidas na abordagem 1D comprometem a simulação de cenários como construção de diques marginais e outras intervenções estruturais na planície, em termos da análise de como variam os padrões de inundação ao longo do tempo. Também fica comprometida a simulação de eventos extremos, justamente para os quais é maior o interesse em estudar as inundações (Stelling e Verwey, 2005).

Modelos hidrodinâmicos bi (2D) ou tridimensionais (3D) também podem ser aplicados para simular as inundações em planícies através das equações de Navier-Stokes integradas ou não na vertical, respectivamente (Horritt e Bates; 2002; Werner, 2004; Stewart *et al.*; 1999; Morvan *et al.*, 2002; Nicholas e McLelland, 2004).

O escoamento em rios com meandros e planícies de inundação apresenta de fato características tridimensionais, principalmente quando ocorre o extravasamento do canal para a planície. Entretanto, em alguns casos usar modelos 2D e 3D aumenta excessivamente o custo computacional sem incrementar a representação das características do escoamento e inundação que interessam ao estudo (Hunter *et al.*, 2007). Por exemplo, a representação detalhada 3D do campo de velocidades ao longo de um meandro do rio pode ser interessante para entender os processos geomorfológicos da migração do meandro, mas não contribui substancialmente para o entendimento da dinâmica sazonal de inundação em um trecho de rio com dezenas ou centenas de meandros.

A aplicação de modelos hidrodinâmicos 2D e 3D a grandes planícies pode se tornar inviável em função de problemas numéricos devido à complexidade da topografia da planície, com degraus e declividades locais acentuadas, profundidades muito pequenas, processo de secagem/inundação e dificuldade em compatibilizar discretização do canal e da planície (Beffa e Connell, 2001).

Uma alternativa desenvolvida recentemente para a simulação de grandes planícies de inundação é constituída pela combinação de modelos 1D para a representação do escoamento na calha principal e um modelo tipo raster para o escoamento sobre a planície (Bates e De Roo, 2000; Horritt e Bates, 2001b; Verwey, 2005; Wilson *et al.*, 2007).

O aumento da capacidade computacional e a crescente disponibilidade de dados topográficos obtidos por sensoriamento remoto têm propiciado a oportunidade de uma maior discretização do sistema modelado em relação ao modelo de células na sua concepção original. Com essa motivação, tem sido desenvolvida e aplicada uma abordagem para modelagem de rios e planícies de inundação que discretiza todo o sistema em uma grade de elementos regularmente espaçados – trata-se dos modelos denominados do tipo raster.

Apesar de semelhante ao modelo de células em vários aspectos, a forma de discretizar a planície traz uma série de vantagens ao modelo raster: discretização automática dos elementos; incorporação da variabilidade espacial da topografia e rugosidade; facilidade de integração com outros planos de informação em ambiente SIG; melhoria na representação da propagação da inundação. Essa última é a vantagem mais importante em relação ao modelo de células, já que a discretização mais refinada e as trocas de água entre elementos vizinhos possibilita simular a inundação se propagando de forma gradual no espaço bidimensional, com possibilidade de seguir múltiplos caminhos preferenciais conforme a topografia representada através de um Modelo Digital de Elevação (MDE).

Resultados bastante satisfatórios foram obtidos com o acoplamento de modelos 1D e raster, mas as aplicações relatadas na literatura têm sido restritas a trechos de rio relativamente curtos (da ordem de dezenas de quilômetros) e de drenagem simplificada (trechos de rios sem confluências), para os quais existiam dados detalhados para caracterização física do sistema (Horritt e Bates, 2001a; Bates *et al.*, 2006; Tayefi *et al.*, 2007). Manchas de inundação detectadas por sensores remotos do tipo radar interferométrico de abertura sintética (IFSAR) ou sistemas imageadores a laser aerotransportados (LIDAR – light detection and ranging) são utilizadas para validar o padrão de inundação simulado (Mertes, 2002; Jensen, 2009; Bates *et al.*, 2006; Horritt e Bates, 2001a).

Quando se trata de sistemas de drenagem complexos, constituídos por redes de rios e planícies de grande escala (da ordem de centenas de quilômetros quadrados), surgem dificuldades adicionais para a modelagem acoplada 1D e raster: escassez de dados para caracterização física; necessidade de incorporação de processos hidrológicos verticais; restrição do custo computacional; estabelecimento da conexão topológica entre canais e planície; dificuldade de validação dos resultados. O problema do custo computacional é agravado pelo fato de que as simulações devem se estender por longos períodos de tempo (alguns meses ou anos), a fim de conseguir representar a ocorrência das cheias sazonais, com passos de tempo computacional restritos por questões numéricas (da ordem de alguns minutos em alguns casos).

4 O SISTEMA DE SIMULAÇÃO DESENVOLVIDO

4.1 Visão geral e estrutura

O sistema de simulação desenvolvido consiste na combinação de um modelo hidrodinâmico 1D para simular o escoamento no canal principal e um modelo tipo raster para a simulação da inundação da planície, além de um módulo específico para representar o balanço hídrico vertical na planície (precipitação, evapotranspiração e infiltração) (Figura 2). Um módulo de conexão faz as trocas de vazão entre canal e planície. A contribuição de bacias a montante da região simulada pode ser considerada como condição de contorno no modelo 1D, seja com dados observados ou através do acoplamento off-line de um modelo chuva-vazão.

Enquanto o nível da água está baixo, o escoamento está confinado ao canal principal e o modelo 1D propaga as vazões ao longo da rede de canais. Quando o nível da água sobe, ocorre o transbordamento de água do canal para a planície. Paralelamente, o módulo de balanço vertical simula a entrada de água na planície por meio de precipitação e a perda de água através de evapotranspiração e infiltração. O acúmulo de água decorrente do balanço vertical também inunda e escoar pela planície.

O escoamento sobre a planície segue de forma independente do escoamento do canal, sendo simulado pelo modelo raster. Mesmo durante as cheias, o modelo 1D continua simulando apenas o escoamento ao longo dos canais principais, contabilizando as vazões trocadas com a planície sob a forma de vazões laterais.

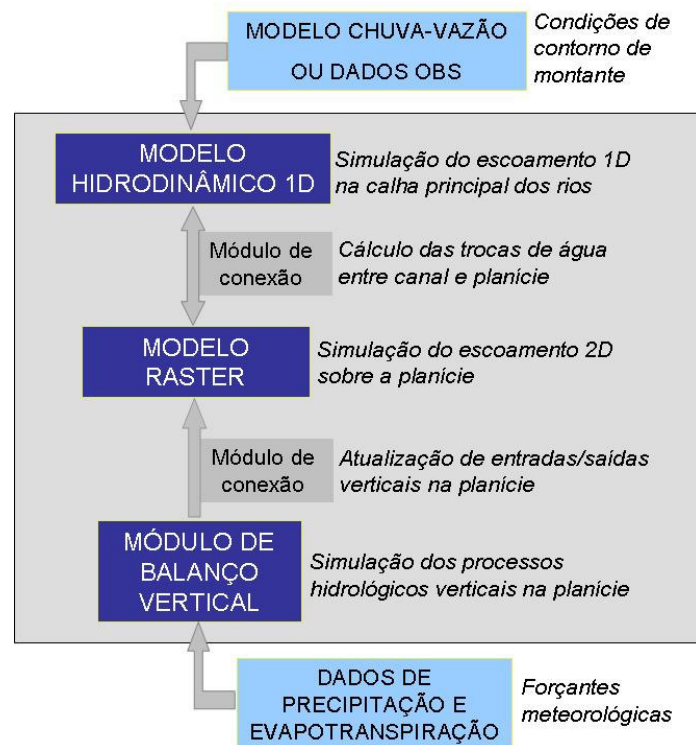


Figura 2 – Visão geral do sistema de simulação desenvolvido.

4.1 Modelagem do escoamento nos canais principais

O escoamento no canal principal do rio é simulado com o modelo hidrodinâmico unidimensional IPH4 (Tucci, 1978; Tucci, 1998). Tal modelo resolve as equações completas de De Saint Venant (eq. 1 e 2) usando um método de diferenças finitas, com um esquema implícito resolvido por um processo de eliminação de Gauss modificado.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial x} + gA(S_f - S_0) = 0 \quad (2)$$

onde: h é o nível da água; t é o tempo de cálculo; Q é a vazão; x é a distância ao longo do comprimento longitudinal do rio; b é a largura da seção transversal; A é a área da seção transversal; g é a aceleração da gravidade; S_f é a declividade da linha de energia e S_0 a declividade do fundo do canal; q é a vazão lateral (vazão por unidade de comprimento) ou vazão de contribuição de aportes laterais.

Como o escoamento simulado é apenas no canal principal, as seções transversais representadas no modelo 1D se restringem à região definida pela transição entre canal e planície em cada margem. As vazões trocadas com a planície são tratadas como contribuição lateral na equação da continuidade (termo q na eq. 1).

4.2 Modelagem do escoamento na planície

O modelo raster de planície desenvolvido segue as formulações gerais do modelo LISFLOOD-FP (Bates e De Roo, 2000; Horritt e Bates, 2001), com variações principalmente quanto às trocas de água entre elementos da planície e entre planície e canal principal, a consideração de armazenamento de água no solo e a consideração de perdas/ganhos devido aos processos verticais.

A planície é discretizada em elementos retangulares interconectados, havendo trocas de vazões entre elementos vizinhos e entre alguns elementos com o canal principal (Figura 3). A variação de volume ao longo do tempo em um determinado elemento é expressa da seguinte forma:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = Q_{topo} + Q_{bai} + Q_{esq} + Q_{dir} + Q_{cp} + Q_{vert} + Q_{solo}, \quad (3)$$

onde: ΔV é a variação de volume no intervalo de tempo Δt ; Q_{topo} , Q_{bai} , Q_{esq} e Q_{dir} são as vazões trocadas com os elementos vizinhos situados acima, abaixo, à esquerda e à direita, respectivamente, do elemento analisado; Q_{cp} é a vazão trocada com o canal principal; Q_{vert} representa o balanço de entradas/saídas verticais e Q_{solo} representa o fluxo de água para encher o reservatório do solo.

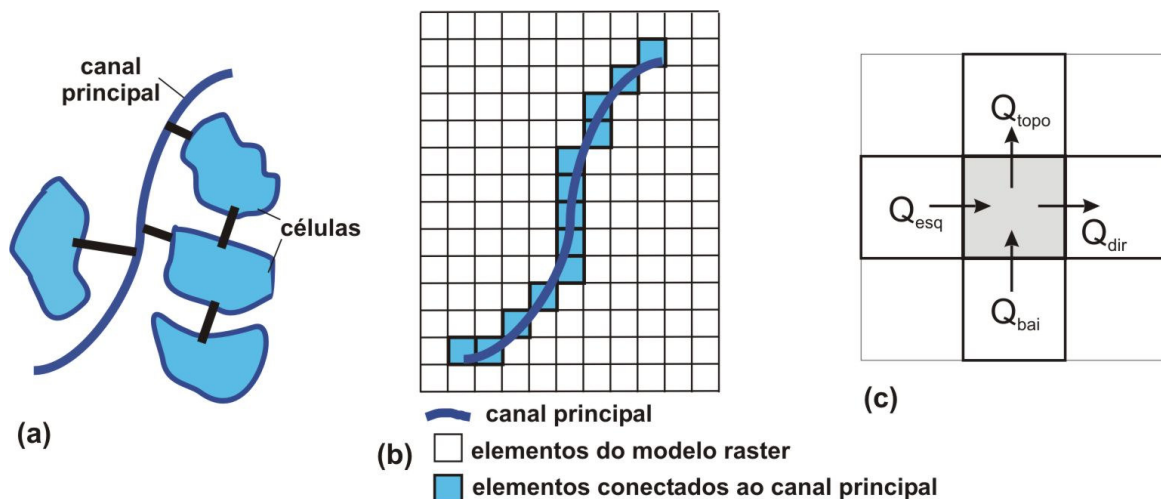


Figura 3 – Discretização da planície em um modelo de células (a) e em um modelo raster (b) na combinação com um modelo 1D aplicado ao canal principal; (c) vazões de troca entre um elemento da planície e seus vizinhos no modelo raster.

O reservatório do solo é considerado no modelo explicitamente como uma demanda ou perda de água da planície. A formação de lâmina de água sobre a superfície de um elemento da planície somente ocorre a partir do momento que o reservatório do solo desse elemento é completamente preenchido com água.

A vazão trocada entre dois elementos da planície é calculada empregando a equação de resistência ao escoamento de Manning (eq. 4) e utilizando o conceito de profundidade disponível para escoamento (h_{fluxo}) (Bates e De Roo, 2000). A profundidade h_{fluxo} é definida como sendo a diferença entre o maior dos níveis d'água dos dois elementos e a maior elevação do fundo (Figura 4).

$$Q_x = \pm \frac{h_{fluxo}^{5/3}}{n} \left(\frac{|h_1 - h_2|}{\Delta x} \right)^{1/2} \cdot \Delta y, \quad (4)$$

onde n é o coeficiente de Manning, Δx e Δy são os espaçamentos entre elementos nas direções x e y , respectivamente; h_1 e h_2 são as lâminas de água nos elementos 1 e 2, respectivamente. A vazão na direção y é calculada de forma análoga.

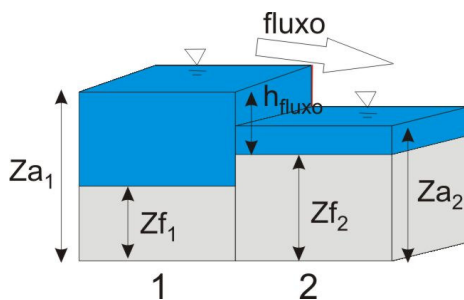


Figura 4 – Determinação da profundidade disponível para escoamento (h_{fluxo}) entre dois elementos (1 e 2) do modelo raster: Z_a se refere à cota do nível da água e Z_f à cota do fundo.

Em aplicações a sistemas de grande escala, onde a largura das planícies de inundação se estende por dezenas de quilômetros, a discretização pode resultar em elementos de grandes dimensões para diminuir o custo computacional. Nesse caso, pequenas diferenças de nível da água entre dois elementos são suficientes para causar trocas de enormes volumes de água, devido à grande extensão através da qual ocorre o vertimento da água. Além de instabilidades numéricas, isso pode conduzir a uma propagação do escoamento muito mais rápida do que ocorre na realidade. Uma alternativa para evitar o problema é considerar que as trocas de água ocorram via canais de largura inferior à dimensão dos elementos (Figura 5).

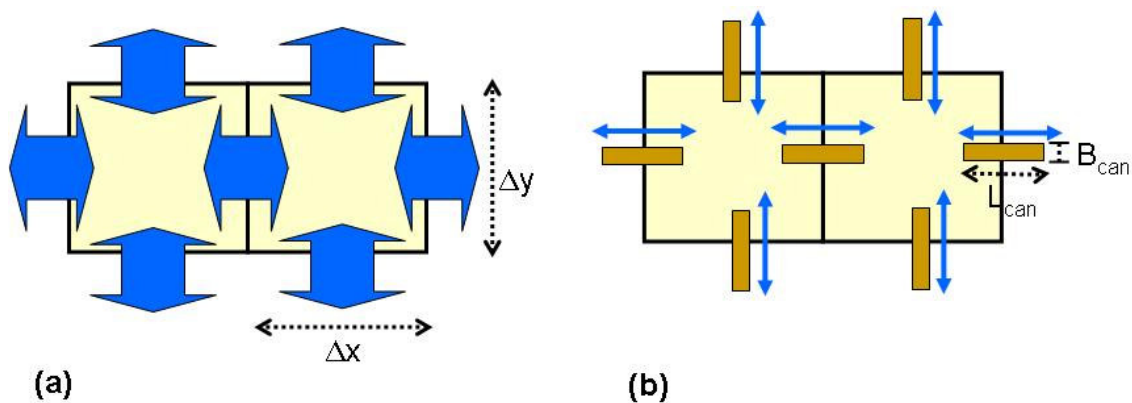


Figura 5 – Esquema de troca de água entre elementos da planície ao longo de toda a lateral dos elementos (a) e via canais (b) de dimensões B_{can} e L_{can} .

4.3 Processos hidrológicos verticais

Na versão atual do sistema de simulação desenvolvido, são considerados os processos hidrológicos verticais de forma bastante simplificada: precipitação, evapotranspiração e infiltração. A precipitação em cada elemento é obtida por interpolação a partir dos dados observados em pluviômetros, seguindo esquema do modelo hidrológico MGB-IPH (Collischonn *et al.*, 2007; Collischonn e Tucci, 2001). A evapotranspiração também é considerada um dado de entrada, variando no tempo e no espaço conforme as estimativas disponíveis.

A perda de água por infiltração é simulada considerando a existência de um reservatório abaixo da superfície de cada elemento da planície, denominado de reservatório do solo. Esse reservatório precisa ser preenchido completamente para iniciar a formação de lâmina de água no elemento e a geração de escoamento entre elementos. Enquanto há água no reservatório, seja com lâmina de água superficial ou não, ocorrem perdas definitivas por infiltração que não retornam ao sistema, segundo uma taxa constante e pré-definida que é um parâmetro do modelo.

4.4 Trocas de água canal-planície

A ligação entre canal e planície é estabelecida inicialmente com a definição dos elementos da planície conectados ao canal. Considera-se que todos os elementos da malha numérica da planície situados sob o eixo da calha principal do rio têm conexão com este (Figura 6), ou seja, por meio deles poderá ocorrer troca de volume de água entre os dois sistemas. Todos os demais elementos da planície trocarão água apenas com os elementos vizinhos, além dos processos verticais que ocorrem independentemente das trocas laterais.

As trocas de água entre canal e planície são determinadas em função da diferença de nível da água entre tais sistemas. A discretização espacial do canal normalmente é superior à resolução do modelo raster, de modo que conectado a um determinado trecho do canal existirão diversos

elementos da planície. Os níveis de água em pontos intermediários a duas seções transversais do canal são determinados por uma aproximação linear do nível nessas seções. São utilizadas equações de vertedor simples ou afogado para determinar a vazão de troca, conforme o nível de água no canal e na planície.

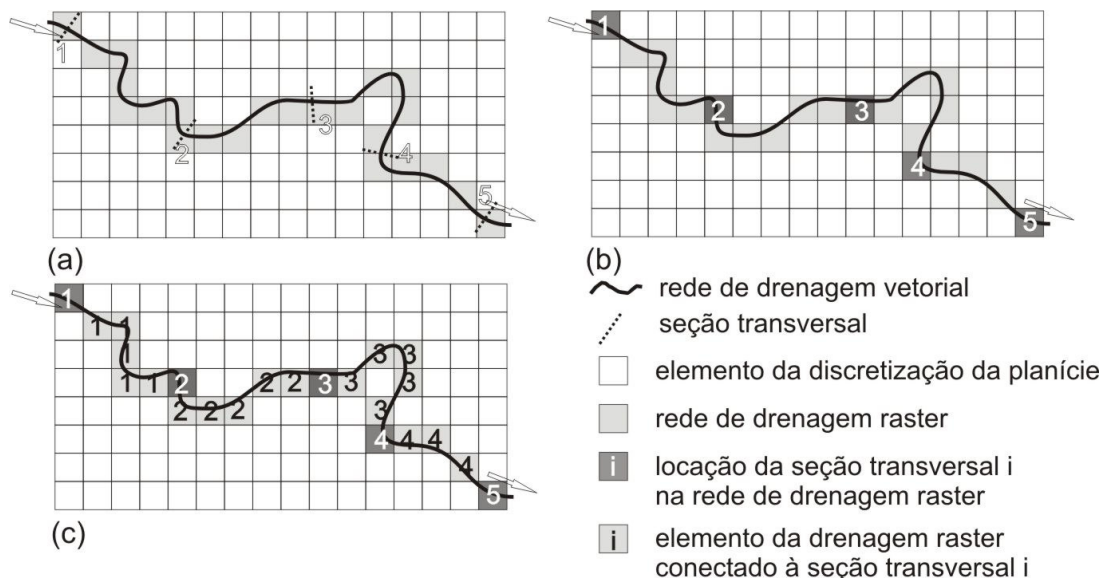


Figura 6 – Conexão entre elementos da planície e seções transversais do canal principal: (a), (b) localização das seções transversais na drenagem vetorial e raster; (c) indicação da seção a qual está conectado cada elemento da drenagem raster.

Em um instante de tempo t , os sistemas canal e planície são simulados independentemente usando as vazões de troca determinadas no passo de tempo anterior ($t-dt$). Ao final do próximo passo de tempo ($t+dt$), são calculadas as novas vazões de troca entre os dois sistemas, que serão usadas nas próximas rodadas dos modelos até o instante $t+2dt$.

4.5 Preparação dos dados de entrada

O sistema de simulação de rios e planícies de inundação desenvolvido neste trabalho requer a preparação de diversos dados de entrada, de diferentes tipos e formatos. Para a modelagem hidráulica 1D dos canais principais, são necessários dados relativos à discretização dos canais em trechos, comprimentos e declividades dos trechos, seções transversais, parâmetros, condições de contorno e iniciais. O modelo raster de planície requer basicamente um modelo digital de elevação para representar a topografia da planície, parâmetros e condições iniciais.

A maior parte do esforço de preparação dos dados reside no estabelecimento da conexão entre canais principais e planície. É preciso definir a representação da rede de canais e localizar todas as seções transversais na discretização da planície, com o propósito final de estabelecer quais

elementos da planície têm conexão direta com os canais. Um tratamento específico é realizado para que a drenagem vetorial seja representada no formato raster com um caminamento único pixel a pixel. As conexões canal-planície devem ser definidas em função da topologia da rede de drenagem e da discretização da planície. Foram desenvolvidas rotinas computacionais para tornar semi-automatizado o processo de geração das informações de entrada.

5 EXEMPLO DE APLICAÇÃO: BACIA DO ALTO PARAGUAI

Como exemplo de aplicação, parte da Bacia do Alto Paraguai (BAP) foi modelada com o sistema de simulação de rios e planícies descrito neste trabalho. O foco do estudo envolve a parte da BAP conhecida como Pantanal, localizada na área de fronteira entre Brasil, Bolívia e Paraguai (Figura 7). A BAP é parte da Bacia do Prata, sendo composta por três regiões de características bem distintas: Planalto (260.000 km²), Pantanal (140.000 km²) e Chaco (200.000 km²).

Tanto o rio Paraguai quanto seus tributários da margem esquerda descem do Planalto conduzindo água das partes altas do norte e do leste da BAP e, ao alcançar o Pantanal, encontram um terreno extremamente plano. O canal principal dos rios apresenta menores profundidades (margens mais baixas) e pequenas declividades à medida que avançam sobre o Pantanal, resultando em baixas velocidades do escoamento (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2005). As declividades no rio Paraguai variam tipicamente entre 0,7 e 6,5 cm/km e de 12 a 50 cm/km nos tributários (Ponce, 1995). Durante períodos de cheia, os canais não conseguem conduzir o escoamento, e ocorre o extravasamento e inundação de extensas áreas da planície, que abrangem em média uma área de 50.000 km² (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2005) e podem variar de 10.000 a 110.000 km² (Hamilton *et al.*, 1996).

O domínio da Bacia do Alto Paraguai simulado com o sistema de modelagem desenvolvido nesta pesquisa abrange os trechos do rio Paraguai e seus principais tributários na região do Pantanal. A entrada dos rios no Pantanal é tomada como condições de contorno de montante, enquanto a seção do Rio Paraguai na confluência com o rio Apa é tomada como a condição de contorno de jusante (Figura 6).

As vazões de entrada são obtidas a partir de dados observados em postos fluviométricos ou, quando não existentes, geradas com a simulação do modelo hidrológico MGB-IPH, o qual foi ajustado satisfatoriamente para todas as sub-bacias do Planalto no estudo de (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2005). O período de simulação apresentado neste trabalho se estende de setembro de 1995 a dezembro de 2000.

No modelo 1D, o passo de tempo de cálculo é de 1 hora e os rios são discretizados em trechos com comprimento em torno de 2 a 7 km, por questões numéricas. O sistema de rios

representado no modelo 1D compreende um total de 3963 km, sendo 1232 km do rio Paraguai e 2731 km dos tributários. Por questões de custo computacional, a planície é modelada com uma discretização em elementos de dimensões 2 x 2 km, totalizando 46.741 elementos de cálculo, e um passo de tempo de cálculo de 120 s. A topografia da planície (elevação em cada ponto da malha) é obtida por reamostragem do MNT do SRTM-90 (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponível em <http://srtm.csi.cgiar.org>, cuja resolução espacial é de ~90m.

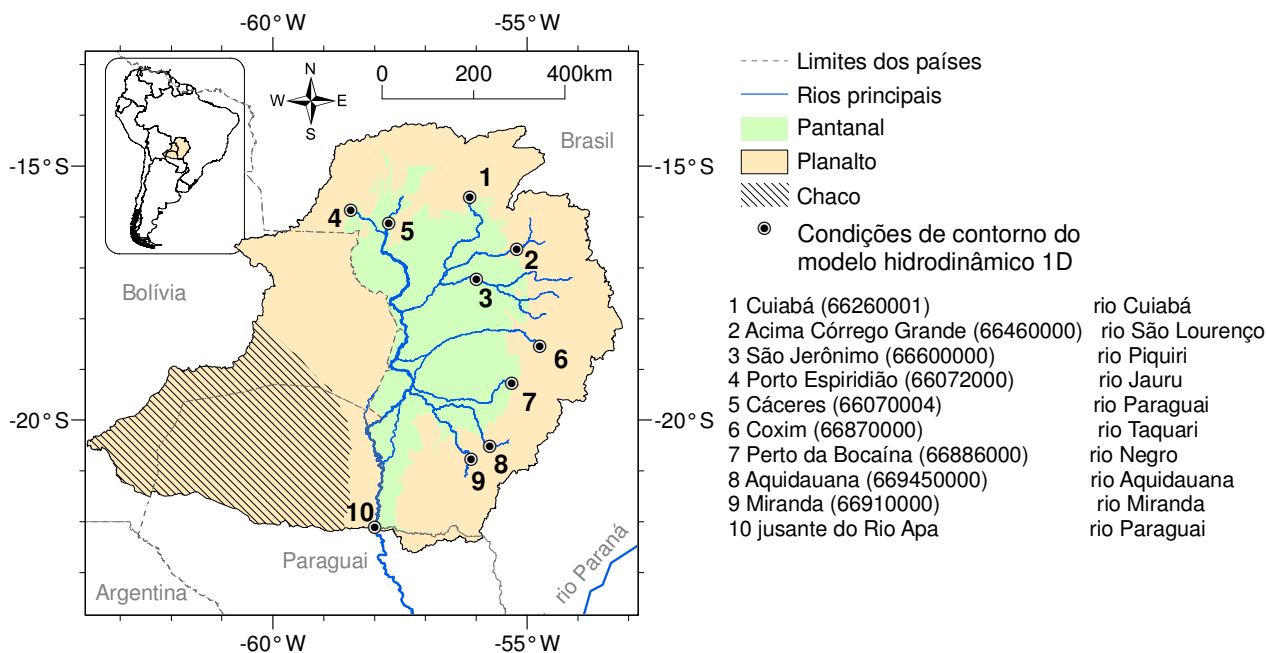


Figura 7 – Localização da Bacia do Alto Paraguai com subdivisão nas regiões Planalto, Pantanal e Chaco, rede de drenagem principal e condições de contorno do modelo hidrodinâmico 1D.

Nas simulações realizadas neste trabalho, não foi considerado o balanço vertical na planície, a qual foi considerada sem armazenamento de água no instante de tempo inicial.

Os resultados obtidos pelo sistema de simulação de rios e planícies podem ser analisados sob três aspectos principais: comparação entre hidrogramas observados e calculados em postos fluviométricos; análise das vazões laterais trocadas entre canal e planície para cada trecho de rio; análise dos padrões espaciais de inundação da planície.

Para exemplificar a análise de hidrogramas e trocas de volume de água canal-planície são apresentados resultados para um trecho de aproximadamente 400 km do rio Cuiabá entre os postos fluviométricos de Cuiabá (condição de contorno de montante) e Ilha Camargo. Na Figura 8 (gráficos à direita) são apresentados hidrogramas calculados e observados em quatro postos fluviométricos a jusante de Cuiabá. Os quadros à esquerda da mesma figura apresentam as vazões trocadas lateralmente entre cada dois postos fluviométricos, na seqüência em que os hidrogramas observados e calculados são apresentados (de montante para jusante).

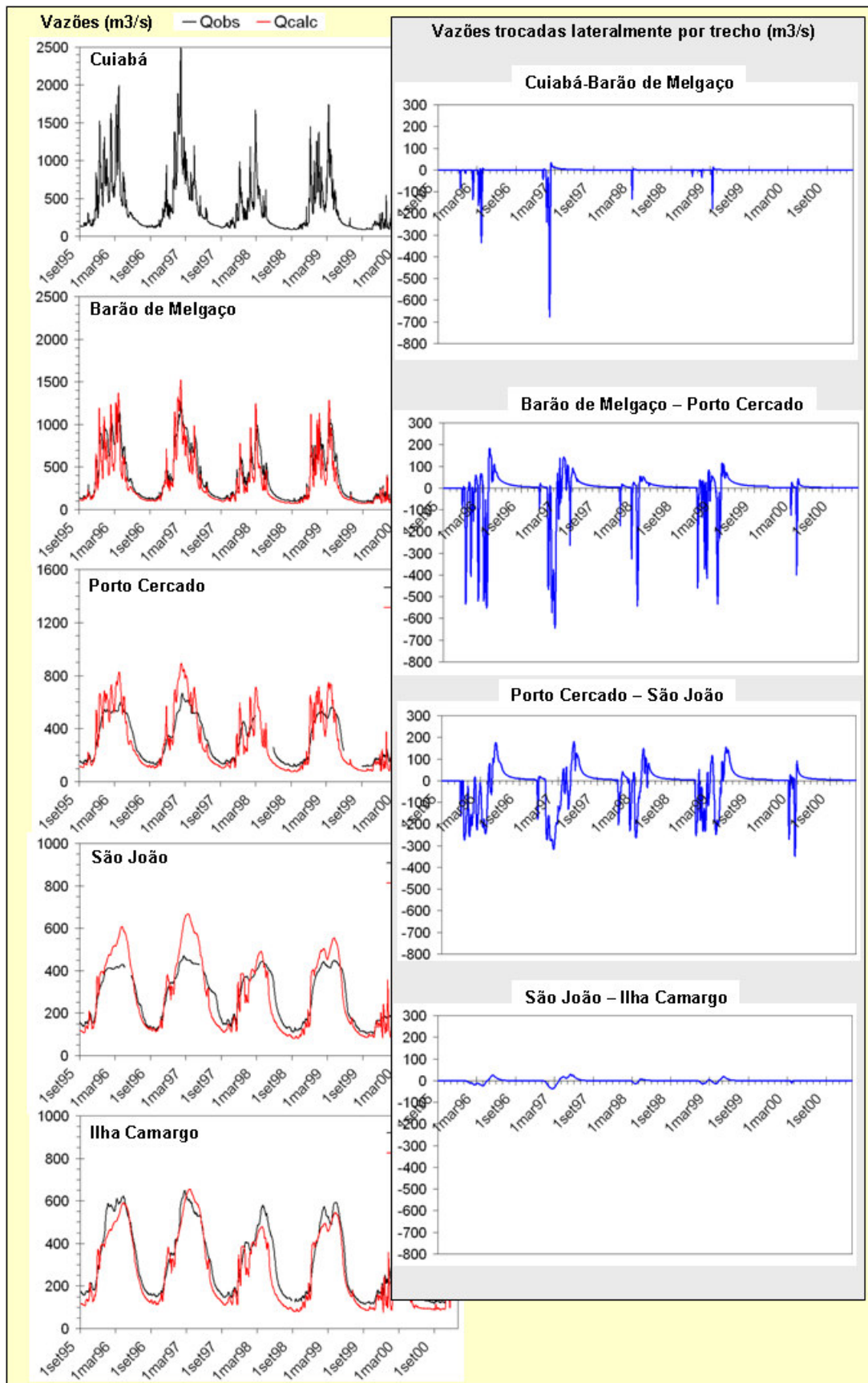


Figura 8 - Vazões calculadas e em postos fluviométricos de trecho do rio Cuiabá (quadros à esquerda) e vazões trocadas lateralmente em cada sub-trecho (quadros à direita; valores negativos indicam aporte do rio para a planície e positivos o sentido inverso).

Houve uma boa representação da perda de volume de água no sub-trecho entre a condição de contorno (Cuiabá) e o posto de Barão de Melgaço, inclusive havendo boa concordância entre hidrogramas observado e calculado nesse posto. A perda de água para a planície simulada alcança até 700 m³/s nos picos das cheias.

No sub-trecho entre os postos de Barão de Melgaço e Porto Cercado, ocorre maior perda de volume de água do que no sub-trecho anterior, a qual não fica restrita aos maiores picos de cheia. Entretanto, no final da passagem da onda de cheia existe um retorno de água da planície para o rio, como indicam os valores positivos de vazão lateral. No sub-trecho seguinte, entre Porto Cercado e São João, a perda de volume de água durante as cheias foi inferior à necessária para que o hidrograma observado em São João fosse melhor representado. Nesse posto, as cheias observadas são inferiores à 450 m³/s, enquanto as simulações resultaram em picos de quase 600 m³/s. No posto a jusante, o ajuste entre vazões calculadas e observadas é muito bom, sem haver perda lateral de volume de água.

Na análise do trecho do rio Cuiabá, é interessante ressaltar os diferentes comportamentos de troca de volume de água entre rio e planície. No primeiro sub-trecho, só ocorre praticamente perda de volume de água, e de forma pontual no pico das cheias. No segundo e terceiro sub-trechos, durante a metade inicial da cheia ocorre perda importante de água para a planície, mas ao longo da metade final da cheia ocorre retorno parcial dessa água para o rio. No quarto sub-trecho, não foram estimadas trocas significativas de volume de água entre rio e planície. Importante destacar a flexibilidade do sistema de modelagem proposto em representar essa gama de comportamentos distintos, o que permite reproduzir padrões realísticos de interação canal-planície.

O padrão de inundações obtido para uma cheia sazonal do Pantanal é ilustrado pela seqüência de gráficos da Figura 9. Por não considerar as trocas de água verticais (aporte por precipitação e perdas por infiltração e evapotranspiração), as manchas de inundação obtidas são decorrentes exclusivamente do extravasamento de água da calha dos rios. É possível observar que a água extravasada do canal se propaga pela planície segundo caminhos diversos, inclusive retornando ao mesmo canal em pontos a jusante ou até aportando a outro canal próximo. Esse fenômeno é reconhecido no Pantanal, como por exemplo nas cheias que atingem os rios Aquidauana e Negro e de modo geral nas contribuições dos vários afluentes ao rio Paraguai, onde grande parte do volume de água aporta diretamente pelas planícies de inundação.

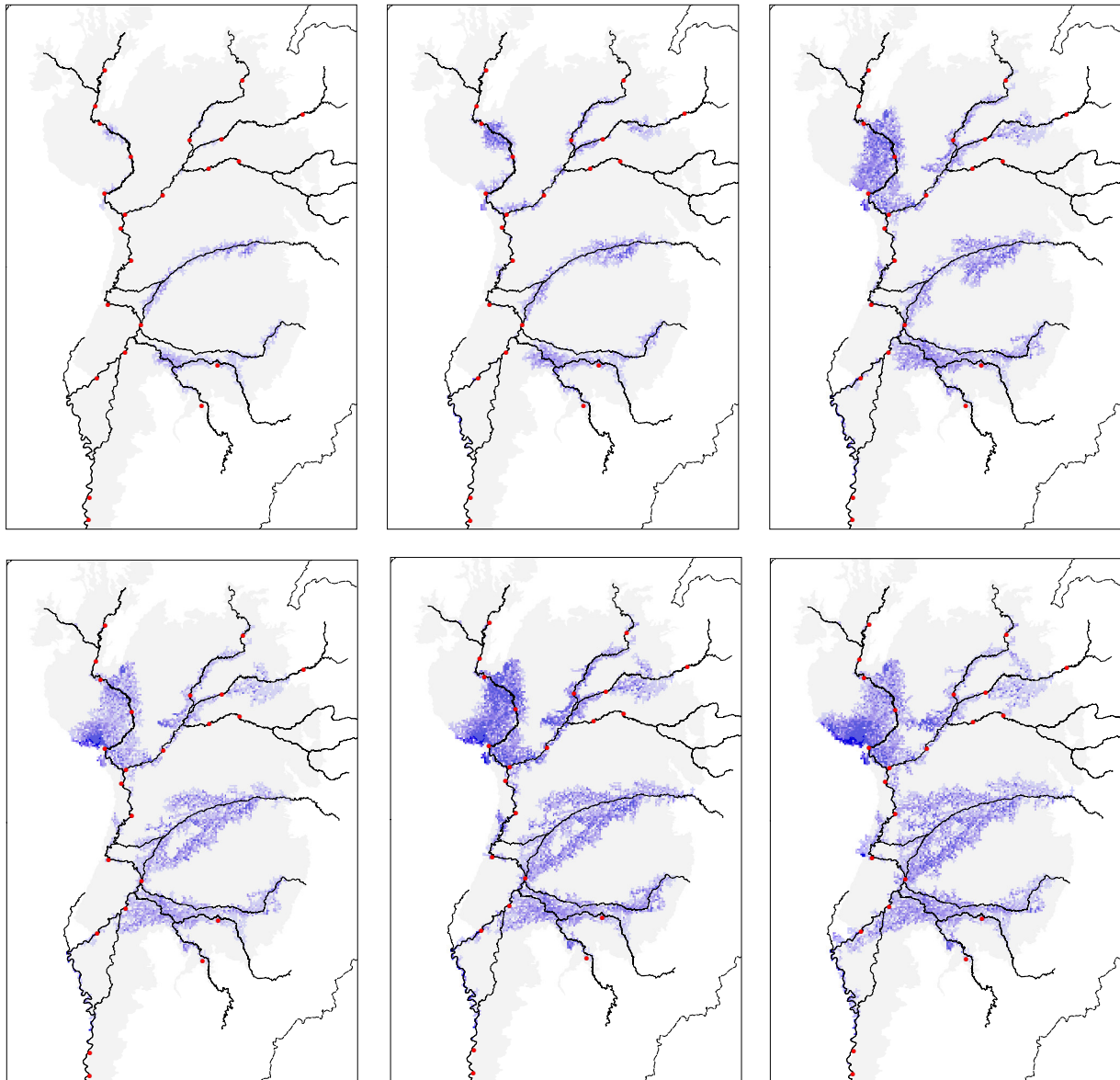


Figura 9 – Manchas de inundação no Pantanal decorrentes da simulação do extravasamento de água dos rios para a planície ao longo de uma cheia sazonal (seqüência no tempo é da esquerda para a direita, e de cima para baixo; áreas em azul indicam inundação e linhas pretas representam o traçado da calha dos rios).

6 CONCLUSÕES

O sistema de simulação de rios com grandes planícies apresentado neste trabalho constitui uma alternativa interessante para representar as trocas de água canal-planície e a inundação da planície. Destaca-se a possibilidade de trocas entre canal e planície de forma distribuída ao longo de toda a extensão dos canais, e a possibilidade de simular o escoamento na planície sobre caminhos independentes do curso principal dos canais.

Os resultados obtidos na simulação inicial do Pantanal são promissores e ilustram a capacidade do sistema de modelagem proposto em reproduzir o comportamento geral dos rios que descem do Planalto e adentram o Pantanal, perdendo grandes volumes de água e causando inundações de grandes áreas das planícies.

Para cada trecho de rio, a quantidade de volume de água que é perdida ou ganha da planície está relacionada com o correto posicionamento vertical das seções transversais em relação ao MDE da planície. Para alguns trechos de rio da Bacia do Alto Paraguai, os zeros da régua de seções transversais e as declividades são bastante incertas, de modo que diferentes configurações de posicionamento entre cotas de vertimento das seções e MDE da planície podem ser testadas.

Outros fatores que podem levar a uma melhor representação das inundações do Pantanal são: definição de volume inicial de água armazenada na planície; calibração de parâmetros dos modelos; consideração das trocas de água verticais na planície. O tratamento dessas questões e a validação das manchas de inundação simuladas através da comparação com manchas de inundação obtidas pela análise de imagens de satélite estão em curso no prosseguimento desta pesquisa.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela concessão de bolsa de Doutorado ao primeiro autor.

BIBLIOGRAFIA

- ABBOTT, M.B. (1979). *Computational hydraulics - Elements of the theory of free surface flows*. Pitman Advanced Publishing Program, Londres, 326 p.
- ANA/GEF/PNUMA/OEA. (2005). *Modelo de Simulação Hidrológica do Alto Paraguai*. Relatório Final, Subprojeto 5.4 – Modelo Integrado de Gerenciamento Hidrológico da Bacia do Alto Paraguai, Projeto Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai. Agência Nacional de Águas, Fundo para o Meio Ambiente Mundial, Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente, Organização dos Estados Americanos. 554 p.
- BATES, P.D.; DE ROO, A.P. (2000). “A simple raster-based model for flood inundation simulation”. *Journal of Hydrology* 236, pp. 54-77.
- BATES, P.D.; WILSON, M.D.; HORRITT, M.S.; MASON, D.C.; HOLDEN, N.; CURRIE, A. (2006). “Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modeling”. *Journal of Hydrology* 328 (1-2), pp. 306-318.
- BEFFA, C.; CONNELL, R.J. (2001). “Two-dimensional flood plain flow. I: model description”, *Journal of Hydrologic Engineering* 6(5), 397-405.

- CHATTERJEE, C.; FRÖSTER, S.; BRONSTERT, A. (2008). “*Comparison of hydrodynamic models of different complexities to model floods with emergency storage areas*”. *Hydrological Processes* 22(24), pp. 4695-4709.
- COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B.C.; TUCCI, C.E.M. (2007). “*The MGB-IPH model for large scale rainfall runoff modeling*”. *Hydrological Sciences Journal* 52(5), pp. 878-895.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. (2001). “*Modelagem hidrológica de grandes bacias*”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 6(2).
- CUNGE, J.A.; HOLLY, F.M.; VERWEY, A. (1981). “*Practical Aspects of Computational River Hydraulics*”, Pitman Publishing, Boston, EUA, 420 p.
- GILLAN, P.; JEMPSON, M.; ROGENCAMP, G. (2005). “*The importance of combined 2D/1D modelling of complex floodplain – Tatura case study*”. Fourth Victorian Flood Management Conference, Shepparton, Victoria, Austrália.
- HAMILTON, S.K.; SIPPEL, S.J.; MELACK, J.M. (1996). “*Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing*”. *Archive Für Hydrobiologie* 137(1), pp. 1-23.
- HORRITT, M.S.; BATES, P.D. (2001). “*Predicting floodplain inundation: raster-based modelling versus the finite-element approach*”. *Hydrological Processes* 15, pp. 825-842.
- HORRITT, M.S.; BATES, P.D. (2002). “*Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation*”. *Journal of Hydrology* 268, pp. 87-99.
- HORRITT, M.S.; BATES, P.D. (2001). “*Effects on spatial resolution on a raster based model of flood flow*”. *Journal of Hydrology* 253, pp. 239-249.
- HUNTER, N.M.; BATES, P.D.; HORRITT, M.S.; Wilson, M.D. (2007). “*Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: a review*”. *Geomorphology* 90, pp. 208-225.
- JENSEN, J.R. (2009). *Sensoriamento remoto do ambiente – uma perspectiva em recursos terrestres*. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, 598 pp.
- JUNK, W.J.; BAYLEY, P.B.; SPARKS, R.E. (1989). “*The Flood Pulse Concept in River-Floodplain-Systems*”. *Canadian Special Publications for Fisheries and Aquatic Sciences* 106, pp. 110–127.
- MERTES, L.A. (2002). “*Remote sensing of riverine landscapes*”. *Freshwater Biology* 47, pp. 799-816.
- MORVAN, H.; PENDER, G.; WRIGHT, N.G.; ERVINE, D.A. (2002). “*Three-dimensional hydrodynamics of meandering compound channels*”. *Journal of Hydraulic Engineering* 128(7), pp. 674-682.

- NICHOLAS, A.P.; MCLELLAND, S.J. (2004). “*Computational fluid dynamics modelling of three-dimensional processes on natural river floodplains*”. *Journal of Hydraulic Research* 42(2), pp. 131-143.
- POFF, N.L.; ALLAN, J.D.; BAIN, M.B.; KARR, J.R.; PRESTEGAARD, K.L.; RICHTER, B.D.; SPARKS, R.E.; STROMBERG, J.C. (1997). “*The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration*”. *Bioscience* 47(11), pp. 769-784.
- PONCE, V.M. (1995). “*Impacto hidrológico e ambiental da hidrovía Paraná-Paraguai no Pantanal Matogrossense – um estudo de referência*”. 134 p.
- POSTEL, S.; RICHTER, B. (2003). “*Rivers for life: managing water for people and nature*”. Island Press. Washington. 253 p.
- STELLING, G.S.; VERWEY, A. (2005). “*Numerical flood simulation*”. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons.
- STEWART, M.D.; BATES, M.D.; ANDERSON, M.G.; PRICE, D.A.; BURT, T.P. (1999). “*Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches*”. *Journal of Hydrology* 223, pp. 85-106.
- TAYEFI, V.; LANE, S.N.; HARDY, R.J.; YU, D. (2007). “*A comparison of one- and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains*”. *Hydrological Processes* 21(23), pp. 3190-3202.
- TUCCI, C.E.M. (1978). “*Hydraulic and Water Quality Model for a River Network*”. Tese de Doutorado, Colorado State University, EUA. 218 p.
- TUCCI, C.E.M. (1998). “*Modelos Hidrológicos*”. 2ª edição, Editora da UFRGS, Porto Alegre, 678 p.
- VERWEY, A. (2001). “*Latest developments in floodplain modeling – 1D/2D integration*”. In: *Proceedings of the Conference on Hydraulics in Civil Engineering*, The Institution of Engineers, Austrália.
- VERWEY, A. (2005). “*Hydroinformatics support to flood forecasting and flood management*”. In: *The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources*, Guimarães, Portugal.
- WERNER, M.G. (2004). “*A comparison of flood extent modelling approaches through constraining uncertainties on gauge data*”. *Hydrology and Earth System Sciences* 8(6), pp. 1141-1152.
- WILSON, M.; BATES, P.; ALSDORF, D.; FORSBERG, B.; HORRITT, M. (2007). “*Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands*”. *Geophysical Research Letters*, 34, L15404.