

# TOPMODEL: TEORIA INTEGRADA E REVISÃO

## *TOPMODEL: integrated theory and review*

Roberto Valmir da SILVA<sup>1</sup>

Masato KOBIYAMA<sup>2</sup>

### RESUMO

Devido a sua disponibilização e facilidade de aplicação, o modelo hidrológico TOPMODEL tornou-se um dos modelos mais populares, gerando um grande número de trabalhos com aplicações e modificações. O presente trabalho tem como objetivo realizar uma revisão bibliográfica e integração da teoria do modelo TOPMODEL. Esse modelo é baseado na área variável de contribuição. Essa característica dinâmica e distribuída da bacia é simulada através dos dois principais parâmetros do modelo: (1) índice topográfico que é função da área acumulada e declividade de cada célula; e (2) déficit de armazenamento que representa a quantidade de água disponível no solo para cada célula. É apresentada uma descrição da teoria do modelo com ênfase na obtenção das equações e uma revisão de trabalhos que utilizaram o modelo para previsões de vazões, análise de sensibilidade de parâmetros e alteração das hipóteses.

### Palavras-chave:

TOPMODEL; revisão.

### ABSTRACT

The objective of the present work was to review the hydrological model TOPMODEL. This model is based on the variable source area concept. This dynamic and distributed feature of the watershed is simulated with two main parameters: (1) the topographic index that is a function of the contributing area and slope for each cell; and (2) the storage deficit that represents the available water in the soil. Its integrated theory is described and special attention was made to review papers that used the TOPMODEL for hydrograph forecasting, parameter sensitivity analysis and hypotheses modification.

### Key words:

TOPMODEL; review.

1 Engenheiro Ambiental, doutorando do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, UFSC/SC.

2 Professor Doutor do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, UFSC/SC.

## INTRODUÇÃO

A modelagem matemática constitui uma importante ferramenta para o gerenciamento dos recursos hídricos e o estudo geográfico de bacias hidrográficas. A modelagem contribui para o entendimento dos fenômenos hidrológicos, previsão de vazões e simulação de cenários. Uma das formas de entendimento dos fenômenos que ocorrem em uma bacia é aplicação do balanço hídrico. Fill *et al.* (2005) estimaram o balanço hídrico da bacia do Rio Barigüi-PR, com o objetivo de estudar o regime hidrológico da bacia. Santos (2001) aplicou o TOPMODEL juntamente com um modelo geomorfológico para a bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais-PR, com o objetivo de zoneamento e planejamento ambiental. Concluiu que a aplicação dos modelos permite a discussão e orientação das ações antrópicas sobre a bacia.

O TOPMODEL é um modelo hidrológico baseado na área variável de contribuição. Embora a primeira publicação deste modelo ter sido em 1979 (BEVEN & KIRKBY, 1979), somente recebeu seu acrônimo TOPMODEL (*Topography-based hydrological model*) em 1984 (BEVEN *et al.*, 1984). Existe uma grande quantidade de artigos com aplicações e modificações do TOPMODEL, além disso, seu código é disponibilizado.

Este modelo é considerado semi-distribuído, pois somente o parâmetro relacionado à topografia é distribuído, os demais parâmetros como precipitação e transmissividade são constantes para toda a bacia.

O TOPMODEL utiliza o conceito de área variável (TSUKAMOTO, 1961; BETSON, 1964; HEWLETT & HIBBERT, 1967) aplicado ao mecanismo de geração do escoamento superficial tipo Dunne (DUNNE & BLACK, 1970). Desta forma, o escoamento superficial é dependente da quantidade de área saturada na bacia, podendo esta variar a cada intervalo da simulação. Esta característica dinâmica e distribuída da bacia é simulada através dos dois principais parâmetros do modelo: o índice topográfico que é função da área de contribuição e declividade de cada célula e o déficit de armazenamento que representa a quantidade de água disponível no solo para cada célula.

Segundo Beven & Kirkby (1979) o modelo foi desenvolvido para bacias úmidas temperadas tentando combinar as vantagens dos parâmetros de modelos concentrados com os efeitos distribuídos de áreas variáveis de contribuição e escoamentos através da rede de drenagem, enquanto mantém a possibilidade de obter parâmetros diretamente através de medidas de campo. Uma definição do TOPMODEL pode ser descrita pelas palavras de seus autores: "...o modelo aqui proposto é um compromisso entre as vantagens da modelagem simplificada, a complexa variabilidade

espacial da resposta hidrológica da bacia e a limitação econômica da medição de parâmetros em campo..." (BEVEN & KIRKBY, 1979).

O presente trabalho tem como objetivos apresentar uma descrição da teoria base do modelo com ênfase na obtenção das equações e realizar uma revisão bibliográfica citando trabalhos que utilizaram o modelo para previsões de vazões, análise de sensibilidade de parâmetros e alterações da formulação original por meio do estabelecimento de novas hipóteses. No presente trabalho é denominada formulação original do TOPMODEL a formulação apresentada nos trabalhos de Beven & Kirkby (1979), Beven *et al.* (1984), Beven (1986a,b) e Beven *et al.* (1995), nos quais a descrição da teoria aqui apresentada foi baseada.

## TEORIA DO TOPMODEL

Dois componentes podem ser identificados na formulação do TOPMODEL (FRANCHINI *et al.*, 1996): o primeiro representa o balanço hídrico no solo e o segundo a propagação do escoamento até a exutória da bacia. O modelo é baseado no armazenamento e é constituído em reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Esta série de reservatórios de armazenamento representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva que cai sobre uma área variável saturada que é função do nível médio de saturação do solo.

Na Figura 1 é criada uma representação dos reservatórios do TOPMODEL. Existem três reservatórios: reservatório da zona de raízes expresso em déficit ( $S_{RZ}$ ); reservatório da zona não saturada ( $S_{UZ}$ ); reservatório da zona saturada ( $S_{SZ}$ ) expresso em déficit ( $S$ ) ou profundidade ( $z'_i$ ). São apresentados os três processos de escoamento: escoamento sub-superficial na zona saturada ( $q_b$ ); escoamento sub-superficial vertical na zona não saturada ( $q_v$ ); escoamento superficial na saturação ( $q_{of}$ ).

a)

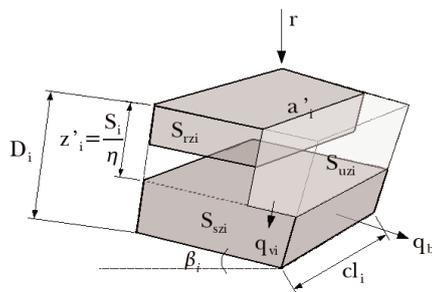


FIGURA 1 – RESERVATÓRIOS E PROCESSOS NO TOPMODEL– (A) CONDIÇÃO NÃO SATURADA E (B) CONDIÇÃO SATURADA

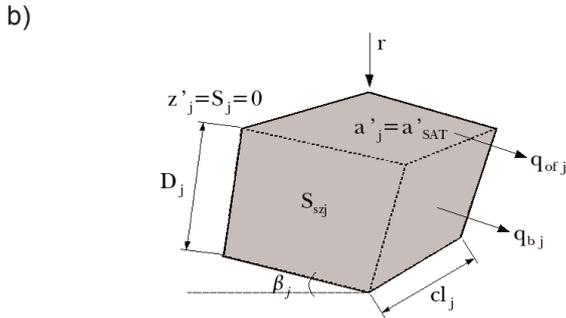


FIGURA 1 – RESERVATÓRIOS E PROCESSOS NO TOPMODEL– (A) CONDIÇÃO NÃO SATURADA E (B) CONDIÇÃO SATURADA

Ainda na Figura 1,  $r$  é a precipitação,  $a'$  é a área da célula,  $D$  é a profundidade até a camada impermeável,  $\beta$  é a declividade da célula,  $cl$  é o comprimento do contorno da célula e  $\eta$  é a porosidade do solo.

### ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL NA ZONA SATURADA (QB)

A transmissividade pode ser entendida como a capacidade de uma camada de solo saturada ser permeada pela água e integrada ao longo do perfil do solo. Segundo Beven (1981), a variação da condutividade hidráulica saturada ao longo da profundidade pode ser descrita como uma função exponencial negativa:

$$K_s(z') = K_0 e^{-fz'} \quad (1)$$

na qual,  $K_s(z')$  é a condutividade hidráulica saturada na profundidade  $z'$ ,  $K_0$  é a condutividade hidráulica saturada na superfície do solo,  $f$  é um parâmetro que descreve a taxa de decaimento da condutividade.

A vazão por unidade de comprimento que atravessa esta camada de solo é definida com a lei de Darcy. O gradiente de potencial hidráulico é aproximado para a declividade da superfície ( $\tan\beta$ ). Uma vez suposto que a declividade da linha de água é igual a declividade da superfície (escoamento uniforme), a vazão sub-superficial por unidade de largura é:

$$q_b = \frac{K_0}{f} e^{-fz'} \tan\beta \quad (2)$$

Segundo Hornberger *et al.* (1998), a profundidade  $z'$ , isto é, a profundidade do lençol freático, pode ser expressa em termos de armazenamento (déficit de saturação local)  $S_j$ . Desta forma:

$$z'_i = \frac{S_i}{\eta} \quad (3)$$

na qual  $\eta$  é a porosidade do solo. Substituindo (3) em (2), produz:

$$q_{bi} = \frac{K_0}{f} e^{-f\left(\frac{S_i}{\eta}\right)} \tan\beta_i \quad (4)$$

O termo  $f/\eta$  pode ser substituído por  $1/m$ , parâmetro que também descreve o decaimento da condutividade com a profundidade e pode ser estimado a partir da interpretação da curva de recessão.

Integrando a Equação (1) ao longo da profundidade do perfil de solo, produz:

$$T = \frac{K_0}{f} e^{-fz'} \quad (5)$$

na qual  $T$  é a transmissividade da camada de solo saturado com profundidade  $z'$ . A transmissividade é máxima quando  $z'$  é igual a zero. Denominando o termo  $K_0/f$  como  $T_0$ , o qual representa a transmissividade do perfil do solo quando este está saturado na superfície, a Equação (4) para uma célula  $i$  fica:

$$q_{bi} = T_0 e^{-\left(\frac{S_i}{m}\right)} \tan\beta_i \quad (6)$$

A interpretação física para o parâmetro de decaimento  $m$  é que este representa a profundidade efetiva do perfil de solo interativamente com o parâmetro  $T_0$ . Um alto valor de  $m$  aumenta a profundidade ativa do perfil de solo. Um pequeno valor de  $m$ , especialmente quando associado com um valor alto de  $T_0$ , caracteriza um solo pouco profundo, mas com um pronunciado decaimento da transmissividade. Esta combinação tende a produzir uma bem definida e curta curva de recessão (BEVEN *et al.*, 1995).

O déficit de armazenamento  $S_i$  assume valores positivos para déficit e valores negativos para saturação (BEVEN & WOOD, 1983). Iorgulescu & Jordan (1994) explicam que a estrutura do modelo permite déficits negativos. Desta forma a Equação (6) pode definir o escoamento de retorno.

A vazão por unidade de comprimento em uma célula  $i$  da bacia para a qual a área drenada acumulada ( $ac'_i$ ) por unidade de contorno ( $cl_i$ ) é  $a_i(ac'_i / cl_i)$  é:

$$q_{bi} = r_i a_i \quad (7)$$

na qual  $r_i$  é a intensidade da precipitação sobre a célula. Desta forma, substituindo a Equação (7) em (6) e isolando o déficit, produz:

$$S_i = -m \ln \left( \frac{a_i r_i}{T_0 \tan \beta_i} \right) \quad (8)$$

Rearranjando a Equação (8):

$$S_i = -m \ln \left( \frac{r_i}{T_0} \right) - m \lambda_i \quad (9)$$

na qual  $\lambda_i = \ln(a_i / \tan \beta_i)$  é o índice topográfico local. Este índice estabelece o conceito de similaridade hidrológica (BEVEN & KIRKBY, 1979). Os locais de mesmo índice topográfico possuem comportamento hidrológico semelhante, aumentando a eficiência computacional do modelo. Segundo Campling *et al.* (2002) o índice topográfico indica que a propensão de uma área tornar-se saturada.

O déficit de saturação médio (S) pode ser calculado através da integração da Equação (9) para toda a bacia de área igual a A. Desta forma:

$$S = \frac{1}{A} \int_0^A S_i dA = \frac{1}{A} \int_0^A \left[ -m \ln \left( \frac{r_i}{T_0} \right) - m \lambda_i \right] dA \quad (10)$$

Considerando a precipitação e a transmissividade constantes para toda a bacia, produz:

$$S = -m \ln \left( \frac{R}{T_0} \right) - m \lambda \quad (11)$$

na qual R é a intensidade da precipitação para toda a bacia e  $\lambda$  é o índice topográfico médio da bacia aproximado por:

$$\lambda = \frac{1}{A} \int_0^A \ln \left( \frac{a_i}{\tan^2 \beta_i} \right) dA \cong \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N \ln \left( \frac{a_i}{\tan^2 \beta_i} \right) a'_i \quad (12)$$

na qual N é o número de elementos em que a bacia é discretizada.

Beven *et al.* (1995) estabeleceram um novo equacionamento para o índice topográfico, onde é incluída a variação espacial da transmissividade, desta forma o índice é dado por:

$$\lambda_i = \ln \left( \frac{a_i}{T_{0i} \tan \beta_i} \right) \quad (13)$$

Com este equacionamento o índice médio da bacia também leva em consideração uma média da transmissividade para toda a bacia. Embora esta conceituação seja fisicamente mais aceitável, ela introduz mais parâmetros.

Quando  $S_i \leq 0$ , a célula está saturada, portanto:

$$-m \ln \left( \frac{R}{T_0} \right) - m \lambda_i \leq 0 \quad (14)$$

Reformulando a Equação (11), produz:

$$\frac{R}{T_0} = e^{-\left[ \frac{(S + m\lambda)}{m} \right]} \quad (15)$$

Substituindo na Equação (14), gera:

$$\lambda_i \geq \frac{S}{m} + \lambda \quad (16)$$

Portanto, a área saturada é identificada em função do déficit médio e do índice topográfico médio.

Escrevendo o déficit de saturação local em função do déficit médio da bacia, isto é, combinando as equações (9) e (15):

$$S_i = S + m(\lambda - \lambda_i) \quad (17)$$

Na mesma dedução o nível do lençol freático  $Z_i$  pode ser estimado por:

$$Z_i = Z + \frac{1}{f}(\lambda - \lambda_i) \quad (18)$$

na qual Z é a profundidade média do lençol freático. Lembrando que o parâmetro f representa a razão entre m e a porosidade do solo.

Com estudos em campo Beven & Wood (1983) demonstraram que as áreas saturadas tendem a ser encontradas nas partes inferiores de encostas e em depressões convergentes associados ou a solos com baixa condutividade hidráulica ou a áreas de baixa declividade. A Figura 2 esquematiza o índice topográfico médio e o déficit local de armazenamento em uma bacia.

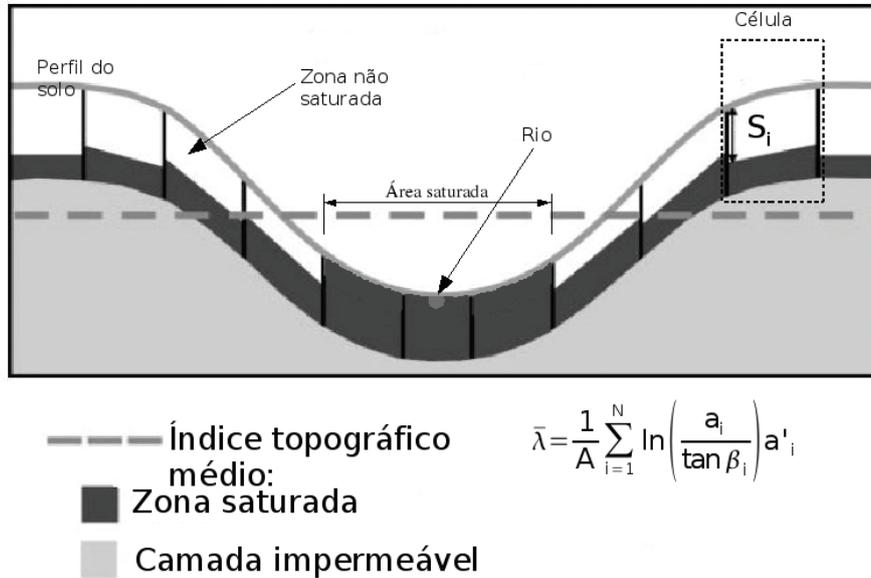


FIGURA 2 – ÍNDICE TOPOGRÁFICO MÉDIO E DÉFICIT LOCAL DE ARMAZENAMENTO – MODIFICADA DE CAMPLING *et al.* (2002)

### ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL NA ZONA NÃO SATURADA (QV)

São utilizados dois reservatórios  $S_{RZ}$  (com um valor máximo igual a  $S_{RMAX}$ , correspondente à capacidade de campo) e  $S_{UZ}$  (com um valor máximo igual ao déficit local de saturação) que representam respectivamente o déficit de armazenamento abaixo e o armazenamento acima da capacidade de campo. Segundo Hornberger *et al.* (1985), o escoamento vertical torna-se significativo com valores acima da capacidade de campo. Com esta abordagem, fluxos da zona não saturada para a zona saturada somente são possíveis quando a capacidade de campo é excedida. Abaixo da capacidade de campo a água é mantida no  $S_{RZ}$  podendo ser retirada através da evapotranspiração. Franchini *et al.* (1996) fizeram algumas observações quanto ao reservatório  $S_{RZ}$ : ape-

sar do nome (Reservatório de zona de raízes), este reservatório representa a capacidade de interceptação da precipitação pela vegetação; ele não interage com os fluxos entre a zona saturada e a não saturada; sua única função é permitir que a água nele armazenada possa ser extraída pela evapotranspiração.

Um fluxo vertical entre o reservatório  $S_{UZ}$  e a zona saturada foi inicialmente previsto por Beven e Wood (1983) e definido como:

$$q_{vi} = \frac{S_{UZ}}{S_i T_D} \quad (19)$$

na qual  $S_{UZ}$  é o armazenamento na zona não saturada,  $S_i$  é o déficit de saturação local e  $T_D$  é um parâmetro que representa o tempo de permanência da água na zona não saturada.

Beven (1986a,b) propôs outro equacionamento para a recarga da zona saturada:

$$q_{vi} = \nabla\Phi K_0 e^{-z'i} \quad (20)$$

na qual  $\nabla\Phi$  é o efetivo gradiente do potencial hidráulico e  $z'i$  é a profundidade local do lençol freático. É assumido que o gradiente unitário, conseqüentemente o fluxo vertical é igual à condutividade hidráulica saturada na profundidade  $z'i$ .

O modelo permite que o reservatório  $S_{RZ}$  seja esvaziado na taxa  $E_a$ :

$$E_a = E_p \left( 1 - \frac{S_{RZ}}{S_{RMAX}} \right) \quad (21)$$

na qual  $S_{RZ}$  é o déficit de armazenamento neste reservatório,  $S_{RMAX}$  é o déficit máximo e  $E_p$  é a taxa de evapotranspiração potencial. Este procedimento é realizado quando não existe drenagem da zona não saturada para a saturada ou quando o déficit de saturação local  $S_i$  é menor ou igual a zero. Caso contrário, a água é extraída na taxa da evapotranspiração potencial  $E_p$ .

### ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR EXCESSO DE SATURAÇÃO (QOF)

O escoamento superficial em uma célula  $j$  saturada pode ser estimado por:

$$q_{ofj} = r_j a'_{SATj} \quad (22)$$

na qual  $r_j$  é a intensidade da precipitação e  $a'_{SATj}$  é a área saturada. A área é considerada saturada quando o reservatório da região não saturada  $S_{UZ}$  possui valor superior ou igual ao déficit de saturação local  $S_i$ .

### COMPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS

O escoamento superficial total da bacia é estimado através do somatório de todas as áreas saturadas:

$$Q_{of} = \sum_{j=1}^N r_j a'_{SATj} \quad (23)$$

na qual  $r_j$  é a precipitação sobre a célula  $i$ ,  $a'_{SATi}$  é a área saturada e  $N$  é o número de células saturadas na bacia. Para precipitação constante sobre toda a bacia:

$$Q_{of} = R \sum_{j=1}^N a'_{SATj} \quad (24)$$

Segundo Beven *et al.* (1995) e Beven (2001) a recarga total da zona saturada é dada por:

$$Q_v = \sum_{i=1}^N q_{vi} a'_i \quad (25)$$

na qual  $q_{vi}$  é a recarga da zona saturada local,  $a'_i$  é a área da célula ou região e  $N$  é o número de células.

O escoamento sub-superficial total da bacia é estimado através de:

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k T_0 e^{-\left(\frac{S_k}{m}\right)} \tan\beta_k \quad (26)$$

na qual  $l_k$  é o comprimento do trecho de cada canal  $k$  e  $M$  é o número de trechos.

Para inicialização da estimativa da vazão sub-superficial, a Equação (17) é substituída em (26):

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k T_0 e^{-\left(\frac{S}{m} - \lambda\right)} \tan\beta_k \quad (27)$$

Portanto, a vazão sub-superficial para toda a bacia é:

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k a_k e^{Ln(T_0)} e^{-\left(\frac{-S}{m} - \lambda\right)} \quad (28)$$

Como  $a_k$  é a área de contribuição por unidade de comprimento, então:

$$A = \sum_{k=1}^M l_k a_k \quad (29)$$

na qual  $A$  é a área total da bacia. Portanto:

$$Q_b = A e^{Ln(T_0)} e^{-\lambda} e^{-\left(\frac{-S}{m}\right)} \quad (30)$$

Definindo  $A e^{Ln(T_0)} e^{-S} = Q_s$ ,  $Q_s$  representa a vazão sub-superficial quando  $S$  é igual a zero (BEVEN *et al.*, 1995). Segundo Iorgulescu & Jordan (1994), este valor pode ser interpretado como a vazão sub-superficial quando o déficit médio de armazenamento é igual a zero, não implicando que toda a bacia esteja saturada. Desta forma, o escoamento sub-superficial pode ser estimado em função do déficit médio de saturação da bacia:

$$Q_b = Q_s e^{\left(\frac{-S}{m}\right)} \quad (31)$$

Para que no início da simulação o déficit de saturação possa ser estimado, a Equação (31) é rearranjada para:

$$S_{t=0} = -m \ln\left(\frac{Q_0}{Q_s}\right) \quad (32)$$

na qual  $Q_0$  é a vazão observada no instante de tempo  $t = 0$ . Uma vez que  $S_{t=0}$  é conhecido, os valores locais de déficit de saturação podem ser calculados através da Equação (17) (BEVEN, 2001).

Para uma curva de recessão  $Q_b$  pode ser estimada em função de  $Q_s$  e  $m$ :

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_s} + \frac{t}{m} \quad (33)$$

na qual,  $t$  é o intervalo de tempo para cada estimativa.

A Equação (33) demonstra que  $m$  pode ser encontrado através da interpretação de vazões de recessão durante períodos quando a evapotranspiração é mínima (BEVEN *et al.*, 1995 e BEVEN, 2001).

O déficit médio de armazenamento é calculado para cada intervalo de tempo como uma função do déficit médio anterior (forma implícita) mais a diferença entre o escoamento total sub-superficial e a recarga total da zona saturada. Equacionando o cálculo:

$$S_t = S_{t-1} + \left[ \frac{Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}}{A} \right] \quad (34)$$

## PROPAGAÇÃO DOS ESCOAMENTOS ATÉ A EXUTÓRIA

Para propagar os escoamentos ao longo da rede de drenagem o modelo estabelece um histograma tempo-área derivado a partir de uma função distância-área. Segundo Rodrigues-Iturbe & Rinaldo (1997), a função distância-área organiza a área de drenagem em função de sua distância da exutória da bacia. Esta função representa as características da estrutura da bacia e pode ser interpretada para mostrar o comportamento da bacia a eventos de chuva.

O tempo para que uma determinada área contribua para a exutória da bacia é expresso por:

$$tc = \sum_{i=1}^{NN} \frac{I_i}{R_v \tan \beta_i} \quad (35)$$

na qual  $I_i$  é a distância do  $i$ -ésimo segmento de escoamento com declividade igual a  $\tan \beta_i$ ,  $R_v$  é a velocidade no canal da sub-bacia e  $NN$  é o número de segmentos entre o ponto e a exutória. Para um valor de  $R_v$  um histograma é encontrado para qualquer valor da área de contribuição, uma relação linear entre distância e tempo. Esta relação é baseada no modelo da onda cinemática que considera o escoamento uniforme. Segundo Beven & Kirkby (1979), esta relação linear é satisfatória para bacias menores que 1.000 km<sup>2</sup>. A Equação (35) permite que o histograma e a distribuição dos escoamentos superficiais até a exutória sofram alterações dinamicamente com a alteração da área de contribuição (BEVEN & KIRKBY, 1979).

## APLICAÇÕES DO TOPMODEL

A Tabela 1 mostra algumas aplicações do TOPMODEL. Os trabalhos foram colocados destacando-se a localização da bacia, tamanho da bacia, tamanho da malha na qual foi discretizada a bacia, intervalo de tempo das simulações e os valores das funções objetivo utilizadas na calibração e/ou na validação. Segundo Collischonn & Tucci (2003), estas funções procuram avaliar a qualidade do ajuste. Entretanto, algumas são mais sensíveis aos erros nas vazões máximas, como o coeficiente criado por Nash & Sutcliffe (1970), conhecido por NASH e a raiz do erro médio quadrático (RMSE). Outras funções são mais sensíveis aos erros nas vazões mínimas, por exemplo, o logaritmo do valor de NASH, conhecido como LOGNASH.

O coeficiente de NASH possui valor variando de  $-\infty$  a 1, mas pode também ser expresso de valores de  $-\infty$  a 100, conhecido como coeficiente E. Quando o modelo possui valores próximos a um (NASH) ou 100 (E) significa que o modelo possui um ótimo ajuste, isto é, a variância dos erros é igual a variância da variável observada.

Para Tucci (1994) e Beven (2001) o uso das funções objetivo deve ser cuidadoso. A escolha da função deve ser determinada pela natureza do problema. Se há interesse em vazões mínimas, a função utilizada deve dar maior peso para o ajuste em vazões mínimas. Se há interesse nas vazões máximas, a função deve enfatizar as previsões de picos. Para projetos de reservatórios é interessante utilizar uma função baseada no ajuste de volumes. Para previsão de cheias, uma função que avalie o tempo de ascensão do hidrograma pode ser escolhida.

As funções objetivos utilizadas nos trabalhos citados na Tabela 1 estabelecem relações entre a variância dos erros e a variância observada (NASH e E) ou entre a variância total e a observada ( $R^2$ ).

## ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Muitos trabalhos sobre o TOPMODEL não o utilizaram apenas como ferramenta para previsão de vazão ou áreas saturadas, mas procuraram analisar a sensibilidade e/ou incerteza do modelo aos seus parâmetros de entrada ou avaliar a previsão do modelo para variáveis distribuídas espacialmente, como a altura do lençol freático, em outras palavras, prever o nível do lençol freático em um determinado local da bacia.

A precipitação constitui um parâmetro fundamental em modelos hidrológicos. Recentemente, o interesse pela sua variação espacial tem aumentado. Corral *et al.* (2000) utilizaram dados de um radar para uma nova versão distribuída do TOPMODEL. Tascher *et al.* (2001) avaliaram os dados provenientes de um modelo meteorológico, dados de radar meteorológico e dados de pluviógrafos para a simulação de um evento de inundação com o TOPMODEL. Andréassin *et al.* (2001) estudaram o efeito de dados incorretos de precipitação sobre alguns modelos, dentre eles o TOPMODEL. Hosain *et al.* (2004) estudaram a incerteza das estimativas de chuva provenientes de um radar e a sensibilidade do modelo a estes dados. Boston *et al.* (2004) processaram dados de várias estações pluviométricas através de correlações e funções de transferência e obtiveram resultados melhores do que a simples média.

A conversão da precipitação em vazão varia de acordo com a bacia e as condições climáticas. Xiong & Guo (2004) estudaram os efeitos de baixos valores do coeficiente de deflúvio na eficiência do TOPMODEL.

Na previsão da profundidade do lençol freático na comparação com dados em campo são destacados os trabalhos de Lamb *et al.* (1997) que propuseram uma função de potência para a distribuição do índice topográfico. Seibert *et al.* (1997) calibraram parâmetros do TOPMODEL utilizando dados de vazão. Compararam valores calculados do nível do lençol freático com níveis medidos em 37 pontos. Recalibraram o modelo utilizando estes novos dados. Buttle *et al.* (2001) testaram a hipótese de relacionamento entre o índice topográfico e níveis de lençol freático em bacias florestadas e deflorestadas. Desbarats *et al.* (2002) aplicaram dois métodos geoestatísticos para determinação espacial do nível do lençol freático, um deles usando a formulação do TOPMODEL. Blazkova *et al.* (2002) utilizaram informações de áreas saturadas na bacia de estudo para calibrar os parâmetros do TOPMODEL. Observaram que o uso das áreas saturadas é um importante fator na sensibilidade da transmissividade. Freer *et al.* (2004) aplicaram a versão dinâmica do TOPMODEL para a previsão de níveis de inundação em uma bacia e utilizaram os dados medidos para redução de incerteza da calibração. Molénat *et al.* (2005) confrontaram dados medidos de lençol freático com as previsões do TOPMODEL. Observaram que as previsões melhoraram quando a hipótese de estado permanente da distribuição do lençol freático foi substituída por uma hipótese cinemática e difusiva.

O índice topográfico é um parâmetro do TOPMODEL derivado a partir da topografia da bacia. Esta por sua vez pode ser representada digitalmente através de uma malha regular. Vários trabalhos investigaram a influência da resolução da malha sobre os parâmetros do TOPMODEL. Alguns trabalhos apresentaram soluções compensatórias: Franchini *et al.* (1996) desenvolveram uma relação empírica e Sauliner *et al.* (1997) estudaram a influência da resolução da malha sobre a condutividade hidráulica saturada apresentando uma compensação analítica. Ibbitt & Woods (2004) desenvolveram um procedimento para ajustar a média da distribuição do índice topográfico a fim de maximizar a entropia de Shannon. Pradhan *et al.* (2004) formularam um fator de resolução para o efeito da escala nas áreas por unidade de contorno do índice topográfico e um método fractal para o efeito da escala nas declividades. Desta forma, os métodos combinados originam um novo método para cálculo do índice topográfico independente da resolução da malha.

## MODIFICAÇÕES DA FORMULAÇÃO DO TOPMODEL

Desde sua concepção, o TOPMODEL vem recebendo modificações em sua formulação. É notado que as modificações realizadas na estrutura do TOPMODEL estão concentradas em cinco categorias: (1) suposições do modelo; (2) variabilidade espacial de parâmetros; (3) índice topográfico; (4) propagação dos escoamentos e (5) decaimento da transmissividade. A Tabela 2 apresenta alguns trabalhos que modificaram a formulação do TOPMODEL

## ESTUDOS COMPARATIVOS

Na versão original do TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) toda a água disponível no reservatório da zona de raízes era permitida infiltrar para o reservatório de saturação do solo em cada intervalo de tempo. Esta hipótese gerava uma super estimativa no escoamento. Beven *et al.* (1984) introduziram o conceito de capacidade de campo ao modelo. A capacidade de campo é entendida como a umidade restante no solo após a drenagem natural durante um período aproximado de 24 a 48 horas. Os autores através de comparações visuais dos hidrogramas com a versão original concluíram que a nova formulação produziu uma melhora na simulação principalmente na previsão de hidrogramas em períodos secos e na resposta do escoamento sub-superficial.

Ambroise *et al.* (1996b) compararam a versão original do TOPMODEL a uma formulação com decaimento parabólico da transmissividade. Eles observaram que para a bacia estudada as duas formulações apresentaram desempenhos similares. Entretanto, a nova formulação apresentou uma bem definida melhora nas baixas vazões. O critério de avaliação dos modelos foi baseado no coeficiente de NASH e LOGNASH.

Lamb *et al.* (1997) compararam com a formulação original uma nova formulação, cuja variação exponencial da transmissividade foi substituída por uma função empírica. Através de dados de níveis do lençol freático em 105 piezômetros propuseram uma distribuição de potência do índice topográfico. Esta alteração, apesar da pouca melhora nos resultados, sugere que o avanço das áreas saturadas na bacia pode ser mais rápido do que o índice topográfico original prevê.

Saulnier *et al.* (1997), após a introdução da variabilidade da profundidade do solo, verificaram que o parâmetro *m* apresentou quase o mesmo valor da versão original. Isto confirmou a insensibilidade do modelo para o parâmetro de profundidade, concluindo que a simulação de vazões na bacia não foi afetada pela variação da profundidade efetiva dos solos. Entretanto, concluíram que a variabilidade da profundidade do solo poderia ser útil na previsão de variáveis internas da bacia. O critério de análise dos modelos foi a comparação de eficiências calculadas com o coeficiente de NASH.

Piñol *et al.* (1997) criaram cinco modelos a partir da estrutura do TOPMODEL e compararam com o original.

O primeiro modelo permite a variação espacial do armazenamento no reservatório zona de raízes, o segundo modelo inclui um mecanismo extra de geração de escoamento através do escoamento sub-superficial correspondendo a fluxos preferenciais, o terceiro modelo cria um parâmetro adicional para representar a expansão e contração da área de contribuição, o quarto modelo introduz um parâmetro que divide a bacia em áreas de contribuição e não contribuição para o escoamento e o quinto modelo é a inclusão das modificações de todos os modelos anteriores. Os autores compararam os modelos por meio do coeficiente de NASH. Concluíram que para a bacia estudada as modificações apresentaram sensíveis melhoras.

Peters *et al.* (2003) comparam duas formulações dinâmicas do TOPMODEL à formulação apresentada por Beven *et al.* (1995). A primeira formulação dinâmica considerou a similaridade hidrológica em uma matriz bidimensional de área acumulada e declividade, a segunda formulação dinâmica introduziu novas características para refinar o conceito de similaridade. Os autores destas formulações concluíram que houve melhora nas estimativas de períodos de recessão e nos limites de incerteza quando comparados com a formulação original. Entretanto, o estudo não foi suficiente para mostrar evidências que a versão original era inapropriada para a simulação de hidrogramas. O critério de comparação foi baseado no índice de NASH, limites de incerteza, medidas de entropia e inspeção visual de hidrogramas.

TABELA 1 – RELAÇÃO DE TRABALHOS COM APLICAÇÃO DO TOPMODEL

REFERÊNCIA	BACIA			INTERVALO	FUNÇÃO OBJETIVO	
	Nome – Local	Área [km <sup>2</sup> ]	Malha [m]		Tipo	Valor
Beven & Wood (1983)	White Oak Run, Virginia, EUA	5	*	1d	R2	0,96
	Crimple Beck, Yorkshire, GB	8	*	1d	R2	0,93
	North Fork, Virginia, EUA	456	*	1d	R2	0,93
Beven <i>et al.</i> (1984)	Crimple Beck, Yorkshire, GB	8	**	3h	E	0,67
	Hodge Beck, North York Moors, GB	13	**	3h	E	0,58
	Wye, Plynlimon, GB	10,55	**	3h	E	0,84
Robson <i>et al.</i> (1993)	Kirkton, Balquhidder, GB	—	100	1d	R2	0,80–0,83
	Monachyle, Balquhidder, GB	—	100	1d	R2	0,64–0,78
Yorgulescu & Jordan (1994)	Alloux, Lausanne, SUI	0,036	5/10	1h	NASH	0,80–0,84
	Corbassière, Lausanne, SUI	1,85	5/10	1h	NASH	0,63–0,84
Gallart <i>et al.</i> (1994)	Cal Parisa, Vallcebre, ESP	0,36	15	5 min	—	—
Ambroise <i>et al.</i> (1996b)	Ringelbach, Soultzeren, FRA	0,36	5	18 min	NASH/ LOGNASH	0,83–0,87
Franchini <i>et al.</i> (1996)	Sieve, ITA	840	400	1d	NASH	0,852–0,914
Mine & Clarke (1996)	Rio Belém, Paraná, BRA	42	250	1h	NASH	0,82
Holko & Lepisto (1997)	Jalovecky Creek, Western Tatras, SLO	22,1	100	1d/ 1h	—	—
Piñol <i>et al.</i> (1997)	L'Avic, Catalonia, ESP	0,516	—	30 min	NASH	0,50
	La Teula, Catalonia, ESP	0,385	—	30 min	NASH	0,70
Güntner <i>et al.</i> (1999)	Brugga, Black Forestal, ALE	40	50	1h	NASH e outros	0,85–0,93
Varella & Campana (2000)	Rio Descoberto, Distrito Federal, BRA	114	***	1h	NASH	< 0,70
Santos (2001)	Bacia Rio Pequeno, Paraná, BRA	104	40	1h	NASH	0,57–0,87
Peters <i>et al.</i> (2003)	Panola Mountain Research, Georgia, EUA	0,41	2	30 min	NASH	0,57–0,69
Ranzini <i>et al.</i> (2004)	Bacia D. Cunha, São Paulo, BRA	0,56	—	1h	NASH	0,20–0,79
Ferreira (2004)	Rib. dos Marins, Piracicaba, São Paulo, BRA	20	70	1h	NASH	-5,06–0,95
Coelho & Anjo (2005)	Ribeirão Pirapitingüi, São Paulo, BRA	67	50	1h	NASH	0,61–0,78
Cabral <i>et al.</i> (2005)	Riacho Gameleira, Pernambuco, BRA	6,4	30	15 min	NASH	0,93

\*Discretização por planos de escoamento \*\* Discretização por planos de escoamento e interpretação de fotografias aéreas \*\*\* Várias resoluções – Não apresentado.

TABELA 2 – RELAÇÃO DE TRABALHOS COM MODIFICAÇÃO DA FORMULAÇÃO DO TOPMODEL

AUTOR	MODIFICAÇÃO
HORNBERGER <i>et al.</i> (1985)	Introduziram mais dois reservatórios à formulação do TOPMODEL. Um reservatório extra para simulação da interceptação e outro para simular a interceptação da vegetação junto ao solo. (1)
Beven (1986a,b)	Introduziram um novo equacionamento para o escoamento vertical baseado na equação de Darcy, eliminando o parâmetro TD. (1)
QUINN <i>et al.</i> (1991)	Criaram um nível de referência para o nível do lençol freático. O gradiente hidráulico é computado em função da superfície do lençol e não da superfície. (1)
BEVEN <i>et al.</i> (1995)	Desenvolveram uma formulação para a variação espacial da transmissividade acompanhada do índice topográfico. (2)
AMBROISE <i>et al.</i> (1996a)	Modificaram o decaimento da transmissividade para uma função parabólica e linear. (5)
DUAN & MILLER (1997)	Alteraram a função de decaimento da transmissividade para uma função de potência e uma função de potência para a distribuição do índice topográfico. (3,5)
Lamb <i>et al.</i> (1997)	Propuseram uma formulação empírica à taxa de decaimento exponencial do TOPMODEL e uma distribuição. (5)
SAULNIER <i>et al.</i> (1997)	Incluíram a variabilidade espacial da profundidade do solo efetiva. (2)
TAKEUCHI <i>et al.</i> (1999)	Introduziram o método de Muskingum-Gunge para propagação do escoamento na rede de drenagem. Denominaram o novo modelo de BTOPMC. (4)
Valeo & Moin (2000)	Modificaram o cálculo do índice topográfico para levar em consideração usos urbanos do solo. Denominaram o novo modelo de TOPURBAN. (3)
Corral <i>et al.</i> (2000)	Aplicaram a formulação do TOPMODEL para cada célula de uma malha de 1 km e os escoamentos gerados foram propagadas de célula em célula através de um hidrograma unitário. (2,3)
Saulnier & Datin (2004)	Utilizaram um índice topográfico dinâmico variando com a área saturada para melhorar o balanço de água na bacia. (3)
BEVEN & FREER (2001)	Propuseram uma nova formulação dinâmica ao TOPMODEL. Na qual há uma explícita redistribuição dos fluxos para pontos de mesma similaridade hidrológica. Uma abordagem mais flexível que a formulação original do índice topográfico. (1)
CAMPLING <i>et al.</i> (2002)	Introduziram mais um parâmetro denominado índice topográfico de referência, estimado a partir da interpretação da distribuição espacial do índice topográfico. (3)
Walter <i>et al.</i> (2002)	Reformularam a formulação do TOPMODEL para viabilizá-lo em bacias com solos pouco profundos. O novo modelo é denominado de STOPMODEL. Substituíram o déficit de armazenamento pelo déficit de umidade como variável de estado. (1)
Bandaragoda <i>et al.</i> (2004)	Combinaram as formulações do TOPMODEL com um algoritmo de onda cinemática, chamaram o novo modelo de TOPNET. (4)
Lane <i>et al.</i> (2004)	Desenvolveram um índice para corrigir áreas saturadas desconectadas devido a resolução da malha. (3)
Candela <i>et al.</i> (2005)	A propagação do escoamento foi ampliada para as encostas através da utilização de diferentes velocidades para cada pixel baseadas no uso do solo. (4)

(1) Suposições do modelo (2) Variabilidade espacial de parâmetros (3) Índice topográfico (4) Propagação dos escoamentos (5) Decaimento da transmissividade

Silva & Kobiyama (2007) compararam duas formulações que modificaram o índice topográfico do TOPMODEL com a formulação original. Constataram que as novas formulações não apresentaram melhorias nas simulações.

## TOPMODEL E SISTEMAS DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS

Sistemas de informações geográficas (SIG) facilitam a entrada de dados de modelos hidrológicos.

Neste sentido, alguns trabalhos integraram as formulações do TOPMODEL a softwares SIG. Huang & Jiang (2002) criaram uma integração do TOPMODEL ao software Arcview denominada de AVTOP. A equipe de desenvolvedores do SIG GRASS (GRASS, 2005) adicionou um módulo para simulações hidrológicas com o TOPMODEL. Com o objetivo de melhorar a utilização e visualização dos dados de saída do TOPMODEL. Huang (2003) desenvolveu visualizações em 3D para o TOPMODEL.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O processo de modelagem matemática tem como passos iniciais a análise e a percepção do sistema a ser modelado e a determinação de hipóteses que geram o modelo conceitual do sistema. Seguindo este processo, o modelo hidrológico TOPMODEL foi desenvolvido com as seguintes hipóteses:

1. A variação da zona saturada é aproximada por sucessivas representações em estado permanente.
2. O gradiente do potencial hidráulico da zona saturada (perfil do lençol freático) é igual à declividade da superfície.
3. A transmissividade em um perfil de solo, varia de acordo com uma função exponencial negativa.
4. A recarga da zona saturada é homogênea em toda a bacia.

5. A precipitação é considerada igualmente distribuída sobre a bacia.
6. A transmissividade é homogênea para toda a bacia.
7. A propagação do escoamento na bacia é realizada de forma linear baseada no modelo da onda cinemática (escoamento uniforme) e através de um histograma tempo – área.

A aceitação ou rejeição das hipóteses depende dos objetivos e local do estudo, desta forma, vários estudos validaram ou modificaram as hipóteses do TOPMODEL. Isto é uma das mais importantes contribuições do TOPMODEL, pois a validação ou a modificação das hipóteses possibilitou um melhor entendimento do comportamento hidrológico do sistema.

## AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece a CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

## REFERÊNCIAS

- AMBROISE, B.; BEVEN, K. J.; FREER, J. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research.*, Washington, v. 32, n. 7, p. 2135-2145, 1996a.
- AMBROISE, B.; FREER, J.; BEVEN, K. J. Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resources Research*, Washington, v. 32, n. 7, p. 2147-2159, 1996b.
- ANDRÉASSIAN, V. *et al.* Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 250, p. 206-223, 2001.
- BANDARAGODA, C.; TARBOTON, D. G.; WOODS, R. Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 298, p. 178-201, 2004.
- BEVEN, K. J. Kinematic subsurface stormflow. *Water Resources Research*, Washington, v. 15, n. 5, p. 1419-1424, 1981.
- BEVEN, K. J. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: ABRAHAM, A. D. *Hillslope Processes*. Allen and Unwin, 1986a. p. 187-202.
- BEVEN, K. J. Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach. In: GUPTA, V. K.; RODRIGUES-ITURBE, I.; WOOD, E. F. *Scale Problems in Hydrology*. Dordrecht: Reidel, 1986b. p. 107-131.
- BEVEN, K. J. *Rainfall-runoff modeling: the primer*. New York: John Wiley & Sons, 2001. 360 p.
- BEVEN, K. J.; FREER, A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 15, p. 1993-2011, 2001.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K. J. *et al.* Testing a Physically-based flood forecasting model (Topmodel) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 69, p. 119-143, 1984.
- BEVEN, K. J. *et al.* Topmodel. In: SINGH, V. P. Computer Models of Watershed. *Water Resources Publication*, 1995. p. 627-668.
- BEVEN, K. J.; WOOD, E. F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 65, p. 139-158, 1983.
- BETSON, R. P. What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 1541-1551, 1964.
- BLAZKOVA, S.; BEVEN, K. J.; KULASOVA, A. On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 16, p. 441-458, 2002.
- BOSTON, T.; XIA, J.; ZHU, Y. Pre-processing rainfall data from multiple gauges to improve TOPMODEL simulation results in a large semi-arid region. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 18, p. 2313-2325, 2004.

- BUTTLE, J. M. *et al.* Prediction of groundwater characteristics in forested and harvested basins during spring snowmelt using a topographic index. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 15, p. 3389-3407, 2001.
- CABRAL, J. J. S. P. *et al.* Modelagem do Riacho Gameleira a partir de modelo digital do terreno obtido de imagem de radar. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 16., 2005, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: ABRH, 2005. CD-ROM.
- CAMPLING, P. *et al.* Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 16, p. 231-253, 2002.
- CANDELA, A.; NOTO, L. V.; ARONICAB, G. Influence of surface roughness in hydrological response of semiarid catchments. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, p. 1-13, 2005. (No prelo).
- COELHO, F. S. A.; ANJO, L. F. R. O modelo topmodel no processo chuva-vazão em uma pequena bacia hidrográfica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 16., 2005, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: ABRH, 2005. CD-ROM.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 8, n. 3, p. 27-39, 2003.
- CORRAL, C. *et al.* A Semi-Distributed Hydrological Model Using Rainfall Estimates by Radar. Application to Mediterranean Basins. *Phys. Chem. Earth*, v. 25, n. 10-12, p. 1133-1136, 2000.
- DESBARATS, A. J. *et al.* On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 255, p. 25-38, 2002.
- DUAN, J.; MILLER, N. L. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resources Research*, Washington, v. 33, p. 2559-2562, 1997.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial-area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, Washington, v. 6, p. 1296-1311, 1970.
- FERREIRA, L. *Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins – Seção Monjolinho – SP.* 205 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, 2004.
- FILL, H. D. *et al.* Balanço hídrico da bacia do Rio Barigüi, PR. RA' E GA, UFPR, Curitiba, n. 9, p. 59-67, 2005.
- FRANCHINI, M. *et al.* Physical interpretation and sensitivity analysis of TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 175, p. 293-338, 1996.
- FREER, J. E. *et al.* Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 291, p. 254-277, 2004.
- GALLART, F.; LLORESN, P.; LATRON, J. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 159, p. 291-303, 1994.
- GRASS Development Team, 2005. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Programmer's Manual. ITC-irst, Trento, Italy. Disponível em: <<http://grass.itc.it/devel/index.php>>. Acesso em: 30/7/2005.
- GÜNTNER, A. *et al.* Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 13, p. 1603-1620, 1999.
- HEWLETT, D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPER, W. E.; LULL, H. W. *Forest Hydrology*. Oxford: Pergamon Press, 1967. p. 275-290.
- HOLKO, L.; LEPISTO, A. Modelling the hydrological behavior of a mountain catchment using TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 196, p. 361-377, 1997.
- HORNBERGER, G. M. *et al.* Shenandoah watershed study: Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, Washington, v. 21, p. 1841-1850, 1985.
- HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L. *Elements of Physical Hydrology*. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 1998. 302 p.
- HOSSAIN, F. *et al.* Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 18, p. 3277-3291, 2004.
- HUANG, B. Web-based dynamic and interactive environmental visualization. *Computers, Environment and Urban Systems*, v. 27, p. 623-636, 2003.
- HUANG, B.; JIANG, B. AVTOP: A full integration of TOPMODEL into GIS. *Environmental Modelling & Software*, v. 17, p. 261-268, 2002.
- IBBITT, R.; WOODS, R. Re-scaling the topographic index to improve the representation of physical processes in catchment models. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 293, p. 205-218, 2004.
- IORGULESCU, I.; JORDAN, J. P. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 159, p. 255-273, 1994.
- LAMB, R.; BEVEN, K. J.; MYRABØ, S. Discharge and water table predictions using a generalised TOPMODEL formulation. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 11, p. 1145-1168, 1997.
- LANE, S. N. *et al.* A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 18, p. 191-201, 2004.

- MINE, M. R. M.; CLARKE, R. T. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, p. 89-115, 1996.
- MOLÉNAT, J. *et al.* How to model shallow water-table depth variations: the case of the Kervidy-Naizin catchment, France. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 19, p. 901-920, 2005.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.
- PETERS, N. E.; FREER, J.; BEVEN, K. J. Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Georgia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 17, p. 345-362, 2003.
- PIÑOL, J.; BEVEN, K. J.; FREER, J. Modelling the hydrological response of Mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 11, p. 1287-1306, 1997.
- PRADHAN, N. R.; TACHIKAWA, Y.; TAKARA, K. Development of scale invariant physically based hydrological model: Scale invariant TOPMODEL. *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst.*, Kyoto, n. 47 B, 2004.
- QUINN, P. F. *et al.* The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 5, p. 59-79, 1991.
- RANZINI, M. *et al.* Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 9, n. 4, p. 33-44, 2004.
- ROBSON, A. J.; WHITEHEAD, P. G.; JOHNSON, R. C. An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 145, p. 357-370, 1993.
- RODRÍGUES-ITURBE, I.; RINALDO, A. *Fractal river basins: chance and self-organization*. Cambridge, Cambridge University Press, 1997, 547 p.
- SANTOS, I. *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR*. 93 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, 2001.
- SAULNIER, G.; BEVEN, K. J.; OBLÉD, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 202, p. 158-172, 1997.
- SAULNIER, G. M.; DATIN, R. Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 18, p. 1195-1218, 2004.
- SEIBERT, J.; BISHOP, K. H.; NYBERG, L. A test of Topmodel's ability to predict spatially distributed groundwater levels. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 11, p. 1131-1144, 1997.
- SILVA, R. V.; KOBAYAMA, M. Estudo comparativo de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 2, p. 93-105, 2007.
- TAKEUCHI, K.; TIANQI, A.; ISHIDAIRA, H., Introduction of block-wise of TOPMODEL and Muskingum: cunge method for hydro-environmental simulation of large ungauged basins. *Special Issue of Hydrological Science Journal*, v. 44, n. 4, 1999.
- TASCHNER, S.; LUDWIG, R.; AMUSER, W. Multi-scenario flood modeling in a mountain watershed using data from a NWP model, rain radar and rain gauges. *Phys. Chem. Earth.*, v. 26, p. 509-515, 2001.
- TSUKAMOTO, Y. An experiment on subsurface flow, *Journal of Japanese Society Forestry*, Tokio, v. 43, p. 61-68, 1961.
- TUCCI, C. E. M. Modelos matemáticos de previsão em tempo atual. In: PESSOA, M. L.; MINE, M. R. M.; LEITE, E. A. *Meteorologia e hidrologia: aspectos e considerações no contexto brasileiro*. Curitiba: FINEP, 1994. p. 221-242.
- VARELLA, R. F.; CAMPANA, N. A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 5, p. 121-139, 2000.
- WALTER, M. T. *et al.* Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flow. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 16, p. 2041-2046, 2002.
- YORGULESCU, I.; JORDAN, J.-P. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 159, p. 255-273, 1994.
- VALEO, C.; MOIN, S. M. A. Variabel source area modelling in urbanizing watersheds. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 228, p. 68-81, 2000.
- XIONG, L.; GUO, S. Effects of the catchment runoff coefficient on the performance of TOPMODEL in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, Chichester, v. 18, p. 1823-1836, 2004.