

## Simulação Hidrológica de Grandes Bacias

Walter Collischonn e Carlos E. M. Tucci

Instituto de Pesquisas Hidráulicas - UFRGS - Av. Bento Gonçalves, 9500  
91501-970 Porto Alegre - RS - cllschonn@vortex.ufrgs.br, tucci@if.ufrgs.br

Recebido: 28/08/00 - revisão: 17/10/00 - aceito: 16/11/00

---

---

### RESUMO

A simulação da transformação da precipitação em vazão e da propagação da vazão ao longo do sistema de drenagem tem grande utilização em recursos hídricos, em diferentes estudos, inclusive no próprio entendimento dos processos envolvidos na parte terrestre do ciclo hidrológico.

Os modelos desenvolvidos para descrever esta transformação iniciaram com relacionamentos empíricos entre as variáveis hidrológicas e aprimoram-se com os modelos distribuídos de pequena escala. Ainda hoje, os modelos dificilmente representam de forma adequada o comportamento físico dos processos em bacias de grande escala.

Neste estudo é apresentado um modelo para grandes bacias que permite simular o comportamento físico dos processos envolvidos, considerando as características físicas distribuídas das bacias hidrográficas, seja na descrição determinística dos processos, como na forma de estimativa dos parâmetros. Apesar das escalas das bacias analisadas, o modelo avalia de forma distribuída a variação da cobertura, do tipo e uso do solo, além da própria propagação do escoamento.

O modelo foi aplicado a duas bacias hidrográficas de características físicas distintas com vários postos pluviométricos e fluviométricos. As duas bacias possuem cerca de 27.000 km<sup>2</sup>. A comparação entre as vazões diárias calculadas com o modelo e as observadas em diversos postos fluviométricos na bacia mostrou bons resultados. O modelo permitiu, depois de ajustado, uma análise preliminar de cenários de uso do solo para uma das bacias, e permitiu o melhor entendimento do comportamento hidrológico das bacias, através da comparação dos resultados.

Os resultados mostram que as perspectivas de utilização do modelo são grandes, mesmo considerando as condições de disponibilidade de dados no Brasil.

**Palavras-chave:** simulação; precipitação-vazão; grandes bacias.

---

---

### INTRODUÇÃO

O desenvolvimento econômico dos países tem pressionado o meio ambiente de forma dramática com impactos que podem comprometer a sustentabilidade de longo prazo. Além disso, têm sido observadas variabilidades climáticas em sistemas hídricos que influenciam de forma significativa a sustentabilidade da população.

Tucci e Clarke (1998) identificaram grandes variações de vazões em várias sub-bacias do rio da Prata devido a dois componentes básicos: modificações antrópicas e variabilidade climática.

Na bacia do rio Paraguai e no rio Paraná observou-se grande variação de vazão média depois de 1970, que pode ser consequência dos referidos efeitos. A dificuldade tem sido de separar estes efeitos, já que o primeiro é permanente e o segundo

transitório (Müller et al., 1998 e Galdino et al., 1997).

Tucci e Clarke (1997) mostraram que os efeitos de desmatamento (antrópicos) que ocorreram nestas bacias podem produzir aumento da vazão, mas não existem resultados conclusivos sobre grandes bacias e as metodologias de avaliação são limitadas para estimar de forma adequada o efeito de cada componente. O entendimento da variabilidade climática depende do aumento do conhecimento científico na área de meteorologia e de séries históricas longas e confiáveis, o que não se dispõe.

Considerando as dimensões continentais do Brasil e os desafios para o seu desenvolvimento econômico, são necessárias ferramentas que permitam avaliar de forma mais precisa os efeitos em bacias de grande porte, dentro de um planejamento estratégico. Adicionalmente, com a aplicação da

legislação de recursos hídricos e o planejamento de grandes bacias brasileiras, a adequada avaliação dos impactos do desenvolvimento é fundamental para buscar a sustentabilidade ambiental.

São necessárias, também, ferramentas que possibilitem a utilização das previsões quantitativas de tempo e clima, na área de recursos hídricos. Este tipo de previsão, realizada no Brasil por centros como o INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e o INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), é gerada com baixa resolução espacial, e pode ser aproveitada para o planejamento da geração de energia elétrica, e para a previsão de disponibilidade hídrica para a agricultura e o consumo humano (Galvão, 1999).

## PROCESSOS HIDROLÓGICOS E A ESCALA

Um dos grandes desafios da hidrologia tem sido o melhor entendimento da escala na qual os processos hidrológicos se desenvolvem. É possível, por exemplo, entender o comportamento da capacidade de infiltração e do escoamento no meio não-saturado em poucos centímetros ou metros através de experimentos detalhados e controlados, onde cada uma das variáveis têm seu comportamento observado. No entanto, como observar o comportamento da combinação de todos os elementos ou processos que definem o escoamento num rio, se o mesmo é resultado de vários fenômenos que se alteram à medida em que a escala da bacia varia?

Os modelos geralmente descrevem todos os processos de forma matemática e modulada, introduzindo parâmetros que são ajustados com os dados locais. As vazões de saída da bacia em conjunto com as precipitações são as variáveis utilizadas. As vazões representam a integração de todos os processos da bacia, ao ajustar o modelo somente com o dado de saída existem infinitas combinações de parâmetros plausíveis para os mesmos, o que gera fortes incertezas na definição real dos parâmetros.

Por exemplo, é comum existirem erros de avaliação da precipitação tanto temporalmente como espacialmente. Quando o modelo é ajustado, alguns parâmetros que controlam o volume ou trânsito do escoamento na bacia são tendenciosamente ajustados para compensar os erros na estimativa da precipitação.

Portanto, os principais condicionantes do uso de modelos em grande escala são:

- a representação de processos que ocorrem na escala de minutos em intervalo de tempo maiores, da ordem de um dia, o que amortece as flutuações e pode comprometer os resultados;
- a variação dos processos não-lineares do ciclo hidrológico nas diferentes escalas possuem grande interdependência, desta forma a sua simulação pode produzir grande transferência de incerteza na resposta das variáveis de estado e de saída.

O dilema de escala para o hidrólogo está relacionado com a representação de processos que ocorrem na escala de minutos e centímetros em resultados médios diários em bacias de grande porte.

Como os processos que ocorrem nas nascentes ou em pequenas áreas pode influenciar o comportamento médio da bacia e no escoamento de saída de um bacia de alguns milhares de quilômetros quadrados? Existe muita avaliação subjetiva e qualitativa que geralmente distorce a realidade. A capacidade de observação humana, sem o uso de dados quantitativos é basicamente linear, enquanto os processos da natureza são não-lineares e potencialmente caóticos.

Representar os processos em todos os seus detalhes para representar uma bacia de 30.000 km<sup>2</sup> é quase impossível, mesmo tendo a capacidade computacional necessária ou mesmo toda a informação disponível, na medida em que existe.

Todos os modelos necessitam, de alguma forma, o ajuste de seus parâmetros, mesmo que medidos no campo. As principais dificuldades de estimativa dos parâmetros são:

- a estimativa da precipitação é a parte fundamental de qualquer modelo precipitação-vazão. Qualquer erro de avaliação pode levar o usuário a distorcer o ajuste dos parâmetros;
- como o modelo é ajustado apenas na sua saída através da vazão observada, todas as interações internas podem possuir infinitas combinações que podem distorcer os parâmetros obtidos;
- num modelo distribuído o balanço é realizado em cada célula, considerando que o número de células é muito grande, o número de parâmetros é quase infinito, o que dificulta ajustar o modelo através de proce-

dimentos tradicionais de tentativa e erro por módulo. Geralmente o ajuste é realizado associando o parâmetro às características de um plano de informação. Quando existe excesso de empirismo, o ajuste torna-se uma loteria. Em bacias grandes este processo é ainda uma abstração maior da realidade, dificultando uma análise das condições antrópicas do sistema.

Resumindo: como distinguir a escala na qual os parâmetros devem ser medidos ou estimados no campo? Quando devem ser ajustados? Quais as interações que podem distorcer seus resultados?

Os parâmetros estimados em pequena escala no campo dificilmente podem ser aplicados em grande escala. Bathurst et al. (1995), utilizando o modelo SHE numa bacia de 701 km<sup>2</sup>, em Portugal, com discretização de malha quadrada de 2 km, estabeleceram *valores efetivos dos parâmetros*, que são adaptações dos parâmetros medidos quando ajustados às vazões de saída.

Os modelos distribuídos mais conhecidos como SHE (Refsgaard e Storm, 1995) e TOPMODEL (Beven et al., 1995) foram desenvolvidos para pequenas bacias, ou seja escalas da hidrologia de pequenos sistemas (bacias menores do que 1.000 km<sup>2</sup>). No entanto, as necessidades atuais estão muito mais na integração de processos globais de grandes sistemas, fortemente não-lineares, que envolvem os oceanos, a umidade do solo e a atmosfera. Isso decorre da necessidade de explicar causas, efeitos e elementos dinâmicos fortemente interrelacionados na busca da explicação da variabilidade climática.

Os modelos de circulação atmosférica global têm sido utilizados para a análise dos processos de grande escala, porém estes modelos são desenvolvidos para representar a atmosfera e são, ainda, inadequados para a descrição dos processos de transporte lateral ou propagação de vazões. Recentes desenvolvimentos dos modelos atmosféricos buscam melhorar a representação da fase terrestre do ciclo hidrológico, inclusive utilizando dados observados de vazão em grandes bacias (Lohmann et al., 1998b e Habets et al., 1999), mas ainda existe um hiato entre a hidrologia de pequenas bacias e a hidrologia como condição de contorno de modelos atmosféricos.

Este hiato corresponde à escala de bacias maiores do que 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>, em que, por um lado, para uma série de aplicações, é desejável um conheci-

mento do fluxo horizontal e, por outro lado, ocorrem dificuldades na aplicação de modelos mais detalhados como o SHE e o TOPMODEL. Na escala determinada por este hiato é necessário adequar a complexidade da representação matemática ao tipo de heterogeneidade que se deseja representar. É preciso identificar as variáveis cuja distribuição espacial é relevante e, entre estas, aquelas cuja representação física deve ser rigorosa. As outras variáveis, e os outros processos, podem ser representados de forma conceitual, sem prejuízo para os objetivos.

Alguns modelos para bacias na grande escala são apresentados nos trabalhos de Nijssen et al. (1997), Habets et al. (1999), Lohmann et al. (1998a e 1998b), Yao e Terakawa (1999), Todini (1996), Bremicker (1998), Kite e Kowen (1992), Kite (1997) e Wigmosta et al. (1994). Grande parte dos modelos descritos nestes trabalhos foi aplicado em bacias dominadas ou fortemente influenciadas pelo processo de derretimento de neve, e nenhum deles foi aplicado em regiões tropicais.

## MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS

A concepção de modelos hidrológicos de grandes bacias desenvolvida aqui envolve:

- simular os processos hidrológicos em bacias de mais de 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>;
- descrever a distribuição espacial dos processos hidrológicos em bacias desta escala;
- descrever a influência da vegetação, sobretudo sobre a evapotranspiração.

Dentro deste contexto é necessário utilizar técnicas determinísticas para representar processos físicos e estatísticas para distribuir espacialmente efeitos de diferentes escalas. A chave principal da representação na escala ocorre no balanço hídrico do solo e do escoamento superficial. Os modelos hidrológicos tradicionais utilizam-se basicamente dos conceitos *hortonianos* de separação do fluxo, que são observados na pequena escala (Mendiondo e Tucci, 1997). No entanto, à medida que a bacia cresce, os processos se filtram e uma síntese deste comportamento é realizada pelos modelos tradicionais hidrológicos que utilizam as equações de infiltração (Tucci, 1998).

A maior limitação do uso destes modelos tem sido a dificuldade na representação da distribuição espacial da capacidade de infiltração e da capacidade de armazenamento do solo de grandes áreas.

Moore e Clarke (1981) apresentaram uma função de distribuição para o armazenamento do solo, também utilizada no modelo Xinanjiang (Zhao, 1992). Este conceito foi aprimorado por outros pesquisadores e utilizado nos modelos Arno (Todini, 1996), LARSIM (Bremicker, 1998), VIC-2L (Liang et al., 1994) e ISBA-MODCOU (Habets et al., 1999). Esta formulação adaptou conceitos básicos de pequenas áreas na separação do escoamento em grandes áreas. Outras técnicas existentes e introduzidas com o sensoriamento remoto, como o índice de área foliar, permitiram também aprimorar o balanço vertical que envolve a interceptação e evapotranspiração.

### Estrutura do modelo

A estrutura do modelo descrito aqui foi baseada na estrutura do modelo LARSIM, apresentado por Bremicker (1998), com algumas adaptações. O módulo de balanço de água no solo original do modelo LARSIM foi simplificado, o módulo de evapotranspiração foi desenvolvido de acordo com os textos de Shuttleworth (1993) e Wigmosta et al. (1994), e a metodologia de Muskingun-Cunge, na forma descrita por Tucci (1998), foi utilizada no módulo de escoamento na rede de drenagem.

O modelo é composto dos seguintes algoritmos:

- balanço de água no solo;
- evapotranspiração;
- escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula;
- escoamento na rede de drenagem.

A bacia é sub-dividida em células quadradas ligadas entre si (Figura 1) por canais de drenagem. Cada célula está dividida em blocos de uso do solo (Figura 2), sem considerar a localização dentro da célula. O tamanho recomendado para as células é de, aproximadamente, 10 x 10 km.

O número de blocos de uso é escolhido de acordo com o número de grupos resultantes da combinação das características de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo. Um bloco é caracteri-

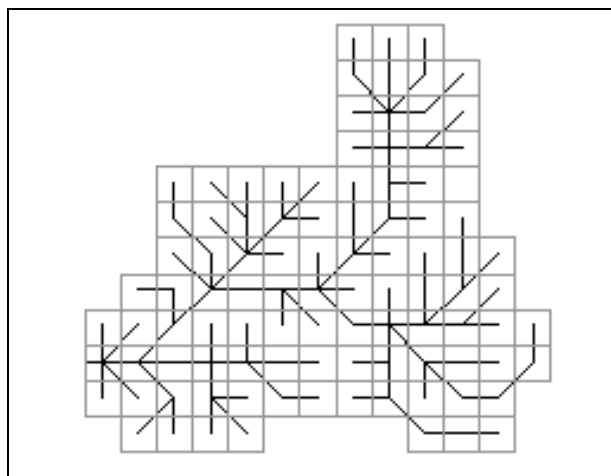


Figura 1. Bacia hidrográfica dividida em células quadradas ligadas por linhas representando a rede de drenagem.

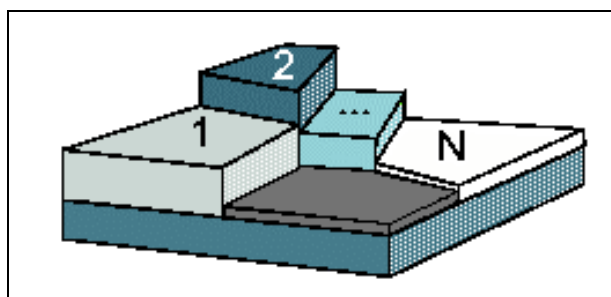


Figura 2. Célula do modelo dividida em N blocos de uso, tipo e cobertura do solo.

zado por uma série de parâmetros, como o armazenamento máximo no solo e o índice de área foliar (IAF) da vegetação.

Os dois primeiros algoritmos ou módulos do modelo (balanço de água no solo e evapotranspiração) ocorrem em cada bloco de cada célula, o terceiro módulo (escoamento na célula) é o processo horizontal de fluxo no interior da célula até a rede de drenagem e o quarto módulo é o processo horizontal de fluxo ao longo da rede de drenagem.

As variáveis precipitação, temperatura, umidade relativa, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica em uma célula são obtidas por interpolação dos postos com dados mais próximos. As funções interpoladoras utilizadas até a fase atual são: 1) Thiessen (vizinho mais próximo) e; 2) o inverso da distância ao quadrado.

### Balanço de água no solo

O balanço hídrico no solo é realizado de maneira independente para cada bloco de uso, uti-

lizando as características e os parâmetros do bloco. A Figura 3 e a Equação (1) descrevem o balanço na camada de solo.

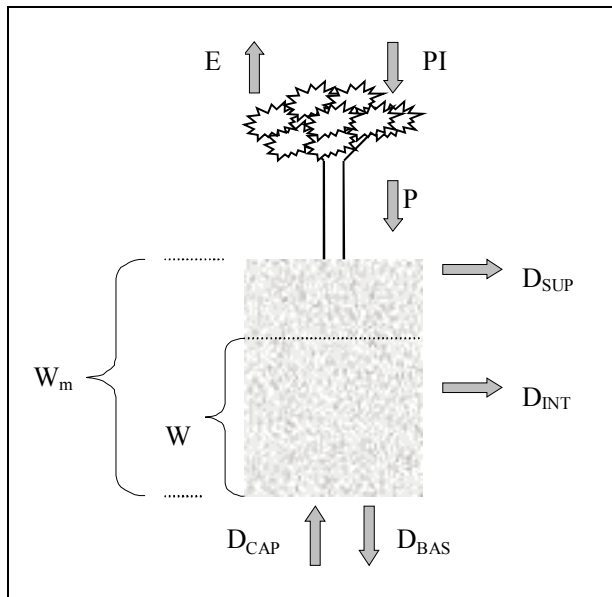


Figura 3. Esquema do balanço de água vertical na camada de solo.

$$W_2 = W + P - T - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{cap} \quad (1)$$

onde:  $W_2$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao final do intervalo de tempo;  $W$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao início do intervalo de tempo;  $P$  [mm] é a precipitação incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo;  $T$  [mm] é a evapotranspiração da água da camada de solo ao longo do intervalo de tempo;  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem rápida);  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem lenta);  $D_{BAS}$  [mm] escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo (drenagem muito lenta);  $D_{cap}$  [mm] é o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo. O intervalo de tempo considerado é de 1 dia.

A camada de solo do bloco recebe a precipitação descontada da interceptação, que depende do tipo de cobertura vegetal. Uma fração da precipitação, que depende do estado de armazenamento de água na camada de solo ( $W$ ), e do armazenamento máximo na camada de solo ( $W_m$ ), é imediatamente transformada em escoamento superficial ( $D_{SUP}$ ). Além do escoamento superficial, o solo é drenado pelo escoamento subterrâneo ( $D_{BAS}$ ), pelo escoamento

sub-superficial ( $D_{INT}$ ), e sofre a demanda de transpiração. A transpiração e a evaporação direta da água interceptada somadas definem a evapotranspiração total ( $E$ ). Em algumas situações a camada de solo pode receber um fluxo de umidade ascendente denominado  $D_{CAP}$ .

O chamado "escoamento superficial", é, na realidade, um escoamento rápido, ou direto. Neste caso, a palavra "superficial" é utilizada para designar o escoamento que chega rapidamente à rede de drenagem. O termo  $D_{SUP}$ , que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a chuva que cair sobre uma porção de solo já saturada de umidade irá gerar escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre  $W$ , que é o estado de armazenamento atual da camada de solo, e a porcentagem de área saturada. Os detalhes desta relação, dos conceitos resultantes e da formulação das equações foram apresentados por Todini (1996).

O escoamento superficial, ou direto, é calculado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (2)$$

quando  $\delta \leq 0$  e por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot (\delta)^{b+1} \quad (3)$$

quando  $\delta > 0$ , onde:

$$\delta = \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right]$$

e  $W$  [mm] é o armazenamento na camada do solo;  $W_m$  [mm] é o armazenamento máximo na camada do solo;  $b$  [-] é um parâmetro adimensional que representa a não-uniformidade da capacidade de armazenamento do solo no bloco;  $P$  [mm] é a precipitação menos a interceptação e  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial (drenagem rápida).

O escoamento sub-superficial é obtido por uma relação não linear com o armazenamento na camada de solo (Equação 4), baseada na equação da condutividade hidráulica do solo de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993).

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left( \frac{W - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^{(3+2/X_L)} \quad (4)$$

Nesta relação  $W_z$  [mm] é o limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial;  $K_{INT}$  [mm] é o parâmetro de escoamento sub-superficial;  $XL$  [-] é o índice de porosidade do solo (parâmetro) e  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial. O parâmetro  $K_{INT}$  é calibrado e o índice  $XL$  é fixado em 0,4, que é uma média para diferentes tipos de solo (Rawls et al., 1993).

O escoamento subterrâneo é calculado por uma equação simples, linear com relação ao armazenamento no solo.

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (5)$$

onde  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo;  $K_{BAS}$  [mm] é o parâmetro de escoamento subterrâneo e  $D_{BAS}$  [mm] é o escoamento subterrâneo.

Quando  $W$  é menor do que  $W_z$ , não há escoamento sub-superficial, e quando  $W$  é menor do que  $W_c$ , não há escoamento subterrâneo. Normalmente  $W_z$  e  $W_c$  são fixados em um décimo de  $W_m$ , para evitar a possibilidade de escoamento negativo, e não são considerados na calibração.

Em alguns casos, quando o armazenamento do solo é baixo, pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada de solo. Esta possibilidade visa permitir ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração. A Equação (6) descreve o fluxo ascendente:

$$D_{cap} = \frac{W_c - W}{W_c} \cdot DM_{cap} \quad (6)$$

onde:  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente;  $D_{cap}$  [mm] fluxo ascendente e  $DM_{cap}$  [mm] máximo fluxo ascendente para o solo (parâmetro do modelo).

## Evapotranspiração

O modelo calcula a evaporação e transpiração pela equação de Penman-Monteith (Equação 7), de modo semelhante ao utilizado por Wigmosta et al. (1994).

A energia disponível para a evapotranspiração é utilizada, primeiramente, para evaporar a água interceptada, armazenada sobre as folhas, caules e ramos da vegetação e diretamente sobre o

solo. Caso ainda haja energia disponível ao final da etapa da evaporação, esta energia vai atender a transpiração.

$$e = \left( \frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_W} \quad (7)$$

onde:  $e$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] taxa de evaporação da água;  $\lambda$  [ $MJ \cdot kg^{-1}$ ] calor latente de vaporização;  $\Delta$  [ $kPa \cdot ^\circ C^{-1}$ ] taxa de variação da pressão de saturação do vapor;  $R_L$  [ $MJ \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ] radiação líquida na superfície;  $G$  [ $MJ \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ] fluxo de energia para o solo;  $\rho_A$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ] massa específica do ar;  $\rho_W$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ] massa específica da água;  $c_p$  [ $MJ \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ ] calor específico do ar úmido;  $e_s$  [ $kPa$ ] pressão de saturação do vapor;  $e_d$  [ $kPa$ ] pressão do vapor;  $\gamma$  [ $kPa \cdot ^\circ C^{-1}$ ] constante psicrométrica;  $r_s$  [ $s \cdot m^{-1}$ ] resistência superficial da vegetação;  $r_a$  [ $s \cdot m^{-1}$ ] resistência aerodinâmica.

A evaporação potencial ( $E_{IP}$ ) da lâmina interceptada é calculada considerando que a resistência superficial ( $r_s$ ) é nula. A evaporação real da lâmina interceptada é igual à potencial, caso a lâmina interceptada seja maior do que a evaporação potencial, caso contrário, a evaporação real é igual à lâmina interceptada.

A interceptação é considerada dependente da cobertura do solo, expressa pelo índice de área foliar (IAF) da vegetação. O IAF expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo, e pode ser medido. O valor do IAF depende da vegetação, e valores típicos vão de 1,0 ou menos para vegetação rasteira, até 6,0 ou mais para florestas, conforme a Tabela 1.

Em culturas agrícolas o IAF varia ao longo do ano, entre valores próximos a zero na época de preparação do plantio, até valores máximos no momento de máximo desenvolvimento das plantas. Em florestas decíduais e no cerrado o IAF também varia conforme a época do ano. Esta variabilidade é considerada no modelo utilizando valores mensais do IAF para cada bloco.

A Equação (8) expressa a relação entre a capacidade de interceptação e o IAF:

$$S_{IL} = F_i \cdot IAF \quad (8)$$

onde  $S_{IL}$  [mm] é a capacidade do reservatório de interceptação;  $IAF$  [-] é o índice de área foliar (adi-

Tabela 1. IAF de coberturas vegetais.

Tipo de cobertura	IAF	Fonte
Coníferas	6	Bremicker (1998)
Soja irrigada	7,5*	Fontana et al. (1992)
Soja não irrigada	6,0*	Fontana et al. (1992)
Arroz de sequeiro	6,0*	Oliveira e Machado (1999)
Floresta amazônica	6 a 9,6*	Honzák et al. (1996)
Pastagem amazônica (estiagem)	0,5	Roberts et al. (1996)
Pastagem amazônica (época úmida)	3,9	Roberts et al. (1996)
Savana africana (região semi-árida - Sahel)	1,4*	Kabat et al. (1997)
Cerrado (estiagem)	0,4	Miranda et al. (1996)
Cerrado (época úmida)	1,0	Miranda et al. (1996)

\* valor máximo durante o ciclo anual

mensional) e  $F_i$  [mm] é o parâmetro de lâmina máxima de interceptação. O valor de  $F_i$  é fixado em 0,2 mm, conforme Wigmosta et al. (1994).

A transpiração é calculada considerando os valores de resistência superficial e resistência aerodinâmica adequados para o tipo de cobertura vegetal. A resistência superficial depende da disponibilidade de água no solo. Em condições favoráveis, os valores de resistência superficial são mínimos. Nestas condições a resistência superficial estimada de alguns tipos de vegetação é apresentada na Tabela 2.

Durante períodos de estiagem mais longos, a umidade do solo vai sendo retirada por transpiração e, à medida que o solo vai perdendo umidade, ocorre o *stress* hídrico, isto é, a transpiração diminui, mas a redução não ocorre imediatamente. Para valores de umidade do solo entre a capacidade de campo e um limite, que vai de 50 a 80% da capacidade de campo, a evapotranspiração não é afetada pela umidade do solo. A partir deste limite a evapotranspiração é diminuída, atingindo o mínimo - normalmente zero - no ponto de murcha (Shuttleworth, 1993).

De acordo com o modelo proposto por Wigmosta et al. (1994), esta diminuição da evapotranspiração com a redução da umidade do solo ocorre pelo aumento da resistência superficial. A resistência superficial original é alterada por um coeficiente de ajuste ( $F_4$ ). O coeficiente é igual a 1, da saturação até um limite mínimo de armazena-

Tabela 2. Resistência superficial em condições de boa disponibilidade de água no solo de alguns tipos de vegetação.

Tipo	Resistência superficial sem déficit (s.m <sup>-1</sup> )	Referência
Floresta	100	Shuttleworth (1993)
Cerrado	100	Conde (1995)
Gramma	69	Shuttleworth (1993)
Gramma	71	Todorovic (1999)
Savana africana	60 a 98	Blyth (1997)
<i>Millet</i>	154	Blyth (1997)

mento no solo ( $W_L$ ), a partir do qual seu valor começa a aumentar.

$$r_{su} = F_4 \cdot r_s \quad (9)$$

onde

$$\frac{1}{F_4} = \frac{W - W_{PM}}{W_L - W_{PM}} \text{ para } W \leq W_L$$

onde  $r_{su}$  [s.m<sup>-1</sup>] é a resistência superficial considerando a umidade do solo;  $r_s$  [s.m<sup>-1</sup>] é a resistência superficial em boas condições de umidade do solo;  $F_4$  é um coeficiente de ajuste da resistência superficial;  $W$  [mm] é o armazenamento do solo;  $W_{PM}$  [mm] é o armazenamento do solo no ponto de murcha e  $W_L$  [mm] é o armazenamento em que inicia o efeito sobre a resistência superficial. Conforme Shuttleworth (1993), os valores de  $W_L$  e  $W_{PM}$  são fixados em 50% e 10% de  $W_m$ , respectivamente, e não são considerados na calibração.

A resistência aerodinâmica é calculada a partir da velocidade do vento e da rugosidade da cobertura vegetal, que está relacionada à altura média da vegetação. Os detalhes desta relação podem ser encontrados em Shuttleworth (1993).

### Escoamento na célula

Os termos  $D_{SUP}$ ,  $D_{INT}$  e  $D_{BAS}$ , referem-se ao escoamento que deixa a camada de solo, conforme mostra a Figura 4. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a Figura 4. O escoamento superficial

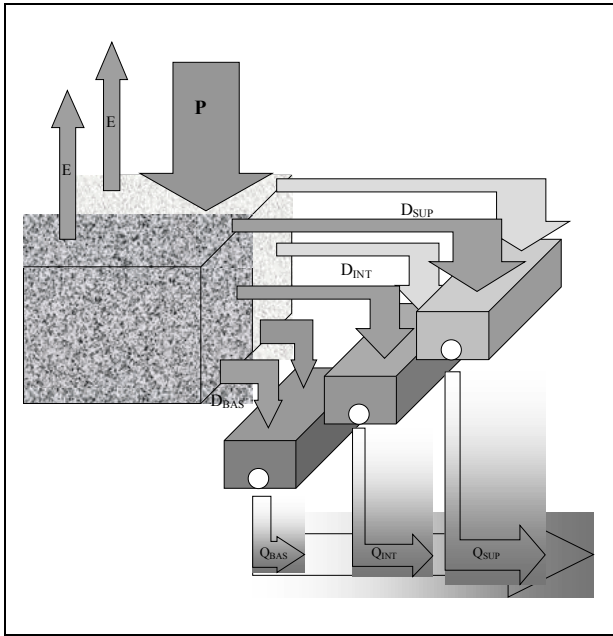


Figura 4. Esquema de escoamento no interior de uma célula com dois blocos.

vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo. É nestes reservatórios que o escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal se encontram.

Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simples. A soma dos valores de  $Q_{SUP}$ ,  $Q_{INT}$  e  $Q_{BAS}$  é o escoamento da célula.

$$Q_{SUP} = \frac{1}{TK_S} \cdot V_{SUP} \quad (10)$$

$$Q_{INT} = \frac{1}{TK_I} \cdot V_{INT} \quad (11)$$

$$Q_{BAS} = \frac{1}{TK_B} \cdot V_{BAS} \quad (12)$$

onde  $Q_{SUP}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório superficial;  $Q_{INT}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório sub-superficial;  $Q_{BAS}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório subterrâneo;  $V_{SUP}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório superficial;  $V_{INT}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório sub-superficial;  $V_{BAS}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório subterrâneo;  $TK_S$  [s] parâmetro de retardo do reservatório superficial;  $TK_I$  [s] parâmetro de retardo do reservatório sub-

superficial;  $TK_B$  [s] parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo.

O valor do parâmetro  $TK_B$  pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma e em alguns locais da bacia. As Equações (13) e (14) mostram como é obtido o valor de  $TK_B$  a partir de dados observados.

$$TK_B = C_B \cdot 86400 \quad (13)$$

$$C_B = \frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{ND}}{Q_0}\right)} \quad (14)$$

onde  $CB$  [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo;  $ND$  é o número de dias do período de recessão do hidrograma;  $Q_0$  é a vazão no início da recessão e  $Q_{ND}$  é a vazão no final da recessão.

Os valores de  $TK_S$  e  $TK_I$  são obtidos considerando as características do relevo no interior da célula. A calibração é complementar a um processo de regionalização, proposto por Bremicker (1998), que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para isto é necessário contar com um modelo numérico do terreno com resolução espacial bastante inferior à resolução espacial do modelo hidrológico.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, a resolução do modelo hidrológico é de  $10 \times 10$  km, enquanto a resolução dos modelos numéricos do terreno (MNT) é de  $1 \times 1$  km ou  $100 \times 100$  m. Para cada célula do modelo é calculado um tempo de retardo característico, que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste adimensional. O tempo de retardo característico é obtido pela equação de Kirpich, utilizando a diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do MNT encontrados dentro da célula do modelo considerada.

$$TK_S = C_S \cdot T_{ind} \quad (15)$$

$$TK_I = C_I \cdot T_{ind} \quad (16)$$

onde:  $T_{ind}$  [s] é o tempo de retardo característico da célula;  $C_S$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento superficial e  $C_I$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento sub-superficial.

$$T_{ind} = 3600 \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H}\right)^{0,385} \quad (17)$$



onde  $L$  [km] é a largura da célula e  $\Delta H$  [m] é a diferença de altura entre os extremos mais alto e mais baixo da célula.

Os tempos de retardo do escoamento no interior da célula nada tem a ver com a propagação ao longo da célula. As Equações (10) a (12) servem para calcular a propagação do escoamento gerado no interior da célula. A propagação através dos principais rios é realizada de forma independente como se descreve a seguir.

### Escoamento na rede de drenagem

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum-Cunge (Tucci, 1998), que relaciona a vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual.

Os parâmetros do modelo Muskingum-Cunge são calculados com base nos dados de comprimento, declividade, rugosidade e largura média dos trechos de rio. O comprimento e a declividade são obtidos de mapas topográficos. A largura é obtida com base em uma relação com a área de drenagem válida para a bacia e a rugosidade é estimada com base em observações locais, fotografias e informações sobre material do leito.

O intervalo de tempo diário utilizado no modelo é sub-dividido em intervalos menores durante a propagação por Muskingum-Cunge na rede de drenagem, considerando o intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo viagem e no amortecimento do hidrograma, conforme descrito em Tucci (1998).

### Preparação de dados de entrada

Um modelo distribuído utiliza, em geral, uma grande quantidade de dados, que o torna difícil de manipular. Os dados de entrada de um modelo distribuído podem ser obtidos de fontes como imagens de satélites e modelos digitais do terreno, e é praticamente indispensável o uso de um SIG (Sistema de Informações Geográficas) para o processamento dos dados de entrada, mesmo que a simulação não ocorra dentro do ambiente do SIG (Mendes, 1996).

Boa parte do trabalho de preparação de dados é o processamento de imagens de sensoriamento remoto e de arquivos georeferenciados, po-

rém nem todas as funções necessárias para a execução deste processamento estão disponíveis em programas comerciais de SIG. Ao longo deste trabalho foi utilizado o programa IDRISI (Eastman, 1995) para o tratamento e classificação de imagens e para operações simples com planos de informação. Para outras etapas do processamento de dados georeferenciados foram desenvolvidos programas específicos ou aperfeiçoadas rotinas já utilizadas pelos autores (Collischonn et al., 1999), não disponíveis na versão do IDRISI utilizada.

Os dados utilizados pelo modelo, como imagens de sensoriamento remoto classificadas e modelos numéricos do terreno (MNT), estão disponíveis, normalmente, com uma resolução espacial superior àquela utilizada no modelo (Figura 5). Por exemplo, enquanto o modelo utiliza células de  $10 \times 10$  km, aproximadamente, as imagens LANDSAT TM estão disponíveis em resolução de  $30 \times 30$  m, e o MNT disponibilizado pela Agência Atmosférica e Oceânica dos Estados Unidos (NOAA), para o mundo inteiro, tem células de  $1 \times 1$  km. Considerando estas resoluções, dentro de uma célula do modelo existem cerca de 100.000 informações sobre o uso do solo e 100 informações sobre a altitude do terreno.

A variabilidade de uso do solo, interna a uma célula do modelo, é informada ao modelo como valores de fração da área da célula em que predomina cada uso (Figura 2). Assim, uma célula pode ter em sua área interna 10% de florestas, 60% de pastagens, 5% de uso urbano e 25% de superfície líquida, como um lago. Cada uma destas frações de uso é denominada bloco.

A variabilidade topográfica, interna a uma célula, é informada ao modelo através dos valores de altitude máxima e mínima existentes no MNT na área da célula.

Desta forma a informação disponível em resolução maior é levada em conta, não sendo desperdiçada, e a resolução do modelo hidrológico distribuído é mantida em valores adequados para a simulação de grandes bacias, mesmo em microcomputadores.

Durante o pré processamento é gerado um arquivo de entrada do modelo, que condensa as informações, através das seguintes etapas:

1. agrupamento das informações de uso do solo, cobertura vegetal e tipos de solo em blocos;
2. escolha de resolução do modelo;

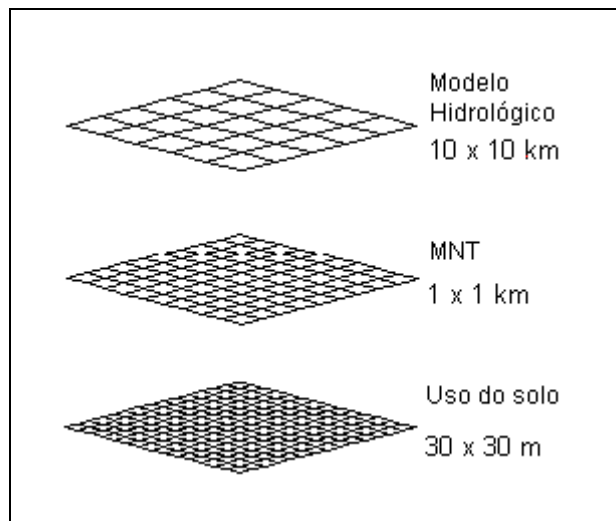


Figura 5. Resolução do modelo hidrológico frente à resolução das informações utilizadas.

3. diminuição da resolução do MNT;
4. obtenção das direções de fluxo do MNT de baixa resolução;
5. geração da rede de drenagem de baixa resolução;
6. comparação da rede de drenagem gerada com mapas, correção das direções de fluxo e da rede de drenagem;
7. escolha dos exutórios das sub-bacias e divisão em sub-bacias;
8. cálculo da área acumulada a partir das direções de fluxo;
9. ordenamento hierárquico das células de montante para jusante;
10. verificação da máxima e da mínima altitude do MNT dentro das células;
11. verificação da porcentagem de cada uso dentro das células;
12. verificação da área de drenagem das células;
13. verificação das sub-bacias a que pertencem as células;
14. geração do arquivo de entrada do modelo hidrológico.

O arquivo de entrada do modelo hidrológico contém, para cada célula, as seguintes informações:

- número hierárquico da célula;
- coordenadas do centro da célula;
- número da sub-bacia a qual pertence a célula;

- área da bacia a montante;
- cotas máxima e mínima do MNT de alta resolução na área interna à célula;
- número hierárquico da célula localizada a jusante;
- comprimento e declividade do rio que percorre a célula;
- porcentagem da área da célula que corresponde a cada um dos blocos.

### Calibração dos parâmetros do modelo

Existem dois tipos de parâmetros no modelo: fixos e calibráveis. Os parâmetros fixos têm valores que podem ser medidos ou que não interferem profundamente nos resultados. O índice de área foliar (IAF), por exemplo, é considerado um parâmetro fixo. Os valores do IAF são obtidos da bibliografia (Tabela 1), e não podem ser calibrados, embora apresentem variação ao longo do tempo. O índice de porosidade do solo (XL) é considerado um parâmetro fixo porque exerce pouca influência sobre os resultados.

Os parâmetros do modelo que não são considerados fixos, podem ser calibrados por bloco e por sub-bacia. Isto significa que é possível modificar um parâmetro, como o armazenamento máximo no solo ( $W_m$ ), do bloco de uso florestas, por exemplo, em todas as células de uma determinada sub-bacia. Em outras palavras, todas as células de uma sub-bacia têm o mesmo valor do parâmetro de um determinado bloco.

As sub-bacias são escolhidas de acordo com a disponibilidade de dados fluviométricos, pois são os dados fluviométricos que permitem a calibração dos parâmetros.

Os parâmetros considerados na calibração são:  $C_S$  e  $C_I$ ;  $K_{INT}$ ;  $K_{BAS}$ ;  $W_m$  e  $b$ . Em algumas situações também são incluídos neste grupo os parâmetros  $W_c$  e  $DM_{CAP}$ . A Tabela 13 apresenta uma lista com o significado das variáveis mais importantes do modelo, inclusive dos parâmetros citados acima.

A qualidade da calibração é verificada em todos os locais com dados disponíveis pela obtenção de valores de três funções objetivo: o coeficiente de Nash das vazões calculadas e observadas ( $R2$ ); o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões ( $R2_{log}$ ); e a diferença entre volumes calculados e observados ( $\Delta V$ ). As equações abaixo apresentam a definição destas funções:

$$R_2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (18)$$

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(\bar{Q}_{obs}))^2} \quad (19)$$

$$\Delta V = \frac{\sum (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum (Q_{obs}(t))} \quad (20)$$

onde:  $Q_{obs}(t)$  é a vazão observada no intervalo de tempo  $t$ ;  $Q_{cal}(t)$  é a vazão calculada no intervalo de tempo  $t$ ; e  $\Sigma$  indica o somatório para todos os intervalos de tempo  $t$ .

## APLICAÇÕES

O modelo foi aplicado a duas bacias de áreas aproximadamente iguais, porém de características físicas, como tipo de solo, tipo de vegetação, clima e geologia muito diferentes.

As diferenças mais marcantes são a sazonalidade do período chuvoso, a vegetação, as características do solo e, principalmente, a litologia. Enquanto a bacia do Taquari-Antas, RS, apresenta solos argilosos relativamente rasos cobrindo rochas basálticas, a bacia do Taquari, MS, apresenta solos arenosos profundos, cobrindo rochas de arenito bastante porosas (Leão e Grehs, 1997).

As características predominantes destas bacias estão apresentadas na Tabela 3.

### Rio Taquari-Antas (RS)

O modelo foi aplicado à bacia do rio Taquari-Antas, RS, que tem cerca de 27.000 km<sup>2</sup> na confluência com o rio Jacuí, para simular o período de 1970 a 1980, num total de 4018 dias. A bacia foi discretizada em células de 10 x 10 km, num total de 269 células. Cada célula foi dividida em 5 blocos, cada um representando um tipo de uso do solo ou de cobertura vegetal.

Foram utilizados dados hidrológicos obtidos do sistema da ANEEL e dados meteorológicos da FEPAGRO. A classificação de uso do solo foi feita com base em imagens de sensoriamento remoto LANDSAT (Magna Engenharia, 1998). As características físicas dos rios, como declividade e comprimento, foram obtidas das cartas topográficas em escala 1:250.000. O modelo numérico do

terreno foi obtido da base do USGS (United States Geological Survey - Bliss e Olsen, 1999).

A Figura 6 apresenta o contorno real da bacia e a localização dos 72 postos pluviométricos com dados. Apenas 50 destes postos pluviométricos estão localizados no interior da bacia e muitos deles têm longos períodos com falhas.

As vazões calculadas foram comparadas às vazões observadas em 11 postos fluviométricos, com área de drenagem variando entre 430 e 15.826 km<sup>2</sup>. A Tabela 4 apresenta algumas características dos postos fluviométricos considerados.

A rede de drenagem gerada no pré processamento é apresentada na Figura 7, juntamente com a localização dos postos fluviométricos com dados (Tabela 4). O ponto número 12 na Figura 7 representa a confluência do rio Taquari com o rio Jacuí, e neste ponto não existe posto fluviométrico.

O período de 11 anos, de 1970 a 1980, com dados disponíveis foi dividido em dois grupos. Os cinco anos de 1971 a 1975 foram utilizados para a calibração do modelo, e os últimos cinco anos para a verificação da calibração. O ano de 1970 foi utilizado para "aquecimento" do modelo, ou seja, para a atenuação dos efeitos das condições iniciais.

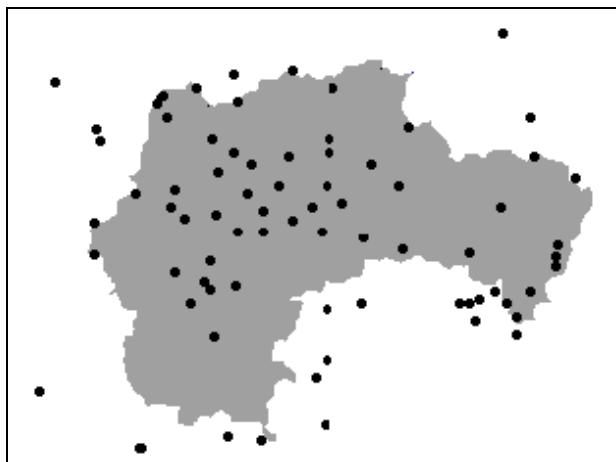
Os parâmetros utilizados para a calibração do modelo foram  $W_m$ ,  $b$ ,  $K_{INT}$ ,  $K_{BAS}$ ,  $C_s$ , e  $C_i$  (Tabela 5). Outros parâmetros, como os que controlam a evapotranspiração ( $IAF$ ,  $r_s$ ,  $r_a$  e  $h$ ) foram considerados fixos nos valores encontrados na bibliografia.

As diferenças de valores de alguns parâmetros entre os blocos de uso de solo é bastante arbitrária. Conforme a Tabela 5, o parâmetro  $W_m$ , por exemplo, que representa o armazenamento máximo no solo, tem valor de 150 mm no bloco pastagem, e de 200 mm no bloco floresta. Esta diferença foi adotada porque a vegetação da floresta tem raízes mais profundas e pode retirar água de maiores profundidades do solo do que as gramíneas ou culturas anuais como soja, milho, trigo, aveia ou feijão. Espera-se que, no futuro, dados detalhados de cada tipo de cobertura vegetal, especialmente sobre umidade do solo e fluxos de evapotranspiração, possam ajudar a reduzir a incerteza e fornecer bases para a determinação dos valores deste parâmetro.

Os parâmetros foram considerados iguais em todas as sub-bacias, isto é, a calibração não foi feita por sub-bacias. Os valores dos parâmetros foram escolhidos de forma a resultar em um bom ajuste dos dados observados e calculados no posto fluviométrico de Muçum.

**Tabela 3. Características das bacias.**

Característica	Taquari (RS)	Taquari (MS)
Área (km <sup>2</sup> )	26.900	27.000
Chuva (mm.ano <sup>-1</sup> )	1640	1480
Escoamento (mm.ano <sup>-1</sup> )	768	467
Evapotranspiração (mm.ano <sup>-1</sup> )	872	1013
Distribuição da chuva no ano	bem distribuída	sazonal
Solos	argilosos	arenosos
Rochas	basalto	arenito
Vegetação natural	florestas	cerrado
Uso do solo	pastagem, agricultura, floresta	principalmente pastagem
Vazão máxima observada (l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> )	469 em Muçum (15.826 km <sup>2</sup> )	49,8 em Pedro Gomes (9.300 km <sup>2</sup> )
Vazão mínima observada (l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> )	1,1 em Muçum (15.826 km <sup>2</sup> )	12,9 em Pedro Gomes (9.300 km <sup>2</sup> )
Coefficiente de escoamento anual	0,47	0,32



**Figura 6. Distribuição espacial de postos pluviométricos na bacia do rio Taquari-Antas.**

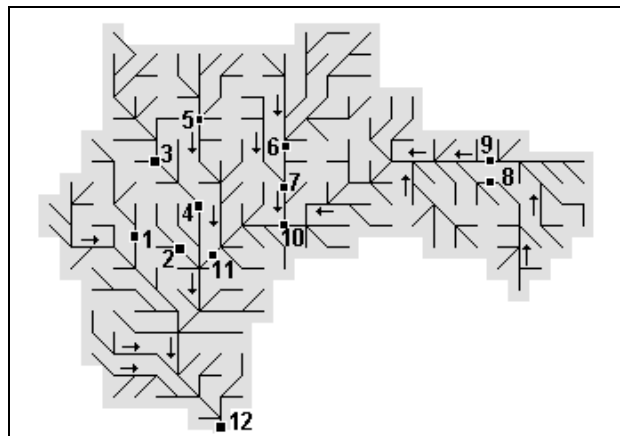
O ajuste foi avaliado considerando a análise visual dos hidrogramas e verificando os valores do coeficiente de Nash (R<sup>2</sup>), do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões (R<sub>log</sub>) e da relação entre volumes medidos e calculados ( $\Delta V$ ).

A Figura 8 apresenta as vazões diárias observadas e calculadas no posto fluviométrico de Muçum, no rio Taquari (posto 11), no período de junho a dezembro de 1973.

A Figura 9 apresenta as vazões diárias calculadas e observadas no rio Carreiro, um afluente do rio Taquari-Antas, no ponto 5 (Figura 7), no período de junho a outubro de 1972. Pode-se observar nestas figuras que o modelo apresenta um bom

**Tabela 4. Locais com dados de vazão observados na bacia do rio Taquari-Antas, RS.**

No.	Posto	Rio	Área (km <sup>2</sup> )
1	Passo do Coimbra	Forqueta	780
2	Ponte do Jacaré	Jacaré	432
3	Linha Colombo	Guaporé	1980
4	Santa Lúcia	Guaporé	2382
5	Passo Migliavaca	Carreiro	1250
6	Passo Guaiaveira	Turvo	2839
7	Passo do Prata	Prata	3622
8	Passo Tainhas	Tainhas	1107
9	Passo do Gabriel	Antas	1725
10	Ponte Rio das Antas	Antas	12298
11	Muçum	Taquari	15826



**Figura 7. Rede de drenagem gerada e localização dos postos fluviométricos na bacia do rio Taquari-Antas.**

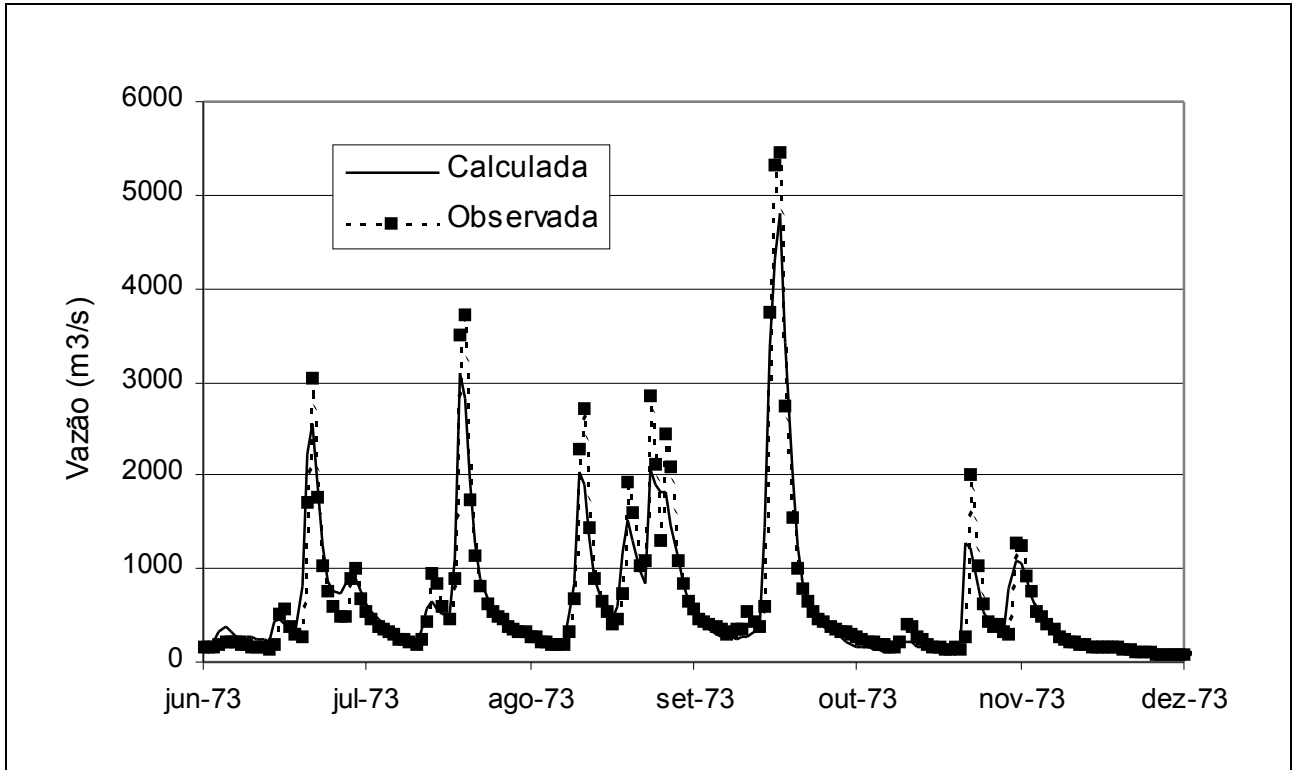


Figura 8. Vazões diárias calculadas e observadas no rio Taquari RS, em Muçum, de junho a dezembro de 1973.

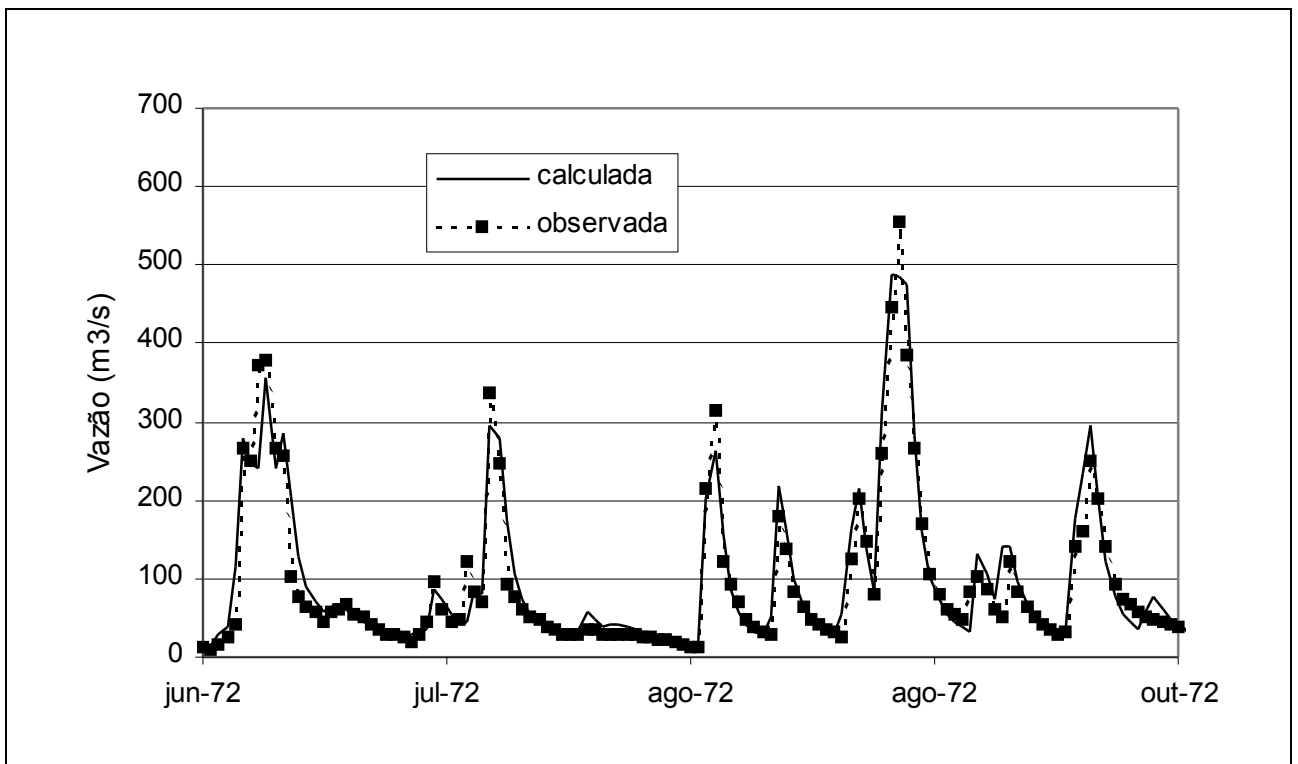


Figura 9. Vazões diárias calculadas e observadas no rio Carreiro, de junho a outubro de 1972.

**Tabela 5. Valores dos parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari RS.**

Parâmetro	Valor	Unidade
$W_m$	200 - florestas	mm
	150 - campo	
	100 - agricultura	
$b$	0,1	-
$K_{INT}$	7,2	mm
$K_{BAS}$	0,50	mm
$DM_{cap}$	0,0	mm
$W_c$	$0,1.W_m$	mm
$C_S$	14	-
$C_I$	90	-
$C_B$	25	dias

ajuste, mas subestima as vazões máximas. Não foi dada maior importância às vazões máximas porque existem grandes incertezas na sua medição e porque, devido à declividade da bacia, alguns picos ocorrem mais rapidamente do que é possível simular com o modelo.

A Tabela 6 apresenta os valores das funções objetivo, definidas nas Equações (18), (19) e (20), calculadas nos diversos locais com dados. No período de calibração, o coeficiente de Nash, obtido comparando as vazões calculadas e observadas no rio Taquari, em Muçum, foi de 0,91. No posto fluviométrico imediatamente a montante (ponto 10 na Figura 7) o valor deste coeficiente foi de 0,89.

Os volumes totais calculados pelo modelo foram, em geral, muito próximos aos volumes observados. Em Muçum, o volume calculado foi 1,24% superior ao observado.

No período de verificação os resultados foram bons, embora não tenham sido atingidos valores tão altos das funções objetivo  $R_2$  e  $R_{log}$  (Tabela 7). No posto fluviométrico do rio Taquari, em Muçum, o coeficiente de Nash ( $R_2$ ) passou de 0,90, no período de calibração, para 0,82, no período de verificação. O coeficiente de Nash dos logaritmos da vazão ( $R_{log}$ ) teve uma redução menor, de 0,86, no período de calibração para 0,84, no período de verificação.

Em alguns casos, no entanto, as estatísticas foram até melhores do que no período de calibração. Este é o caso do rio Forqueta (ponto 1), do rio Jacaré (ponto 2), do rio Guaporé (ponto 3) e do rio Turvo (ponto 6).

O modelo apresenta também bons resultados nas vazões mensais calculadas. A Figura 10

**Tabela 6. Valores das funções objetivo no período de calibração (1971 a 1975).**

Rio	Local	$R_2$	$R_{log}$	$\Delta V$ (%)
Forqueta	Passo Coimbra	0,66	0,73	-4,11
Jacaré	Passo Jacaré	0,68	0,71	-2,54
Guaporé	Linha Colombo	0,80	0,79	-1,18
Guaporé	Santa Lúcia	0,87	0,85	1,62
Carreiro	Passo Migliavaca	0,86	0,85	1,15
Turvo	Passo Barra Guaiaveira	0,83	0,81	3,07
Prata	Passo do Prata	0,85	0,85	3,48
Tainhas	Passo Tainhas	0,82	0,81	4,89
Antas	Passo do Gabriel	0,76	0,82	-5,10
Antas	Ponte Rio das Antas	0,90	0,85	-1,11
Taquari	Muçum	0,90	0,86	1,24

**Tabela 7. Valores das funções objetivo no período de verificação (1976 a 1980).**

Rio	Local	$R_2$	$R_{log}$	$\Delta V$ (%)
Forqueta	Passo Coimbra	0,77	0,77	-1,14
Jacaré	Passo Jacaré	0,68	0,75	-4,52
Guaporé	Linha Colombo	0,81	0,84	-2,69
Guaporé	Santa Lúcia	0,79	0,82	-2,51
Carreiro	Passo Migliavaca	0,69	0,84	-3,84
Turvo	Passo Barra Guaiaveira	0,81	0,86	1,43
Prata	Passo do Prata	0,84	0,85	-2,49
Tainhas	Passo Tainhas	0,80	0,79	1,31
Antas	Passo do Gabriel	0,40	0,76	5,71
Antas	Ponte Rio das Antas	0,83	0,81	-6,07
Taquari	Muçum	0,82	0,84	-1,01

apresenta as vazões mensais no rio Taquari em Muçum (ponto 11), no período de janeiro de 1974 a janeiro de 1979, que inclui parte dos períodos de calibração e de verificação.

Na Tabela 7 o valor de  $R_2 = 0,40$  obtido no posto fluviométrico Passo do Gabriel, no rio das Antas, se destaca. Este baixo valor ocorreu, provavelmente, porque o período de 1976 a 1980 apresenta muitas falhas neste posto, e os dados disponíveis não são de boa qualidade.

O erro no volume calculado manteve-se pequeno em todos os postos fluviométricos, sendo que o máximo erro absoluto foi de, aproximadamente, 6%.

Comparando as Tabelas 4, 6 e 7 observa-se que a qualidade do ajuste tende a ser melhor em bacias maiores. Em locais como os pontos 1 e 2, nos

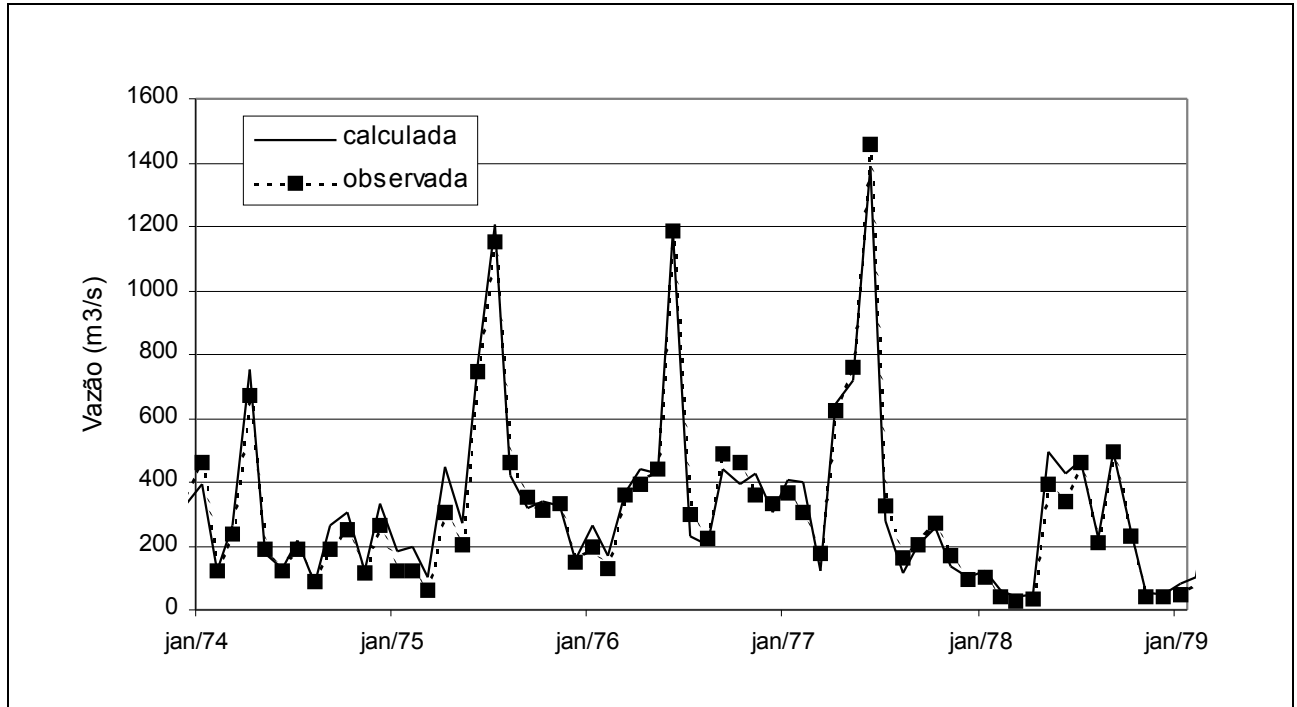


Figura 10. Vazões mensais calculadas e observadas no rio Taquari RS, em Muçum, de 1974 a 1978.

rios Forqueta e Jacaré, onde a área das bacias é inferior a 1000 km<sup>2</sup>, os valores de R2 e R2log são os mais baixos. Esta tendência ocorre porque a estrutura do modelo é adequada para representar bacias maiores.

A grande variação de vazões ao longo de um intervalo de tempo (dia) na bacia do Taquari-Antas, onde os rios tem alta declividade, aparentemente limitou a obtenção de valores maiores das funções objetivo, particularmente de R2 e de R<sub>log</sub>.

O modelo foi calibrado para gerar bons resultados no posto do rio Taquari em Muçum, que controla aproximadamente 60% da bacia, mas os resultados também foram bons em postos fluviométricos que controlam bacias menores.

### Rio Taquari (MS)

Na segunda aplicação, o modelo foi utilizado na região alta da bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul, até a entrada do rio Taquari no Pantanal, um pouco a jusante da cidade de Coxim. Na cidade de Coxim existe um posto fluviométrico, e a área da bacia neste local é de aproximadamente 27.000 km<sup>2</sup>. Existem ainda dados de vazão em outros dois locais, conforme a Tabela 8.

O período simulado foi de julho de 1978 a dezembro de 1984, num total de 2378 dias. A bacia

Tabela 8. Postos fluviométricos com dados na bacia do rio Taquari MS.

No.	Posto	Rio	Área (km <sup>2</sup> )
1	Perto de Pedro Gomes	Taquari	9.300
2	Contravertente	Jauru	6.300
3	Coxim	Taquari	27.040

foi discretizada em células de 10 x 10 km, num total de 291 células. Cada célula foi dividida em oito blocos, cada um representando uma combinação de tipo de solo e de cobertura vegetal.

Os dados hidrológicos foram obtidos dos relatórios do projeto PCBAP (IPH-UFRGS, 1997), a classificação de uso do solo e o modelo numérico do terreno foram obtidos por Galdino et al. (1999) e as informações de comprimento e declividade dos rios foram obtidas diretamente das cartas topográficas em escala 1:100.000.

A Figura 11 apresenta o contorno real da bacia e a localização dos 26 postos pluviométricos com dados. Apenas 10 destes postos pluviométricos estão localizados no interior da bacia e muitos deles têm longos períodos com falhas.

A rede de drenagem gerada no pré processamento é apresentada na Figura 12, juntamente

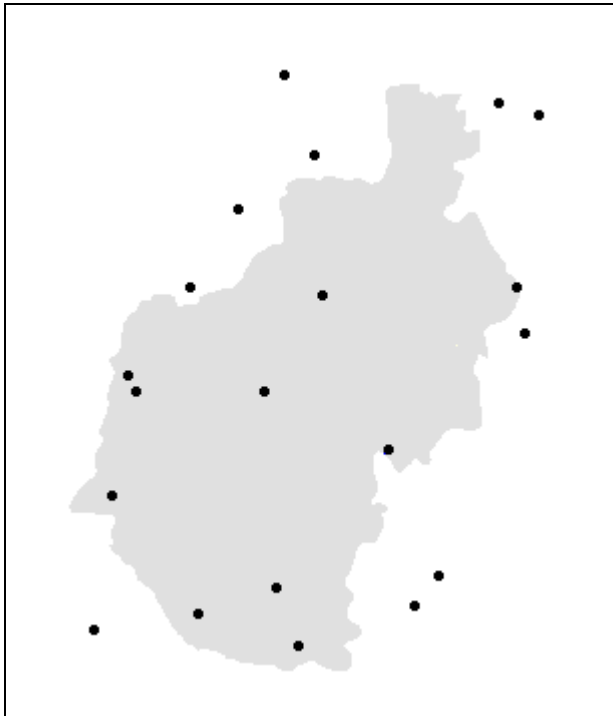


Figura 11. Localização dos postos pluviométricos na bacia do rio Taquari - MS.

com a localização dos postos fluviométricos com dados (Tabela 8).

O modelo foi calibrado manualmente procurando um bom ajuste de vazões observadas e calculadas em Coxim. As estatísticas analisadas foram o coeficiente de Nash ( $R^2$ ), o coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões ( $R_{log}$ ) e o erro nos volumes calculados ( $\Delta V$ ).

Os parâmetros utilizados para a calibração do modelo foram  $W_m$ ,  $b$ ,  $K_{BAS}$ ,  $C_S$ ,  $C_I$  e  $K_{INT}$ ,  $W_c$  e  $DM_{CAP}$ . Outros parâmetros, como os que controlam a evapotranspiração ( $IAF$ ,  $r_s$ ,  $r_a$  e  $h$ ) foram fixados em valores obtidos na bibliografia.

Para escolher os valores dos parâmetros, além de analisar os resultados da simulação e ajustar os hidrogramas, foram feitas algumas hipóteses sobre o comportamento hidrológico dos diferentes blocos. As hipóteses consideradas na calibração foram:

- A capacidade de armazenamento do solo para os blocos de pastagem ou cerrado sobre solos litólicos foi considerada muito inferior à dos outros blocos. Esta hipótese foi feita com base na descrição dos solos litólicos da região, descritos como rasos e com afloramentos rochosos frequentes.

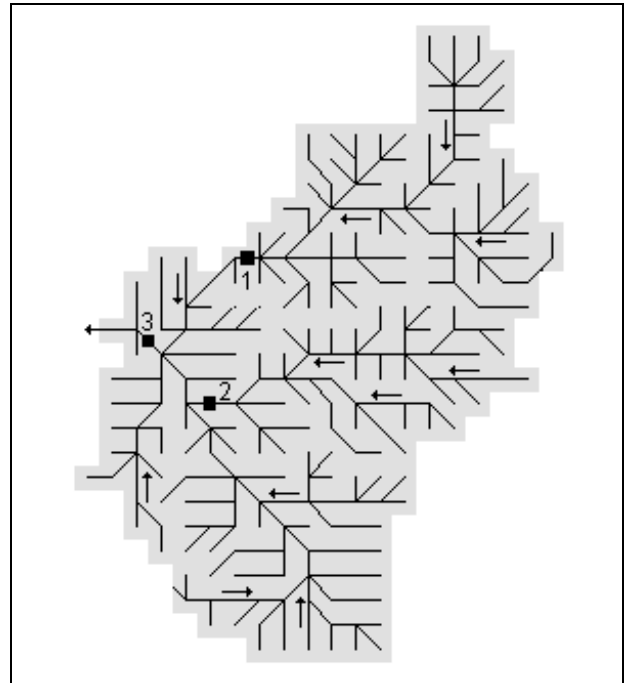


Figura 12. Rede de drenagem gerada e localização dos postos fluviométricos na bacia do rio Taquari - MS.

- A capacidade de armazenamento dos blocos com pastagem foi considerada inferior à dos blocos com cerrado. Esta hipótese está baseada nas informações sobre o alcance das raízes da vegetação do cerrado (Eiten, 1972), mas ainda não pode ser comprovada completamente.
- Nas florestas - quase todas formadas por matas de galeria - considerou-se que havia um forte componente de abastecimento da camada de solo por parte da água subterrânea. Esta hipótese foi adotada porque as regiões de mata de galeria são regiões de descarga do aquífero, ao contrário das regiões de cerrado, que são regiões de recarga (Eiten, 1972). Os valores relativamente altos dos parâmetros  $DM_{cap}$  e  $W_c$  no bloco floresta representam esta hipótese.

Os parâmetros foram considerados iguais em toda a bacia, exceto na sub-bacia definida pelo ponto 1 (Figura 12). Nesta sub-bacia, delimitada pelo posto fluviométrico do rio Taquari denominado Perto de Pedro Gomes, foi necessária uma calibração independente do parâmetro  $K_{BAS}$ , devido a maior contribuição da vazão de base no hidrograma. A Tabela 9 apresenta os valores dos parâmetros calibrados.



As Figuras 13 e 14 apresentam as vazões diárias calculadas e observadas no ponto 3 (posto fluviométrico de Coxim), no período de julho 1979 a julho de 1980 (Figura 13) e no período de julho de 1982 a julho de 1983 (Figura 14). Observa-se nestas figuras que o comportamento hidrológico geral da bacia é bem representado, embora a qualidade do ajuste seja inferior à verificada na bacia do rio Taquari - RS.

O período de dados disponíveis é relativamente curto e por isso foi considerado apenas um período de calibração. Os valores das funções objetivo neste período foram obtidos para os postos do rio Taquari em Coxim, e em Pedro Gomes. Em função da falta de postos pluviométricos na bacia do rio Taquari até Pedro Gomes, o procedimento de calibração teve como principal objetivo um bom ajuste entre vazões calculadas e observadas no posto de Coxim. O rio Jauru tem apenas um ano de dados no período analisado e não foi incluído na análise.

Apesar da grande carência de dados hidrológicos, o modelo mostra bons resultados, principalmente nas vazões médias mensais. A Figura 15 apresenta as vazões mensais calculadas e observadas em Coxim, no rio Taquari, no período de julho de 1979 a julho de 1984. O comportamento geral da bacia, com as estações secas e úmidas bem marcadas também foi adequadamente representado.

A falta de dados pluviométricos na bacia limita bastante a qualidade dos resultados. Existem muitos picos de cheia que são mal representados pelo modelo. Na sub-bacia do rio Taquari delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro Gomes, por exemplo, existe apenas um posto pluviométrico dentro dos 9.300 km<sup>2</sup> da bacia.

A aplicação do modelo auxilia a compreensão de alguns aspectos da hidrologia da região. A característica mais marcante certamente é a grande parcela de vazão do rio que pode ser considerada oriunda do escoamento subterrâneo. Esta parcela é responsável pela regularização natural da vazão nesta bacia, onde a vazão máxima é apenas 3 a 5 vezes maior que a mínima, apesar da concentração do período chuvoso.

O modelo calcula separadamente o escoamento subterrâneo, superficial e sub-superficial em cada célula em cada intervalo de tempo, e é possível gerar uma estimativa da proporção da vazão oriunda de cada uma destas fontes nos hidrogramas. Na Figura 16 observa-se o hidrograma calculado em um período de 1200 dias, no rio Taquari,

**Tabela 9. Valores dos parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari - MS.**

Parâmetro	Valor	Unidade
$W_m$	1500 - pastagem 1000 - agrícola 500 - floresta 2000 - cerrado 50 a 100 - solo litólico	mm
b	0,1 - pastagem 0,02 - agrícola 0,2 - floresta 0,02 - cerrado 3,0 - solo litólico	-
$K_{INT}$	4,0	mm
$K_{BAS}$	3,3 - sub-bacia 1 2,2 - outras sub-bacias	mm
$DM_{cap}$	0,0 - pastagem 0,0 - agrícola 5,0 - floresta 0,0 - cerrado 0,0 - solo litólico	mm
$W_c$	0,1. $W_m$ - pastagem 0,1. $W_m$ - agrícola 0,5. $W_m$ - floresta 0,1. $W_m$ - cerrado 0,1. $W_m$ - solo litólico	mm
$C_s$	25,0	-
$C_I$	300,0	-
$C_B$	365	dias

em Coxim (ponto 3 na Figura 12), com a proporção da vazão conforme a origem. Observa-se que a vazão subterrânea tem pouca variação ao longo do tempo, mas não é inferior a 200 m<sup>3</sup>/s em nenhum momento. As vazões superficial e sub-superficial ocorrem apenas durante o período de chuvoso do verão, e são responsáveis pelos picos de cheia.

Considerando válida a separação do escoamento calculada pelo modelo, a fração da vazão anual que é originada por escoamento subterrâneo é de 67%. No posto fluviométrico do rio Taquari localizado mais a montante (Perto de Pedro Gomes), a participação do escoamento subterrâneo é ainda mais importante, chegando a 71%. Na bacia do rio Taquari-Antas, no RS, esta fração é de apenas 17%.

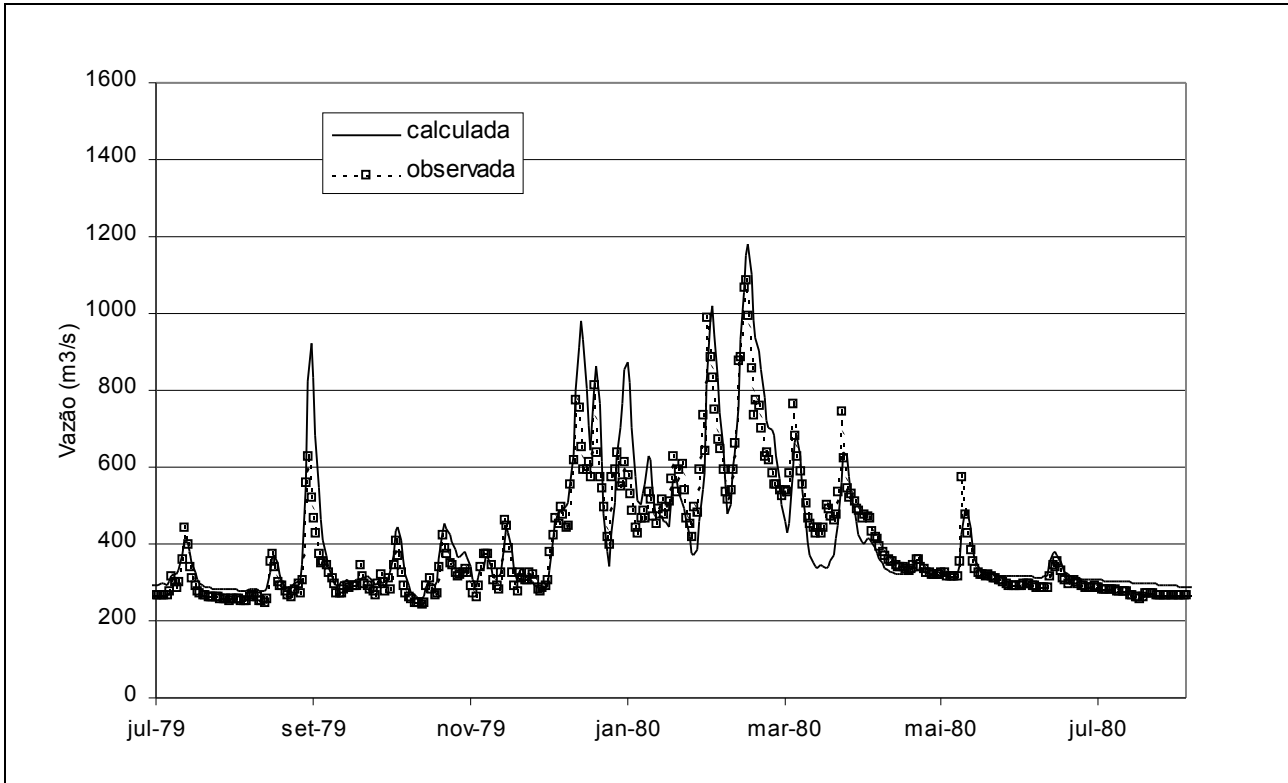


Figura 13. Vazões diárias calculadas e observadas no rio Taquari - MS, em Coxim (posto 3), de julho de 1979 a dezembro julho de 1980.

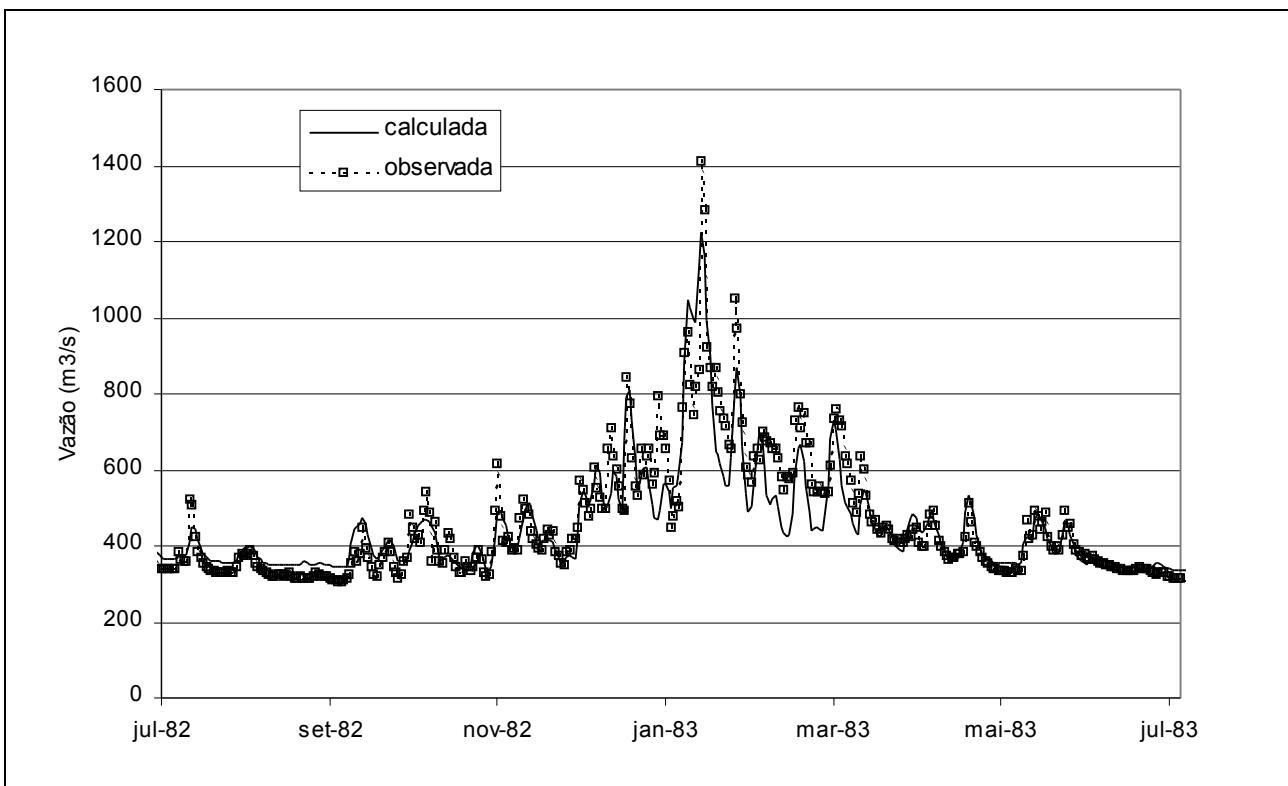


Figura 14. Vazões diárias calculadas e observadas no rio Taquari - MS, em Coxim (posto 3), de julho de 1982 a dezembro julho de 1983.

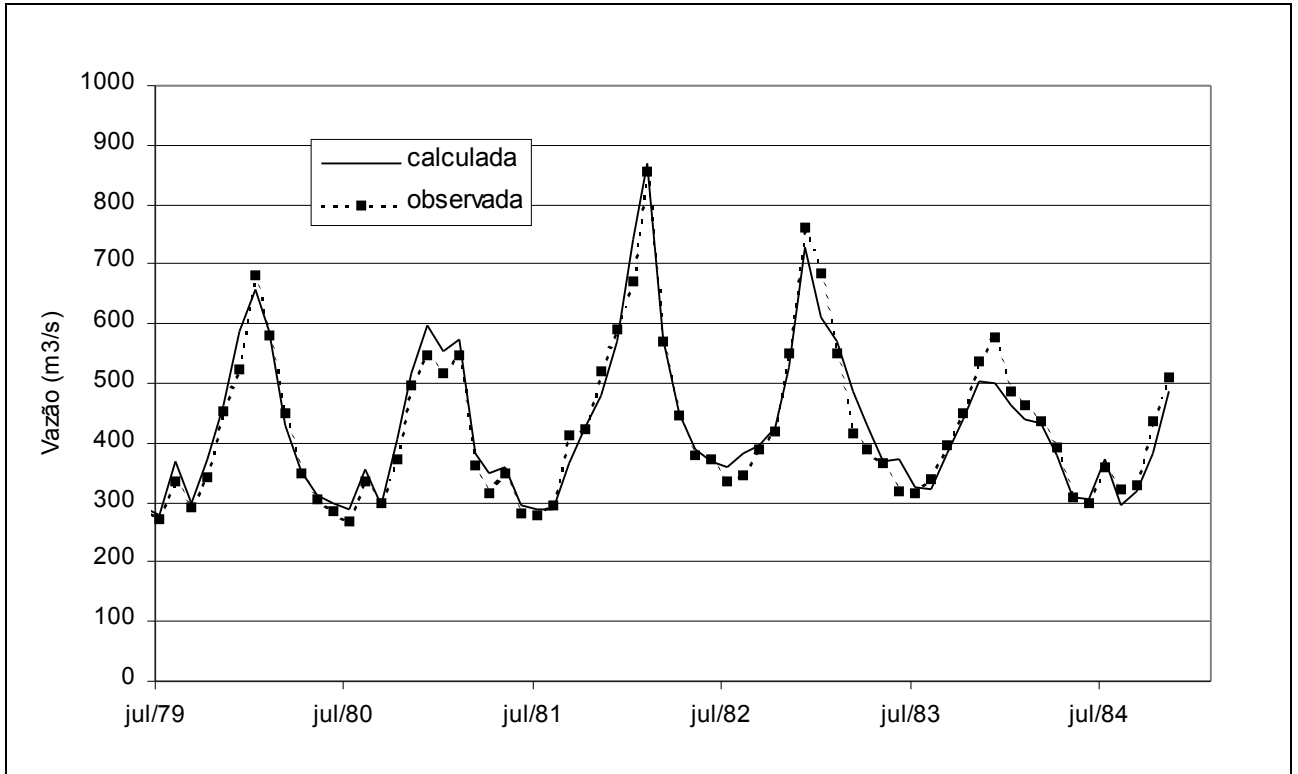


Figura 15. Vazões mensais calculadas e observadas no rio Taquari - MS, em Coxim (posto 3), de 1979 a 1984.

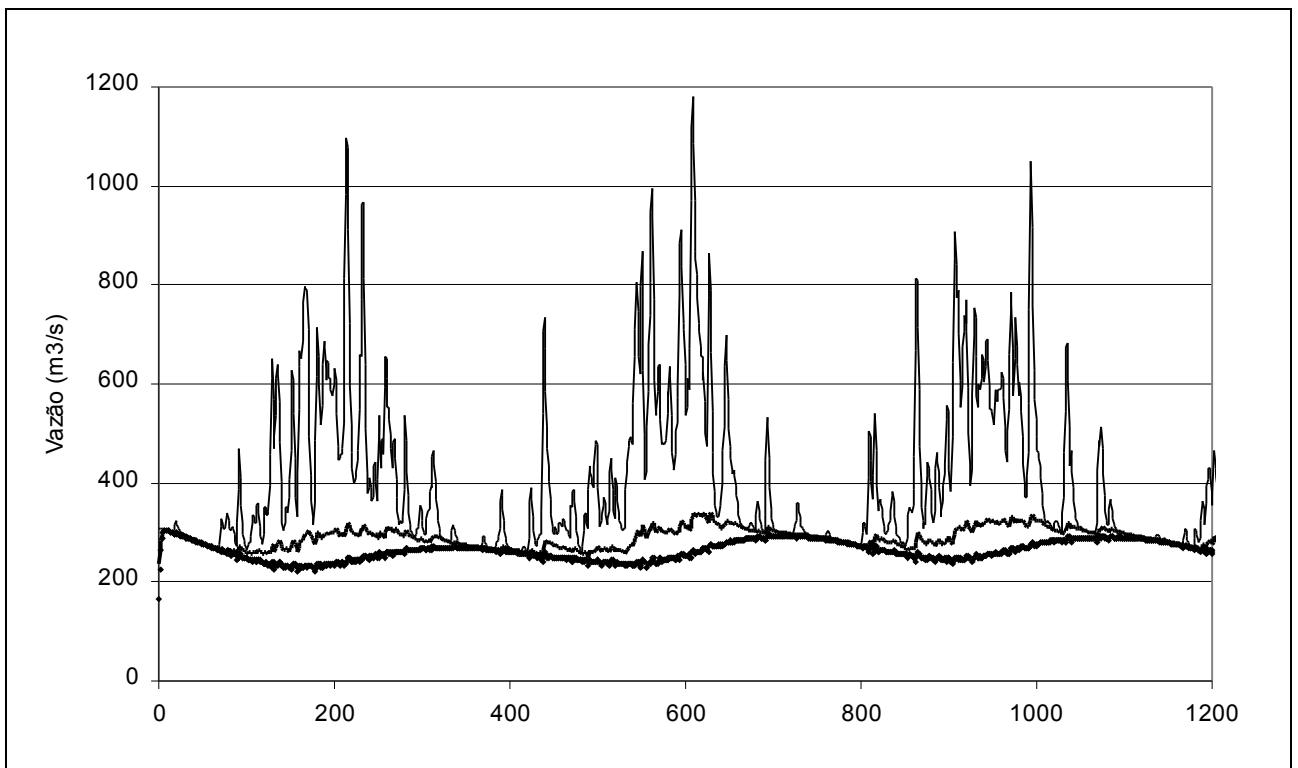


Figura 16. Vazões no rio Taquari - MS, em Coxim, conforme a origem: vazão subterrânea (linha inferior); vazão subterrânea + vazão sub-superficial (linha média); vazão total (linha superior).

**Tabela 10. Valores das funções objetivo no período simulado (1979 a 1984).**

Rio	Taquari	Taquari
Local	Perto de Pedro Gomes	Coxim
Área (km <sup>2</sup> )	9.300	27.040
R2	0,49	0,81
Rlog	0,65	0,84
ΔV (%)	2,4	-1,3

### Mudanças de uso do solo

Foi realizado um teste de aplicação do modelo para a análise de mudanças de uso do solo na bacia do rio Taquari-Antas, RS.

A bacia do rio Taquari-Antas é ocupada principalmente por pastagens, culturas anuais e florestas. Uma grande área de pastagens se encontra na cabeceira da bacia, em altitudes próximas a 1000 m. As florestas em geral se encontram junto à rede de drenagem ou nas áreas de grande declividade. A participação dos diferentes usos na área da bacia é, conforme a classificação da imagem LANDSAT, de 38% de floresta, 31% de campo, 31% de culturas anuais e menos de 1% de áreas urbanas.

A bacia foi simulada em seis situações, sendo uma delas a atual - obtida das imagens LANDSAT - e cinco situações hipotéticas. Foram simulados os 11 anos, de 1970 a 1980. As situações hipotéticas simuladas são descritas na Tabela 11.

A vazão média de longo período, calculada para a situação atual, obtida da imagem LANDSAT, é de 653 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> na confluência dos rios Taquari e Jacuí, onde a bacia tem 26.900 km<sup>2</sup>. Este valor corresponde a 765 mm de escoamento médio anual. Estes valores são apresentados na Tabela 12, juntamente com os resultados de simulações de bacias nas situações hipotéticas.

Conforme os resultados apresentados na Tabela 12, o incremento de escoamento observado para 10% de desmatamento da bacia é de, aproximadamente, 10 mm. Este valor está coerente com os dados coletados por Bosch e Hewlett (1982), que estimaram em 40 mm o incremento médio de escoamento para cada 10% de redução de área coberta por florestas de coníferas ou de eucaliptos, e em 10 a 25 mm o incremento de escoamento anual para cada 10% de redução de área coberta por florestas decíduas ou de pequeno porte. A floresta original na bacia do rio Taquari é mista, com espécies decíduas e perenes, mas é provável que, em função da

**Tabela 11. Situações hipotéticas simuladas.**

Situação	Descrição
100 F	100% florestas
90 F 10 P	90% florestas e 10% pastagens
90 F 10 L	90% florestas e 10% culturas anuais
100 L	100% culturas anuais
100 P	100% pastagens

**Tabela 12. Vazão média, lâmina escoada e aumento do escoamento em relação à situação hipotética 100 F.**

Situação simulada	Q m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>	Q mm.ano <sup>-1</sup>	ΔQ mm.ano <sup>-1</sup>
atual	653	765	62
100 F	600	703	0
90 F 10 P	607	712	9
90 F 10 L	608	713	10
100 L	679	796	93
100 P	686	804	101

Obs. A coluna ΔQ indica a diferença de escoamento anual em relação à situação hipotética 100 F, em que a bacia está 100% coberta por florestas.

alta declividade da região, o efeito de sua substituição deve estar próximo ao limite inferior citado por Bosh e Hewlett (1982).

A estimativa calculada de aumento de escoamento pela mudança de uso do solo é, certamente, dependente dos valores dos parâmetros do modelo. Entre os parâmetros que podem ser calibrados com valores diferentes e, assim, afetar as mudanças de escoamento calculadas, o armazenamento máximo no solo (W<sub>m</sub>) provavelmente é o mais importante. Em aplicações específicas a incerteza associada a este parâmetro pode ser melhor investigada.

No futuro, uma nova fonte de dados que permitirá a calibração dos parâmetros relacionados à cobertura vegetal com maior precisão, deverá ser criada a partir de medições micrometeorológicas de fluxo de evapotranspiração. Medições deste tipo já vêm sendo realizadas para a calibração de modelos climáticos (Gash et al., 1996).

### CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta uma descrição de um modelo hidrológico para grandes bacias hidrográficas e uma etapa de validação deste modelo

Tabela 13. Lista das variáveis mais importantes no texto.

Variável	Unidade	Significado
b	-	parâmetro adimensional de não-uniformidade da capacidade de armazenamento do solo
CB	dias	parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo
$C_i$	-	parâmetro adimensional para calibração do escoamento sub-superficial
$C_s$	-	parâmetro adimensional para calibração do escoamento superficial
$D_{BAS}$	mm	escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo
$D_{cap}$	mm	fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo
$D_{INT}$	mm	escoamento sub-superficial ao longo do intervalo de tempo
$DM_{cap}$	mm	parâmetro do fluxo ascendente de retorno para o solo
$D_{SUP}$	mm	escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo
E	mm	evapotranspiração total ao longo do intervalo de tempo
$F_4$	-	coeficiente de ajuste da resistência superficial
$F_i$	mm	parâmetro de lâmina máxima de interceptação
I	mm	interceptação
IAF	-	índice de área foliar
$K_{BAS}$	mm	parâmetro de escoamento subterrâneo
$K_{INT}$	mm	parâmetro de escoamento sub-superficial
P	mm	precipitação incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo
PI	mm	precipitação incidente ao longo do intervalo de tempo
$Q_{BAS}$	$m^3.s^{-1}$	vazão de saída do reservatório subterrâneo
$Q_{INT}$	$m^3.s^{-1}$	vazão de saída do reservatório sub-superficial
$Q_{SUP}$	$m^3.s^{-1}$	vazão de saída do reservatório superficial da célula
$S_{IL}$	mm	capacidade do reservatório de interceptação
T	mm	evapotranspiração da água da camada de solo ao longo do intervalo de tempo
$T_{ind}$	s	tempo de retardo característico da célula
$TK_B$	s	parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo
$TK_i$	s	parâmetro de retardo do reservatório sub-superficial
TKS	s	parâmetro de retardo do reservatório superficial
$V_{BAS}$	$m^3$	volume no reservatório subterrâneo
$V_{INT}$	$m^3$	volume no reservatório sub-superficial
$V_{SUP}$	$m^3$	volume no reservatório superficial
W	mm	armazenamento na camada de solo ao início do intervalo de tempo
$W_2$	mm	armazenamento na camada de solo ao final do intervalo de tempo
$W_c$	mm	limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo ou fluxo ascendente
$W_L$	mm	armazenamento do solo em que inicia o efeito sobre a resistência superficial
$W_m$	mm	armazenamento máximo na camada do solo
$W_{PM}$	mm	armazenamento do solo no ponto de murcha
$W_z$	mm	limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial
XL	-	índice de porosidade do solo

através da aplicação em duas bacias de características físicas completamente distintas: a bacia do rio Taquari, afluente do rio Jacuí, no Rio Grande do Sul, e a bacia do rio Taquari, afluente do rio Paraguai, na região do Pantanal matogrossense.

O modelo pode ser utilizado na previsão de vazões em grandes bacias, na geração de séries de vazões em locais sem dados e na análise das consequências das mudanças de uso do solo.

O modelo divide a bacia hidrográfica em células regulares, que são sub-divididas em blocos de uso, tipo e cobertura vegetal do solo. As características de uso do solo são obtidas de imagens de

sensoriamento remoto. A propagação de vazão entre as células é realizada através da rede de drenagem, obtida analisando um modelo numérico do terreno e as cartas topográficas e hidrográficas da bacia. As variáveis de entrada são precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica em intervalo de tempo diário. Em todas as células é possível obter a vazão média diária como variável de saída. Além disso o modelo fornece, em todos os blocos de todas as células, o valor diário das seguintes variáveis: escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo, armazenamento no solo,

transpiração da umidade do solo e evaporação da água interceptada na vegetação.

O modelo pode ser aplicado em qualquer grande bacia brasileira, porque os dados de entrada, como imagens de sensoriamento remoto, modelos numéricos do terreno e dados hidrometeorológicos, utilizados pelo modelo, estão disponíveis em quase todo o território.

Os resultados do modelo são bons, principalmente quando analisados em intervalo de tempo mensal. Em intervalo de tempo diário os resultados também são bons, principalmente na bacia do rio Taquari-Antas, RS, mas mostram uma sensibilidade maior à qualidade e à quantidade de dados pluviométricos. Na bacia do rio Taquari-Antas, RS, a densidade de postos pluviométricos é de 540 km<sup>2</sup> por posto, enquanto na bacia do rio Taquari, MS, a densidade é de 2.700 km<sup>2</sup> por posto.

Um característica positiva do modelo é que a calibração realizada com o objetivo de atingir um bom ajuste das vazões calculadas com as observadas em um ponto da bacia, resultou em bons ajustes em outros pontos, com apenas algumas exceções. Além disso, o modelo mostrou apenas pequenas diferenças na qualidade do ajuste entre os períodos de calibração e de verificação. Estas características são especialmente interessantes no uso do modelo para a estimativa de séries de vazões em locais sem dados.

O modelo é adequado para a representação de grandes bacias, e o ajuste em bacias menores do que 1.000 km<sup>2</sup> não pode ser considerado satisfatório. Foi verificada, também, uma tendência de melhora da qualidade do ajuste com o aumento da área da bacia.

Através da aplicação do modelo foi possível destacar diferenças fundamentais no comportamento hidrológico das duas bacias, principalmente no aspecto da contribuição relativa do escoamento subterrâneo. Na bacia do rio Taquari-Antas, RS, a contribuição do escoamento subterrâneo para a vazão total da bacia é de menos de 20%, enquanto na bacia do rio Taquari - MS esta contribuição chega a mais de 60%. Esta diferença é responsável pela maior regularização de vazões na bacia do rio Taquari - MS, onde se observam vazões máximas 10 vezes menores e vazões mínimas 10 vezes maiores do que no rio Taquari-Antas, no RS, conforme a Tabela 3. A contribuição importante do escoamento subterrâneo certamente está relacionada às características dos solos e à litologia da bacia.

Um teste do modelo na análise de mudanças de uso do solo mostrou resultados coerentes com os dados da literatura e revelou o potencial de utilização para este tipo de análise, embora os resultados sejam dependentes dos parâmetros utilizados.

Acredita-se que dados de medições de fluxos de evapotranspiração, em diferentes coberturas vegetais típicas de uma grande bacia, possam vir a ser utilizadas para auxiliar na calibração do modelo.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado que mantém o primeiro autor e aos revisores pelas sugestões.

## REFERÊNCIAS

- BATHURST, J. C.; WICKS, J. M. & O'CONNEL, P. E. (1995). The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system. In: Singh, V. P. (editor) Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*. Highlands Ranch, p. 1130.
- BEVEN, K. J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R. & FREER, J. (1995). *TOPMODEL*. In: Singh, V. P. (editor) Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*. Highlands Ranch, p. 1130.
- BLISS, N. & OLSEN, L. M. (1999). *Development of a 30 ARC-second digital elevation model of South America*. <http://edewww.cr.usgs.gov/landaac/gtopo30/papers/olsen.html>.
- BOSCH, J. M. & HEWLETT, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effects of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* v. 55, p. 3-22.
- BREMICKER, M. (1998). *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Dissertation - Geowissenschaftlicher Fakultät, Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli.
- COLLISCHONN, W.; PILAR, J. V.; CRUZ, M. A. S.; MENDIONDO, E. M. & MENDES, C. A. B. (1999). *Simulação hidrológica utilizando o hidrograma unitário derivado do modelo numérico do terreno*. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Belo Horizonte.
- EASTMAN, J. R. (1995). *Idrisi for Windows users guide*. Clark University. Worcester.

- EITEN, G. (1972). The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, v. 38, n° 2, p. 201-341.
- GALDINO, S.; RISSO, A.; VIEIRA, L. M. & SORIANO, B. (1999). *Avaliação da erosão potencial na bacia do Alto Taquari*, MS. não publicado.
- GALDINO, S.; CLARKE, R. T.; PADOVANI, C. R.; SORIANO, B. M. A. & VIEIRA, L. M. (1997). Evolução do regime hidrológico na planície do baixo curso do rio Taquari - Pantanal. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Vitória, ES.
- GALVÃO, C. O. (1999). *Aplicabilidade em recursos hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado, IPH-UFRGS. Porto Alegre.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M. & VICTORIA, R. L. (EDITORES) (1996). *Amazonian deforestation and climate*. Wiley, Chichester. p. 611.
- HABETS, F.; ETCHEVERS, P.; GOLAZ, C.; LEBLOIS, E.; LEDOUX, E.; MARTIN, E.; NOILHAN, J. & OTTLÉ, C. (1999). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n° D24, p. 31.145-31.172, December.
- IPH-UFRGS (1997). *Hidrossedimentologia do alto Paraguai*. Versão Preliminar. Porto Alegre.
- KITE, G. W. & KOWEN, N. (1992). Watershed modelling using land classifications. *Water Resources Research* v. 28 n° 12, p. 3193-3200, December.
- KITE, G. W. (1997). Simulating Columbia river flows with data from regional scale climate models. *Water Resources Research* v. 33 n° 6, p. 1275-1285, June.
- LEÃO, M. I. & GREHS, S. (1997). *Águas subterrâneas*. In: Programa Nacional do Meio Ambiente 1997 *Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP)*. Brasília.
- LIANG, X.; LETTENMAIER, D.; WOOD, E. F. & BURGE, S. J. (1994). A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n° D7 p. 14.415-14.428, July.
- LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B. & LETTENMAIER, D. P. (1998a). Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Sciences Journal*, v. 43 n° 1, p. 131-141.
- LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B. & LETTENMAIER, D. P. (1998b). Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser river, Germany. *Hydrological Sciences Journal*, v. 43 n° 1, p. 143-158.
- MAGNA ENGENHARIA (1998). *Avaliação qualitativa da disponibilidade e demandas hídricas da bacia do rio Taquari-Antas*.
- MENDES, C. A. B. (1996). Integração de modelos hidrológicos e sistemas de informações geográficas: fundamentos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 1, n° 1. São Paulo: ABRH; p. 49-65.
- MENDIONDO, E. M. & TUCCI, C. E. M. (1997). Escalas hidrológicas III Hipótese integradora de processos na bacia vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, RS. v. 2, n° 1 p. 101-22.
- MOORE, R. J. & CLARKE, R. T. (1981). A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Research* v. 17 n° 5 p. 1367-82.
- MÜLLER, I. I.; KRÜGER, C. M. & KAVISKI, E. (1998). Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* v. 3 n° 4 p. 51-71, Out/Dez.
- NIJSSEM, B.; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W. & WOOD, E. F. (1997). Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, v. 33 n° 4 p. 711-24, April.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L. & SHIRMOHAMMADI, A. (1993). Infiltration and soil water movement In: Maidment, D. *Handbook of hydrology*.
- REFSGAARD, J. C. & STORM, B. (1995). *MIKE SHE* In: Singh, V. P. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, p. 1130.
- SHUTTLEWORTH, W. J. (1993). Evaporation. In: Maidment, D. *Handbook of hydrology*. Chapter 4. McGraw-Hill.
- TODINI, E. (1996). The ARNO rainfall - runoff model. *Journal of Hydrology*, v. 175 p. 293-338.
- TUCCI, C. E. M. (1998). *Modelos hidrológicos*. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - ABRH. p. 669.
- TUCCI, C. E. M. & CLARKE, R. T. (1998). Environmental Issues in the la Plata basin. *Water Resources Development* 14, 2, p. 157-73.
- TUCCI, C. E. M. & CLARKE, R. T. (1997). Impacto das mudanças de cobertura vegetal no escoamento: Revisão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 2, n° 1, p. 135-52.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W. & LETTENMAIER, D. P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* v. 30, n° 6, p. 1665-79.
- YAO, HUAXIA & TERAOKAWA, A. (1999). Distributed hydrological model for Fuji river basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 4, n° 2, p. 108-16.
- ZHAO, R. J. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology* v. 134, p. 371-81.

## Hydrological Simulation of Large Basins

### ABSTRACT

The simulation showing transformation of rainfall into streamflow, and routing the generated flows through the streams in a basin, is widely used in many fields of water resources analysis, including understand-

*ing the earth surface phase processes of the hydrologic cycle.*

*The early mathematical models developed to simulate this transformation were based on empirical relations between hydrological variables. The new-generation hydrological models are physically based and distributed, and are adequate to represent small basins. There are few models able to simulate the hydrological processes in large basins, with an adequate physical base.*

*In this paper we present a physically-based large-scale hydrological model, that takes into account the distributed nature of the basin's characteristics such as land use, vegetation and stream network.*

*The model was applied to two basins, almost 27.000 km<sup>2</sup>, with very distinct physical characteristics, and with many rainfall and streamflow gauging stations. The model performance, estimated by the fit between measured and calculated daily river discharges at different gauging stations, was very good. Applying the model enabled a preliminary analysis of land use changes in one of the basins, improving the understanding and comparison of the hydrological behavior of both basins.*

*All results show that a large-scale hydrological model is a very useful tool in water resources analysis, even considering the data availability conditions in countries like Brazil.*

*Key-words: simulation; rainfall-streamflow; large basins.*