

O USO DO TOPMODEL EM CONDIÇÕES BRASILEIRAS: RESULTADO PRELIMINAR

Miriam Rita Moro Mine

Universidade Federal do Paraná - UFPR

Robin T. Clarke

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH

Av. Bento Gonçalves, 9500

91501-970 Porto Alegre, RS

RESUMO

O modelo TOPMODEL representa uma alternativa entre os modelos de muitos parâmetros que representam a realidade física da bacia hidrográfica e os modelos conceituais cujos parâmetros nem sempre têm significância física. O conceito de áreas de contribuição é o ponto de partida deste modelo, integrando dessa forma as teorias recentes sobre os processos de formação das cheias. O TOPMODEL simula os escoamentos subsuperficial e subterrâneo globalmente, através de uma lei exponencial em função do déficit médio de saturação. A dinâmica das áreas de contribuição é reproduzida com a ajuda do índice de Kirkby. A dinâmica das superfícies saturadas depende, portanto, da topografia e da variabilidade espacial da transmissividade, caso se disponha de dados para levá-la em conta. Utiliza-se uma versão semi-discretizada, uma vez que os índices topográficos são representados na bacia por uma lei de distribuição estatística. O déficit médio de saturação é obtido a partir do balanço hídrico, função das relações da zona não saturada e do escoamento subsuperficial. O modelo foi aplicado à bacia hidrográfica do Rio Belém em Prado Velho no Estado do Paraná, que drena uma área de 42 km².

INTRODUÇÃO

A percepção, a respeito dos mecanismos de formação das cheias a partir da teoria de infiltração de Horton, evoluiu nas últimas décadas para representações bem mais complexas dos fenômenos envolvidos. Esta evolução foi consequência de estudos e medidas realizadas em campo e pesquisas feitas em bacias experimentais, com pequena área de drenagem e bem monitoradas.

Foram introduzidos os conceitos de área de contribuição variável (Hewlett e Hibbert, 1963) e o fluxo subsuperficial foi reconhecido como um dos processos mais importantes na geração do escoamento, tanto pela sua própria contribuição, quanto pela contribuição do "return flow" e a sua influência preponderante no "overland flow" (Iorgulescu, 1994). Atualmente a tendência é no sentido de realizar pesquisas orientando a integração de todos esses conceitos. Essa melhor compreensão dos fenômenos hidrológicos permitiu modelar com maior precisão impactos devidos a alterações no uso do solo, modelagem da qualidade da água e efeitos das alterações climáticas nos Recursos Hídricos.

Apesar dos modelos conceituais de transformação chuva-vazão (concentrados) incorporarem em sua estrutura muitos dos processos do ciclo hidrológico, não têm uma base científica suficiente para analisar questões como as acima mencionadas. Por outro lado, os modelos físico-distribuídos, apesar de apresentarem dificuldades operacionais, devido à maior quantidade de

dados envolvidos associada a uma outra questão fundamental que é o problema de escala (Pessoa e Mine, 1994), simulam o escoamento através de um equacionamento físico, minimizando o empirismo, permitindo desta forma precisar melhor os efeitos das modificações das bacias hidrográficas.

O TOPMODEL, desenvolvido por Beven e Kirkby em 1979, é um dos poucos modelos conceituais que levam em conta explicitamente diversos mecanismos de formação do escoamento ("saturation excess, overland flow") e os integram com o conceito de área de contribuição variável. A variabilidade da umidade do solo e drenagem lateral estão relacionados com características topográficas e do solo por meio de hipóteses simples mas significativas. A estrutura do modelo também é simples e a sua parametrização parcimoniosa.

O maior número de aplicações do modelo tem sido em pequenas bacias hidrográficas rurais, inferiores a 10 km² e bem monitoradas. Normalmente tem sido adotado o critério de dividi-las em diversas sub-bacias relativamente homogêneas. Neste trabalho, ao contrário, procurou-se explorar o potencial do modelo quando aplicado a condições totalmente adversas daquelas até agora estudadas, com o intuito de verificar a viabilidade de futuras aplicações mais refinadas do modelo, adaptando-o às condições brasileiras, caracterizadas pela escassez de informações. A seguir, descreve-se a versão do modelo proposta por Beven et al. (1994) e os resultados de sua aplicação na bacia hidrográfica do rio Belém no Estado do Paraná.

MODELO TOPMODEL

Conceituação e hipóteses

O modelo TOPMODEL ("Topography Based Hydrological Model") é baseado nas seguintes hipóteses básicas: a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes; o

gradiente hidráulico da zona saturada pode ser obtido pela declividade da topografia no local, $\tan \beta$. Estas duas primeiras hipóteses conduzem a relações simples entre armazenamento na bacia (ou déficit de armazenamento) e níveis locais da lâmina de água (ou déficit de armazenamento devido à drenagem). O fator principal nestas relações é o índice topográfico $a/\tan \beta$, que foi primeiramente proposto por Kirkby (1975). Este índice representa a tendência de um ponto da bacia desenvolver condições saturadas. A terceira hipótese corresponde à distribuição da transmissividade com a profundidade como uma função exponencial do déficit de armazenamento ou da profundidade do lençol de água, conforme equação (1).

$$T = T_0 e^{-S/m} \quad (1)$$

onde: T_0 = transmissividade lateral quando o solo está saturado à superfície (m²h⁻¹); T = transmissividade local (m²h⁻¹); S = déficit de armazenamento local (m) ou déficit de drenagem para cada incremento do $\ln(a/\tan \beta)$; m = parâmetro do modelo (m).

Beven (1984) obteve dados que sugeriram que um declínio exponencial na condutividade (vertical) do solo com a profundidade é adequado para descrever mudanças verticais nas propriedades hidráulicas de uma vasta gama de solos. Mostrou, também, (Beven, 1986a) que a função de transmissividade exponencial equivalente pode ser derivada sob a hipótese de isotropia. Em termos da profundidade da lâmina de água a equação (1) pode ser escrita:

$$T = T_0 e^{-z/f}$$

onde: z = profundidade da lâmina de água no local (m); f = parâmetro de escala (m⁻¹).

Os parâmetros f e m são aproximadamente relacionados com

$f = \Delta\theta_i/m$, onde $\Delta\theta_i$ é a variação da taxa de água efetiva por unidade de profundidade na zona aerada, devido à rápida drenagem por gravidade (abaixo da capacidade de campo).

A interpretação física do parâmetro m é que ele atua como controlador da profundidade efetiva do perfil de solo. Isto ocorre interativamente com o parâmetro T_0 , que define a transmissividade do perfil quando saturado à superfície. Um grande valor de m efetivamente aumenta a profundidade ativa do perfil de solo. Um pequeno valor, especialmente se acoplado a um relativamente alto T_0 , gera um solo efetivo raso, mas com um pronunciado decaimento exponencial. Esta combinação tende a produzir uma curva de recessão para o hidrograma modelado bem definida e relativamente rasa.

Sob a segunda hipótese, de um gradiente efetivo da lâmina de água e fluxo paralelo saturado, para o local de declividade superficial $\tan\beta$, em um ponto i em um "hillslope", a taxa de fluxo subsuperficial saturado q_i por unidade de comprimento do contorno (m^2h^{-1}) pode ser descrita pela equação:

$$q_i = T_0 \tan\beta e^{-fz_i} \quad (2)$$

onde T_0 e $\tan\beta$ são valores locais no ponto i .

Sob a primeira hipótese que, em um determinado passo de tempo, o fluxo através do solo é quase uniforme e assumindo uma taxa de recarga r (mh^{-1}) alimentando a lâmina de água saturada, o fluxo subsuperficial por unidade de comprimento do contorno q_i pode também ser dado por:

$$q_i = ra \quad (3)$$

onde a é a área do "hillslope" por unidade de comprimento (m^2m^{-1}) que drena através do ponto i .

Combinando as equações (2) e (3) é possível derivar uma fórmula para um ponto relacionando profundidade da lâmina de água local com o índice topográfico $\ln(a/\tan\beta)$ naquele ponto, o parâmetro f , a transmissividade saturada local e a taxa de recarga efetiva r .

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln \frac{ra}{T_0 \tan\beta} \quad (4)$$

Considerando-se a bacia concentrada, um valor médio \bar{z} pode ser obtido integrando-se a equação (4) sobre toda a área da bacia (A) que contribui para a lâmina de água. Esta área média é expressa em termos de uma soma sobre todos os pontos ou "pixels" dentro da bacia.

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum -\frac{1}{f} \ln \frac{ra}{T_0 \tan\beta} \quad (5)$$

A equação (5) é também válida para os locais onde a água fica acumulada na superfície ($z_i < 0$). Beven (1991) justificou esta hipótese com base que a relação expressa pela equação (2) é exponencial e que, para muitas bacias, o fluxo superficial é relativamente baixo devido à cobertura vegetal. Usando a equação (4) na equação (5), e assumindo que r é espacialmente constante, $\ln r$ pode ser eliminado e encontrada uma relação entre altura da lâmina de água média e local, variáveis topográficas e transmissividade saturada, da forma:

$$\bar{z} = z_i - \frac{1}{f} \left[\gamma - \ln \frac{a}{T_0 \tan\beta} \right] \quad (6)$$

onde $\ln a/T_0 \tan\beta$ é o índice de solo topográfico de Beven (1986a), e

$$\gamma = \frac{1}{A} \sum \ln \frac{a}{T_0 \tan\beta}$$

Pode-se definir um valor médio para a transmissividade pela equação:

$$\ln T_c = \frac{1}{A} \sum \ln T_0$$

A equação (6) pode agora ser rearranjada para resultar na equação (7).

$$f(\bar{z} - z_i) = \left[\ln \frac{a}{\tan \beta} - \lambda \right] - [\ln T_0 - \ln T_c] \quad (7)$$

onde

$$\lambda = \frac{1}{A} \sum \frac{a}{\tan \beta} \quad (8)$$

é a constante topográfica para a bacia.

A equação (7) também pode ser escrita em termos do déficit de armazenamento como:

$$\frac{(\bar{S} - S_i)}{m} = \left[\ln \frac{a}{\tan \beta} - \lambda \right] - [\ln T_0 - \ln T_c] \quad (9)$$

As equações (7), (8) e (9) expressam o desvio entre a profundidade média da lâmina de água (ou déficit) e a profundidade local (ou déficit) em um ponto em termos do desvio do índice topográfico local de sua média, e o desvio do logaritmo da transmissividade local do seu valor integral na área. As relações são escaladas por parâmetros f e m . Dado o

valor de z e S , as equações (7), (8) e (9) podem ser usadas para prever o padrão da profundidade da lâmina de água na bacia, baseada no conhecimento da distribuição do índice solo-topográfico $a/T_0 \tan \beta$ ou assumindo que a transmissividade do solo saturado seja espacialmente constante, o índice topográfico é $a/\tan \beta$. A Equação (7) implica que cada ponto, tendo o mesmo valor do índice topográfico, comporta-se de forma idêntica. A variável $a/T_0 \tan \beta$ é conseqüentemente um índice de similaridade hidrológica (Pessoa e Mine, 1994). A

distribuição espacial do índice topográfico pode ser derivada da análise de um modelo digital do terreno, conforme o proposto por Quinn et al. (1991).

Para calcular a área de contribuição superficial, o índice topográfico da bacia é expresso na forma da função de distribuição conforme Figura 1. A discretização da função de distribuição $a/T_0 \tan \beta$ apresenta vantagens computacionais. Dado que todos os pontos que têm o mesmo valor de $a/T_0 \tan \beta$ comportam-se de maneira hidrológicamente similar, então o cálculo necessário para gerar uma lâmina de água característica do local, espacialmente distribuída, reduz-se a um cálculo para cada classe $a/T_0 \tan \beta$; não são necessários cálculos para cada local individual no espaço. Este método é computacionalmente mais eficiente que o esquema que executa os cálculos para cada um de um grande número de malhas da rede, uma vantagem significativa quando calibração iterativa e procedimentos de sensibilidade dos parâmetros são levados em conta.

De interesse particular é o caso no qual a equação (7) prevê que a lâmina de água está acima da superfície ($z_i < 0$), ou acima de uma específica franja capilar próxima da saturação ($z_i - \Psi_0$). Em tais áreas ocorre o "overland flow" e suas distribuições espaciais constituem as áreas variáveis, fontes de saturação, que geram a resposta superficial modelada. No modelo, uma chuva caindo na área de contribuição saturada é transformada em escoamento, juntamente com a chuva em excesso que é requerida para preencher áreas de cabeceira onde a profundidade da lâmina de água local z , é pequena. A equação (7) pode então ser usada para prever o padrão das áreas de contribuição subsuperficial da chuva, ou fluxo através de diferentes horizontes de solo (Robson et al. 1992), caso estes possam ser definidos por algum valor limite da profundidade do lençol de água.

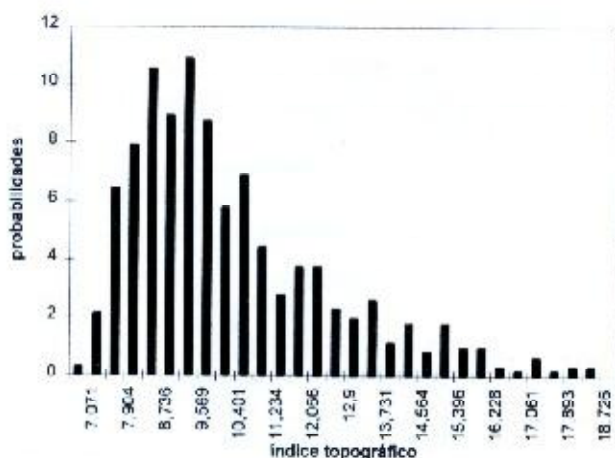


Figura 1. Função de distribuição do índice topográfico. Bacia Urbana.

A organização dos armazenamentos no TOPMODEL

Há vários caminhos para organizar os armazenamentos constituintes do TOPMODEL. Essencialmente uma simples série de armazenamentos é considerada, propagando a água da superfície para a zona saturada. Nota-se que, em uma cadeia de armazenamentos, a forma da saída agregada será mais fortemente controlada pela ação do mínimo armazenamento dinâmico (Kirkby 1975, Beven e Kirkby 1979). Isto aplica-se à combinação de armazenamentos não lineares, tais como os que existem na hidrologia da bacia hidrográfica. Então, é importante representar precisamente a não linearidade da maioria dos armazenamentos de resposta mais lenta, enquanto mais armazenamentos dinâmicos podem ser obtidos por representações lineares mais simples. Kirkby (1975) apresentou um esquema de diferentes tempos de resposta característicos de várias bacias, do qual é aparente que a zona saturada é tipicamente a de resposta mais lenta. O TOPMODEL, consequentemente, adota um armazenamento da zona saturada não linear. Armazenamento, fluxos internos e entradas/saídas são geralmente expressas em termos de metros equivalentes de água por unidade de tempo.

Beven e Kirkby (1979) aplicaram o TOPMODEL à bacia de Crimple Beck no norte

da Inglaterra usando três armazenamentos: interceptação ou depressões, infiltração e zona saturada. O reservatório de interceptação ou depressão é preenchido antes que a infiltração ocorra. A evaporação foi considerada à taxa potencial plena até o reservatório tornar-se vazio. O reservatório de infiltração foi formulado para permitir uma resposta Hortoniana do "overland flow", com uma capacidade de infiltração média calculada como uma função de capacidade de infiltração máxima e armazenamento da zona superior.

Em outras aplicações do TOPMODEL, métodos físicos distribuídos mais explícitos para a infiltração foram adotados (Beven 1984, 1986 a,b; Sivalapan et al., 1987; Wood et al. 1990). Contudo esses métodos introduzem uma grande quantidade de parâmetros o que dificulta muito a calibração, especialmente para o caso de solos espacialmente heterogêneos.

Uma segunda aplicação do TOPMODEL para o Crimple Beck, Beven et al. (1984) verificaram que a primeira estrutura do modelo, propagando toda a água infiltrada imediatamente para a zona saturada, gerou uma sobreestimativa da descarga que eles atribuíram a uma subestimativa das perdas evaporativas. Este problema retratou a inadequação do TOPMODEL em modelar o fluxo não saturado na vertical, entre o reservatório de infiltração e a lâmina de água. A noção de capacidade de campo foi, portanto, introduzida no modelo. Compreende um valor da infiltração que seria excedida antes de ocorrer o fluxo para a zona saturada. A água, então, impedida de entrar na zona saturada, permaneceria disponível para evapotranspiração, reduzindo a sobreestimativa do modelo de escoamentos seguindo períodos secos.

Uma formulação revisada dos armazenamentos do TOPMODEL foi apresentada por Quinn (1991), Beven (1991), e Quinn e Beven (1993) e é mostrada na Figura 2 para o caso de saturação expressa em termos de profundidade da lâmina de água. Há uma coleção de armazenamentos

para cada classe de $a/T_0 \tan \beta$ (Figura 1) tal que uma quantidade própria é tida da variação prevista em profundidade para a lâmina de água, em propagação através da zona não saturada. Aqui, o armazenamento da zona de raízes tem a mesma função como interceptação e evaporação das primeiras versões, apesar de ser necessário adicionar uma interceptação adicional e armazenamento superficial. A noção de zona de água do solo, não ativa, reflete o conceito de capacidade de campo. O fluxo vertical da zona de raízes para a lâmina de água pode ocorrer na zona *drenagem por gravidade* quando a capacidade de campo é satisfeita. A mais simples conversão entre déficit de armazenamento devido à drenagem e altura da lâmina de água assume que a drenagem rápida afeta somente os poros maiores, abaixo da capacidade de campo e que a diferença no armazenamento entre saturação e capacidade de campo não muda com a profundidade. Estes resultados em uma escala linear simples são:

$$\begin{aligned} S_i &= (\theta_s - \theta_h)(z_i - \Psi_0) \\ S_i &= \Delta\theta_i(z_i - \Psi_0) \end{aligned} \quad (10)$$

onde θ_s é a taxa de umidade à saturação; θ_h é a taxa de umidade à capacidade de campo. $\Delta\theta_i$ é uma porosidade drenável efetiva e Ψ_0 é uma profundidade efetiva da franja capilar assumida saturada. Note que se a saturação é expressa somente como um déficit de armazenamento, não é necessário calibrar os parâmetros $\Delta\theta_i$ e Ψ_0 , mas algumas comparações com níveis da lâmina de água observada devem ser feitas separadamente.

Conteúdo de umidade - fluxo na zona não saturada

A estrutura básica de solo esquematizada na Figura 2 pode ser usada para acomodar uma variedade de descrições de processos da zona não saturada como

definido pelo modelador. Beven(1991) encontrou dificuldades em prever padrões espaciais de fluxos na zona não saturada.

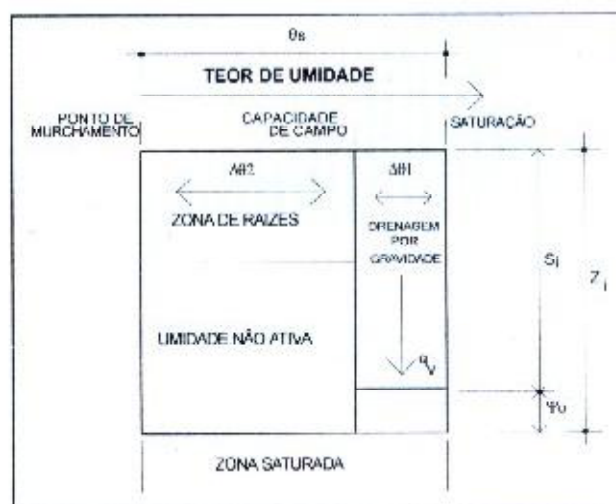


Figura 2. Armazenamentos verticais no TOPMODEL.

É particularmente difícil levar em conta explicitamente os efeitos da heterogeneidade do solo e macroporosidade locais (Beven e Germann, 1982). Nenhuma descrição adequada de fluxo não saturado, em solos estruturados com parâmetros que podem ser identificados a uma escala de previsão prática, está normalmente disponível, e se os valores dos parâmetros forem determinados por calibração, então somente uma parametrização mínima é permitida.

Uma parametrização mínima deve levar em conta mudanças nos fluxos da zona não saturada com armazenamento na zona não saturada e profundidade da lâmina de água (ou déficit de armazenamento), através de uma relação funcional altamente não linear. Duas formulações, que têm sido adotadas em aplicações anteriores do TOPMODEL, assumiram que os fluxos na zona não saturada são essencialmente verticais e foram expressos em termos de fluxo de drenagem da zona não saturada. Estes métodos usaram ou um simples déficit de armazenamento dependente do tempo de resposta ou uma equação de fluxo baseada no tempo de resposta. Ambos calculavam um fluxo de

drenagem vertical q_v , para cada classe topográfica.

Expressa em termos de déficit de armazenamento, Beven e German (1982) sugeriram que uma forma funcional adequada para o fluxo vertical q_v em um ponto i é:

$$q_v = \frac{S_{nc}}{S_i t_d} \quad (11)$$

onde S_{nc} é o armazenamento na zona não saturada (drenagem por gravidade), S_i é o déficit da zona saturada local devido à drenagem por gravidade, e dependente da profundidade da lâmina de água local. O parâmetro t_d é uma constante no tempo. A equação (11) representa armazenamento não linear mas com uma constante no tempo $S_i t_d$ que aumenta com o aumento da profundidade da lâmina de água.

Uma segunda forma foi sugerida por Beven (1986 a,b) baseado no fluxo de base de Darcy da zona não saturada que, para uma função de condutividade exponencial, pode ser expressa como:

$$q_v = \alpha K_0 e^{-z/z_0}$$

onde α é um parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo, K_0 é a condutividade saturada à superfície e z , a profundidade da lâmina de água. Considerando o valor de α próximo da unidade, e assumindo que o fluxo vertical é igual à condutividade hidráulica saturada à lâmina de água, pode-se eliminá-lo como parâmetro.

A evapotranspiração real (E_a) no TOPMODEL é calculada como uma função da evaporação potencial (E_p) e umidade armazenada na zona de raízes para os casos onde E_p não pode ser especificado diretamente. Na descrição feita por Beven (1991), a evaporação ocorre à taxa potencial plena para a água drenando livremente na

zona não saturada e para áreas previstas de saturação superficial. Quando a zona drenada por gravidade é exaurida, a evapotranspiração pode continuar a deplecionar o armazenamento na zona de raízes à taxa E_{ra} , dada por:

$$E_a = E_p \left(1 - \frac{S_{ra}}{S_{r_{max}}} \right)$$

onde as variáveis S_{ra} e $S_{r_{max}}$ são respectivamente déficit de armazenamento na zona de raízes e déficit de armazenamento máximo permissível. Se uma profundidade efetiva da zona de raízes z_{re} pode ser assumida, $S_{r_{max}}$ pode ser calculada a partir da equação (12).

$$z_{re} (\theta_{fi} - \theta_{wp}) = z_{re} (\Delta \theta_2) \quad (12)$$

onde θ_{wp} é a taxa de umidade ao ponto de murchamento. Para a calibração é somente necessário especificar um único valor para o parâmetro $S_{r_{max}}$, mas as outras formas podem ajudar na definição deste valor.

O fluxo de água entrando na lâmina de água localmente em um determinado tempo é q_v . Esta drenagem é também uma componente da recarga total da zona saturada concentrada. Considerando o balanço de água médio na bacia, toda a recarga local deve ser somada. Se Q_v é a recarga total da lâmina de água em um determinado tempo, então:

$$Q_v = \sum_{i=1}^n q_{vi} A_i$$

onde A_i é a área fracional associada com a classe i do índice topográfico como uma fração da área da bacia total.

Taxa de umidade - fluxos na zona saturada

A saída da zona saturada é dada pelo termo de vazão de base Q_b . Pode ser calculada em uma forma distribuída pela soma do fluxo sub-superficial junto a cada dos m trechos de canal de comprimento l . A equação (2) pode ser reescrita:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m l_j (T_0 \tan \beta) e^{-fz_j}$$

Substituindo por z_j usando a equação (6) e rearranjando, pode-se mostrar que:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m l_j a_j e^{-fz_j}$$

sendo que a_j representa a área de contribuição por unidade de comprimento, então:

$$\sum_{j=1}^m l_j a_j = A$$

Conseqüentemente:

$$Q_b = A e^{-fz}$$

onde A é a área total da bacia em (m^2). É conseqüentemente possível calcular o escoamento de base em termos da lâmina de água média da bacia (\bar{z}):

$$Q_b = Q_0 e^{-f\bar{z}} \quad (13)$$

onde:

$$Q_0 = A e^{-f\bar{z}_0}$$

é a descarga quando \bar{z} ou \bar{S} são iguais a zero. Isto é da mesma forma, como o que originalmente aceito por Beven e Kirkby

(1979), se a relação linear entre déficit de armazenamento e profundidade da lâmina de água da equação (10) permanece. A solução da equação (13) para uma recessão pura, na qual as entradas são nulas, mostra que a vazão tem uma inversa ou relação hiperbólica de primeira ordem com o tempo, conforme equação (14).

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{m} \quad (14)$$

Então se a Equação (13) é uma relação apropriada para representar a drenagem subsuperficial de uma dada bacia, um gráfico de $1/Q_b$ contra o tempo deve resultar em uma linha reta (Figura 3) com declividade $1/m$. Então, com algumas recessões, não influenciadas fortemente pela evaporação, é possível determinar o valor de m que necessitará de um mínimo de calibração.

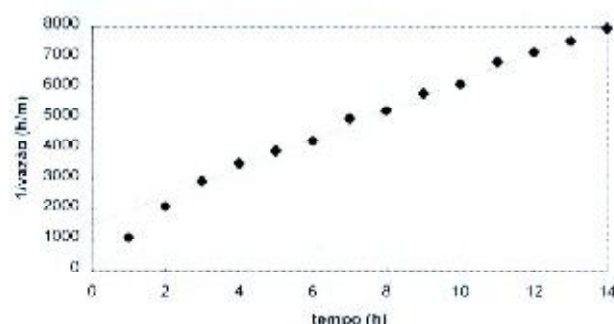


Figura 3. Curva de recessão do Rio Belém (1/Q X T).

O déficit de armazenamento médio na sub-bacia antes de cada passo de tempo é atualizado subtraindo a recarga da zona saturada e adicionando a vazão de base calculada no passo de tempo anterior, então:

$$\bar{z}_t = \bar{z}_{t-1} + \Delta t [\bar{Q}_{b,t-1} - Q_{o,t-1}]$$

A calibração similar pode ser feita para a formulação do déficit de armazenamento médio na bacia. A equação (13) pode ser usada para inicializar a zona saturada do modelo ao início de uma rodada. Se uma

descarga inicial é conhecida e assumida como o resultado da drenagem da zona saturada, a equação (13) pode ser invertida para dar um valor para $\bar{z}_{t=0}$.

Propagação em canal e estrutura em sub-bacias

Para muitas bacias, especialmente as maiores, pode ser impróprio assumir que todo escoamento alcance a exutória da bacia em um único passo de tempo. Em tais casos, há necessidade de propagação de vazão de saída (Beven et al. 1979). Para este fim, Beven e Kirkby (1979) propuseram que uma função resposta do "overland flow" e uma função de propagação em canal podem ser empregadas na estrutura do TOPMODEL. O "overland flow" pode ser propagado pelo uso de uma relação distância - resposta (Beven e Kirkby, 1979). O tempo de um determinado ponto até a exutória da bacia é dado por:

$$t = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v \tan \beta_i} \quad (15)$$

onde: x_i é o comprimento e $\tan \beta_i$ a declividade do $i^{ésimo}$ segmento de um caminho de fluxo compreendendo N segmentos. O parâmetro de velocidade v (mh^{-1}) é aceito como constante. Dado v , a equação (15) permite derivar um único histograma do tempo de resposta para uma bacia hidrográfica e uma área de contribuição do escoamento. Isto é de fato, uma variação do método de propagação tempo área (Clark 1945), mas desenvolvida de tal forma a relacionar dinamicamente o tempo de resposta do escoamento ao tamanho da área de contribuição.

Os efeitos da propagação em canal foram considerados por Beven e Kirkby (1979) usando um método baseado na velocidade da onda de cheia média para a rede de canais, esta sendo relacionada não linearmente com a razão de saída total. O método foi uma aproximação explícita da propagação em

canal por onda cinemática e não é recomendado quando o fluxo não for estável. Muitas aplicações têm sido baseadas no algoritmo de propagação de velocidade de onda constante, equivalente a uma função da extensão do canal baseada em algoritmos usados por Surkan (1969), Kirkby (1976) e Beven (1979), Beven e Wood, (1993), que apresentam a vantagem de introduzir somente um único parâmetro para a velocidade da onda.

Quanto à derivação do índice topográfico ver Quinn et al (1994) e Beven et al (1994). Os índices topográfico $\ln(a/\tan \beta)$ e solo-topográfico $\ln(a/T_0 \tan \beta)$, aceitas as hipóteses simplificadoras do TOPMODEL, são índices de semelhança hidrológica em um ponto dentro da bacia (Pessoa e Mine, 1994).

A ÁREA DE ESTUDO

O clima da região é subtropical, úmido, mesotérmico com geadas severas e sem estação seca. As maiores precipitações ocorrem no verão devidas a sistemas frontais e de mesoescala. A precipitação média anual é 1400 mm e as evapotranspirações potenciais e reais são em média respectivamente iguais a 1000 mm e 900 mm. As altitudes variam de 1010 m na cabeceira até 878,4m na exutória.

O rio Belém nasce no cemitério do Jardim da Paz, em Cachoeira, no município de Almirante Tamandaré, próximo a Curitiba. A secção transversal na nascente, corresponde a um bueiro de 1m de diâmetro, indicando, no dia da visita ao local, uma leitura de aproximadamente 20 cm. Próximo à nascente, a bacia tem características rurais, notando-se um aumento gradativo da impermeabilização, em torno de 20% no bairro da Barreirinha e 30% no bairro do Abranches. A jusante do Parque São Lourenço a bacia já pode ser considerada totalmente impermeável. O rio é canalizado a partir da rua Nelson Luís Pinto escoando em canal retangular a céu aberto até as proximidades do Centro Cívico. A partir

deste bairro, atravessa a região central de Curitiba, escoando em galerias subterrâneas, tornando a seguir seu leito natural a partir da rua Sete de Setembro, próximo à Estação Rodoferroviária. Para o estudo foi selecionada a seção transversal na estação de Prado Velho, localizada dentro do campus da Pontifícia Universidade Católica do Paraná - PUC.

A bacia hidrográfica do rio Belém nessa estação drena uma área de 42 km² (Figura 4). Como mencionado anteriormente, apenas os 3,53 km² nas cabeceiras correspondem à bacia rural, sendo o restante totalmente urbanizado, o que caracteriza uma bacia com resposta bastante rápida; razão pela qual escolheu-se a estação de Prado Velho por possuir linígrafo e pluviógrafo.

Parte do escoamento superficial fica retido em pequenas depressões do terreno, ou é interceptada pela vegetação. A estimativa deste volume é subjetiva, sendo praticamente impossível a sua determinação através de ensaios ou testes. Como um critério, pode ser avaliado no entorno de 7,5 mm de altura de precipitação para áreas permeáveis e 2,5 mm para áreas impermeáveis.

A capacidade de infiltração é função do tipo de solo e de sua umidade, quantidade de matéria orgânica, tipo de vegetação, declividade, e uma série de outros fatores. Não existem, para a região em estudo, ensaios de infiltração que permitam definir corretamente a capacidade de infiltração. Sabe-se, entretanto, que a maior parte não impermeabilizada da bacia situa-se em terreno de permeabilidade moderada. Como não foi possível confirmar com medições de campo as condições reais da região (devido à falta de equipamentos adequados), recomenda-se a adoção dos seguintes valores para a intensidade de infiltração:

- primeira meia hora de precipitação - 25 mm h⁻¹;
- da segunda meia hora até o final - 15 mm h⁻¹.

Segundo Krüger(1988) a constante de depleção α para o rio Belém é difícil de ser

estimada tendo em vista o despejo permanente de esgotos, ficando os trechos em recessão sujeitos a flutuações artificiais dos níveis de água.

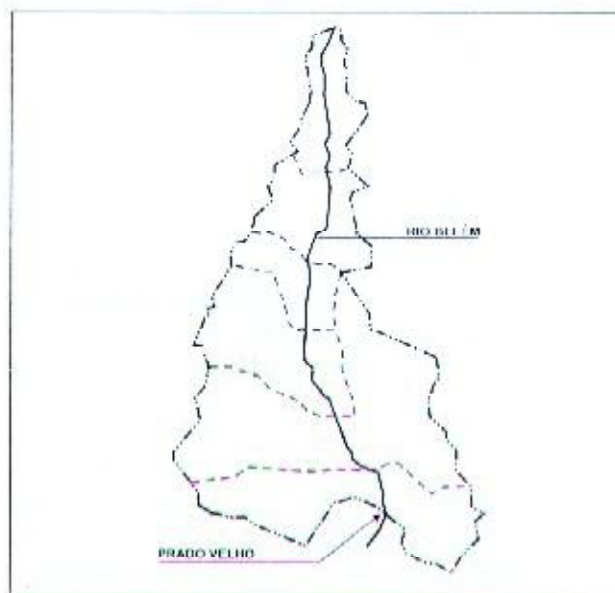


Figura 4. Bacia de drenagem do rio Belém em Prado Velho.

APLICAÇÃO

Dados hidrológicos e meteorológicos disponíveis

O modelo foi testado em oito enchentes ocorridas no ano de 1986. A principal razão de se utilizarem enchentes isoladas e períodos curtos de tempo foi o fato de não existirem dados de linigramas e nem pluviogramas interpretados. No entanto, ao contrário do que acontece com modelos conceituais chuva-vazão, nos modelos com uma base física (caso do TOPMODEL) "é possível garantir uma estimativa adequada de parâmetros, mesmo para períodos curtos" (Iorgulescu et al, 1994).

Houve a necessidade de se proceder a uma consistência das vazões observadas, que foi feita de forma um tanto grosseira. A enchente com dados mais confiáveis foi denominada de ENCHENTE 1 (Figura 5) e

corresponde a 13 de agosto de 1986, servindo, portanto, de base de calibração.

O passo de tempo de 1 hora, selecionado para as simulações, é considerado ideal sob a hipótese de fluxo subsuperficial uniforme e a necessidade de simular, precisamente, as características dos hidrogramas, bem como a dinâmica das áreas de contribuição (Iorgulescu et al. 1994).

Quanto às evapotranspirações potenciais, dispunham-se de informações mensais calculadas por Penman. Para obter as evapotranspirações horárias, dividiu-se a mensal pelo número de dias do mês e a seguir por onze horas, com a finalidade de concentrá-las nas horas do dia de maior insolação, ou seja, das 7.00h às 17.00h. As simulações foram feitas com base em dados de chuva e evapotranspirações potenciais.

Estimativa preliminar dos parâmetros

O modelo é tido como uma ferramenta útil para bacias desprovidas de dados fluviométricos até 500 km² (Beven et al. 1984), em climas úmidos temperados. Logo, para sua calibração, seria ideal dispor-se de um programa bem definido de medidas de campo. Para compensar esta deficiência, procurou-se estimar os parâmetros do modelo, preliminarmente, com base em considerações que traduzissem a sua representatividade física o mais próximo possível da realidade, exigindo assim um mínimo de calibração.

A versão do TOPMODEL descrita anteriormente é parametrizada pela distribuição do índice topográfico e por seis parâmetros:

- a. m - parâmetro de armazenamento exponencial (m)
- b. T_0 - transmissividade saturada (m²h⁻¹);
- c. t_d - tempo de resposta da zona não saturada por unidade do déficit de armazenamento (hm⁻¹);
- d. v - velocidade de propagação em canal (m/h);

e. v - velocidade de propagação das sub-bacias internas (mh⁻¹)

f. $S_{r_{\text{max}}}$ - capacidade de água disponível na zona de raízes (m).

Índice topográfico - A área em estudo foi subdividida em duas sub-bacias a saber: Bacia do rio Belém Rural (3,53 km²) e Bacia do rio Belém Urbana (38,47 km²).

O programa GRIDATB foi usado para obter as distribuições do $\ln(a/\tan \beta)$ para as duas sub-bacias. O modelo usa uma rede com malhas quadradas onde são determinadas as elevações. O algoritmo desenvolvido por Quinn et al (1991), usa fluxo de direção múltipla.

Para a determinação da matriz de elevações, quadriculou-se o mapa da bacia na escala 1:10000 com curvas de nível de 5m em 5m, interpolando-se a leitura do centro de cada quadricula manualmente.

Apesar da recomendação dada por Beven et al (1994) que a resolução máxima permitida para a obtenção das elevações é de 50m, devido à ausência de mapas em escala conveniente e de dados digitalizados de altimetria, usou-se uma rede cujas malhas têm dimensão de 250m x 250m. No entanto, deve-se ter em mente que a distribuição derivada do índice topográfico é dependente da resolução dos dados de elevações usados. A influência pode ser significativa para distribuições de áreas com declividades acentuadas (cabeceiras) e canais de rios que são menores que o tamanho da malha. Diferentes distribuições podem resultar em valores efetivos diferentes dos parâmetros para uma dada bacia. O efeito de várias hipóteses são discutidas em Bruneau et al. (1994) e Quinn et al (1994). A Figura 1 apresenta as função de distribuição do índice topográfico para a Bacia Urbana.

Parâmetro de armazenamento exponencial (m) - É o parâmetro mais importante do modelo no controle da resposta hidrológica. Foi obtido conforme descrito anteriormente e apresentado na equação (14).

Uma das curvas de recessão ($1/Q$ versus t) para o rio Belém em Prado Velho, usada na obtenção do parâmetro m , encontra-se na Figura 3. Os grandes inconvenientes foram a utilização de apenas duas recessões, tendo em vista a escassez de dados de linígrafos interpretados associada à vazão de despejo permanente do esgoto. Os valores encontrados foram 0,0023m e 0,0018m. Utilizou-se um valor intermediário 0,0020m para ambas as bacias.

Transmissividade lateral do solo saturado à superfície (T_0)

A equação (2) justifica-se fisicamente com base nas seguintes hipóteses: o gradiente hidráulico local é igual à declividade topográfica, exponencialmente decrescente com a condutividade hidráulica do solo saturado à superfície (K_{0s}), e constante com a porosidade efetiva ($\Delta\theta_1$). De acordo com estas hipóteses os parâmetros do modelo, m e T_0 , podem ser expressos por:

$$m = \Delta\theta_1 / f$$

$$T_0 = K_{0s} / f$$

Para a porosidade de solos superficiais com drenagem rápida, adotou-se o valor $\Delta\theta = 1\%$, correspondente à porosidade mínima efetiva (Fill e Mine, 1989), e para a condutividade hidráulica lateral do solo saturado à superfície K_{0s} , valores variando de 450mh^{-1} a 1223mh^{-1} . Estes valores correspondem a transmissividades variando de $90\text{m}^2/\text{h}$ a $245\text{m}^2/\text{h}$, o que corresponde ao $\ln T_0$ variando de 4,5 a 5,5, ou seja, $\pm 10\%$ do valor utilizado por Beven et al (1994). Estes valores de K_{0s} são provavelmente diversas vezes maiores do que os valores médios reais. Contudo, o procedimento de estimativa é bastante sensível com relação ao valor do índice topográfico local e à hipótese de uma transmissividade constante.

Tempo de resposta da zona não saturada por unidade do déficit de armazenamento (t_d)

Pela própria estrutura do modelo pode-se constatar que o armazenamento não saturado não é ativo quando t_d é baixo e toda a água percola durante o mesmo passo de tempo para o armazenamento saturado. Por outro lado, a percolação torna-se negligenciável quando t_d é alto. Para o caso de uma bacia impermeável, adotaram-se valores grandes de t_d na faixa de 10hm^{-1} - 50hm^{-1} (Iorgulescu et al, 1994), uma vez que a drenagem vertical para o reservatório saturado, conforme equação (11), é praticamente nula.

Velocidade de propagação em canal (v)

A velocidade da onda cinemática foi calculada para a seção de Prado Velho através da equação:

$$v = \frac{dQ}{dA} = \frac{1}{B} \frac{dQ}{dh}$$

onde: v = velocidade da onda cinemática (ms^{-1}); Q = vazão (m^3s^{-1}); B = largura da seção transversal (m); h = profundidade do escoamento (m);

A Tabela 1 apresenta os dados necessários para o cálculo da celeridade da onda. Escolheram-se cotas variando desde 1,00m até 4,36m.

Para o trecho da bacia rural, tendo-se em vista a inexistência de qualquer tipo de observação, calculou-se a velocidade de propagação (Kaviski, 1994), com base em dados aproximados, obtidos quando da visita ao local e de acordo com a equação (16). Os resultados estão sumariados na Tabela 2.

$$c = \sqrt{\frac{gA}{B}} \quad (16)$$

onde: c = celeridade da onda; g = aceleração da gravidade; A = área da seção transversal; B = largura da seção transversal.

Tabela 1. Velocidade de propagação da onda de cheia - Prado Velho.

h(m)	A(m ²)	B(m)	Q(m)	ΔQ(m)	ΔA(m ²)	v(ms ⁻¹)
4,36	76,42	30,09	72,64			
				25,71	31,75	0,81
3,16	44,67	24,34	46,93			
				4,60	4,60	0,67
2,94	37,70	18,83	42,33			
				14,96	12,29	1,21
2,21	25,48	16,00	27,37			
				21,77	18,28	1,19
1,00	7,20	-	5,60			

Tabela 2. Velocidade de propagação da onda de cheia - Bacia Rural.

SEÇÃO	A (m ²)	B (m)	v (ms ⁻¹)
Bueiro ($\phi = 1\text{ m}$ $h = 0,2\text{ m}$)	0,11	0,80	1,16
Tubo ($\phi = 0,6\text{ m}$ $h = 0,2\text{ m}$)	0,08	0,57	1,17
1,0 m 0,2 m	0,14	1,00	1,17

Adotou-se, portanto, para a velocidade da onda cinemática um valor médio de $1,10\text{ ms}^{-1}$ ou 3960 mh^{-1} , para todos os canais. Além da velocidade de propagação cinemática são necessários, para a propagação da onda em canal, os dados apresentados na Tabela 3, onde NCH é o número de incrementos de distância, e para cada incremento de distância J são necessários a área acumulada na sub-bacia (ACH(I), I=0,1) e a distância da sub-bacia à exutória da bacia em metros, D(J).

Capacidade de água disponível na zona de raízes ($S_{r_{\text{máx}}}$) - Este parâmetro foi calibrado, tendo-se usado valores variando desde 0,010m a 0,100m.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O melhor conjunto de parâmetros para as duas bacias, rural e urbana, são apresentados na Tabela 4.

O parâmetro de inicialização, correspondente ao déficit inicial da zona de raízes, foi feito igual a 0,0005m para todas as enchentes. Para a vazão inicial Q_0 , adotou-se o valor da primeira vazão de cada uma das enchentes. Para a sub-bacia rural, devido à ausência de informações fluviométricas, foi aceito Q_0 proporcional à área de drenagem.

Tabela 3. Dados necessários para propagação em canal.

I	BACIA RURAL			BACIA URBANA		
	ACH(I)	D(I) (m)	A _{acum} (km ²)	ACH(I)	D(I) (m)	A _{acum} (km ²)
1	0	9131	0,00			
2	0,52	10603	1,84			
3	1,00	12530	3,53			
1				0,00	0000	0,00
2				0,22	1195	7,92
3				0,62	2779	22,44
4				0,80	5090	29,09
5				0,88	6641	32,03
6				1,00	8937	36,47

Tabela 4. Parâmetros do modelo.

parâmetro	símbolo	valor	unidade
armaz. expon.	m	0,002	m
ln transmissiv.	$\ln T_0$	4,900	$\ln(\text{m}^2\text{h}^{-1})$
tempo resposta	t_d	50,000	hm ⁻¹
veloc. prop. pr.	v	3960,000	ms ⁻¹
veloc. prop. se.	v	3960,000	ms ⁻¹
cap. zona raízes	$S_{r_{\text{máx}}}$	0,050	m

A versão TOPT9403 do modelo permite calcular três funções objetivo:

- soma dos erros quadráticos, F1;
- soma dos erros absolutos, F2;
- medida da eficiência do modelo, E.

A medida da eficiência do modelo, dada pelo coeficiente de Nash e Sutcliffe, é calculada pela equação.

$$E = 1 - \frac{\hat{\sigma}_e}{\hat{\sigma}_o}$$

onde: $\hat{\sigma}_e^2$ = variância dos resíduos; $\hat{\sigma}_o^2$ = variância das vazões observadas.

Quanto melhor o ajuste mais próximo de 1 é o valor de E . Valores negativos indicam que seria preferível adotar todas as vazões sempre iguais ao seu valor médio, do que usar o modelo. Iorgulescu et al. (1994) consideram alta eficiência valores de $E > 0,7$. As duas outras funções objetivo $F1$ e $F2$ decrescem quando o ajuste melhora.

Dos oito eventos testados, apenas os três primeiros apresentaram um alto coeficiente de eficiência ($E > 0,81$) com picos coincidentes, havendo uma superestimativa para as enchentes 1 e 2 de 17,87% e 8,25% respectivamente (Figura 4). Para a enchente 3 o pico ficou subestimado em 18,84%. Todas essas enchentes ultrapassam 25 m³/s na vazão de pico.

A eficiência do modelo para as demais enchentes apresentou-se muito mais baixa. As enchentes 6 e 8 com coeficientes de Nash e Sutcliffe iguais a 0,45 e 0,46 respectivamente, apresentaram picos coincidentes no tempo. Os piores resultados foram para as enchentes 4, 5 e 7, que além da baixa eficiência do modelo, apresentaram picos bem menores (33,50%, 37,06% e 43,98% respectivamente) e atrasados em relação aos observados (Figura 4). Observou-se que os piores resultados foram para as enchentes menores, com picos variando de 4m³s⁻¹ a 17m³s⁻¹. A Tabela 6 mostra que houve uma predominância do fluxo sub-superficial sobre o "overland flow" gerado pelas áreas de contribuição e os volumes simulados superestimam os observados em todas as enchentes analisadas.

Tabela 6. Análise dos volumes observados e simulados.

evento	vol _{obs} (m ³)	vol _{sim} (m ³)	sim/obs	E	% vol total sim.	
					overl flow	escoa sub
1	305820	413136	1,35	82	54	46
2	611604	722520	1,18	84	77	23
3	278568	310536	1,11	81	44	56
4	49392	52020	1,05	33	14	86*
5	144576	207576	1,43	25	27	73*
6	328572	523844	1,59	45	75	25
7	133056	204084	1,54	34	27	73*
8	119196	198288	1,67	48	32	68

Em termos médios a eficiência do modelo foi de 54%. Note-se que Beven et al. (1984) aplicaram o modelo à bacia de Hodge Beck (U.K.) em um período de 12 meses. Obtiveram uma grande variabilidade da eficiência mensal do modelo, com uma gama de variação de -32,8% a 91,3%. Para a eficiência, considerando-se o período total, obtiveram o valor de 58,2%.

Apesar do exposto acima não se pode dizer que o ajuste, em termos globais, seja satisfatório para a bacia do rio Belém, tendo em vista uma série de fatores envolvidos:

1. baixa resolução dos dados de elevações usados para a derivação da distribuição do índice topográfico;
2. grande área de drenagem e impermeabilização;
3. subdivisão em apenas duas sub-bacias, sendo uma com características rurais, mas com área de drenagem muito pequena em relação à área drenada total, inteiramente urbanizada;
4. modelo calibrado com base em apenas um evento (mais confiável) e testado para episódios independentes;
5. constatação da baixa correlação entre chuva e vazão de alguns episódios analisados, tendo em vista o pluviôgrafo ter sido instalado junto ao linígrafo, portanto, na exutória da bacia;
6. disponibilidade da evapotranspiração potencial só na escala mensal;
7. total ausência de medidas de campo;
8. dificuldades na estimativa do parâmetro m devido à escassez de dados e ao despejo do esgoto;
9. outras discrepâncias, associadas diretamente à concepção do modelo, tais como a equação (7) que pode não se manter verdadeira sobre uma vasta gama de níveis de armazenamento, quando o parâmetro m se mantém constante.

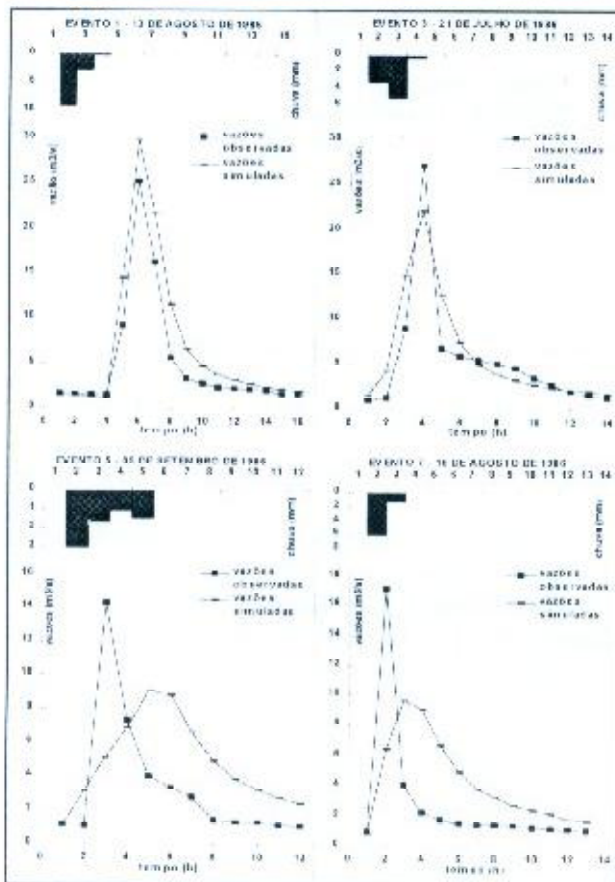


Figura 5. Hidrogramas observados e simulados.

CONCLUSÕES

O modelo TOPMODEL, na versão apresentada por Beven et al. 1994, foi testado na bacia hidrográfica do rio Belém, com o objetivo de explorar o seu potencial quando aplicado a situações onde não se dispõem de informações suficientes, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos. Uma particularidade foi a aplicação do modelo a uma bacia relativamente grande e quase totalmente urbanizada, sem a divisão em sub-bacias menores. Apesar da eficiência média do ajuste do modelo ter ficado bem abaixo do recomendado na literatura (70%), para as maiores enchentes atingiram-se eficiências superiores a 80%, o que coloca o modelo como uma direção promissora na modelagem do escoamento, merecendo consideração especial em projetos futuros, levando-se em

conta as melhorias que o Estado do Paraná vem realizando em informações hidrológicas, meteorológicas e sensoriamento remoto.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o professor Heinz Dieter Fill pelo apoio quando da visita de inspeção à bacia do rio Belém e ao arquiteto João Mine pela execução das ilustrações e formatação final do artigo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEVEN, K. J. et al. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U. K. catchments. *J. of Hydrology*, v. 69, n. 1/4, p. 119-143, Feb. 1984.
- BEVEN, K. J. et al. *TOPMODEL and GRIDATB: a users guide to the distribution versions (94.01)*. Lancaster: Lancaster University, 1994. paginação irregular.
- FILL, H. D. O. A., MINE, M. R. M. *Hidrologia: notas de aula*, capítulos 5 e 11. Curitiba: UFPR-CEHPAR, 1989. paginação irregular.
- IORGULESCU, I., JORDAN, J. P. Validation of TOPMODEL on a small swiss catchment. *J. of Hydrology*, v. 159, n. 1/4, p. 255-273, July 1994.
- KAVISKI, E. *Comunicação verbal*. 1994.
- KRÜGER, C. M. *Projeto HG-57. Estudos hidrológicos do Alto Iguaçu: relatório final*, primeira fase. Curitiba: CEHPAR, 1988. 101 p.
- PESSOA, M. L., MINE, M. R. Efeitos da variabilidade espacial e escala com implicações na modelagem hidrológica distribuída. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDRAULICA (16. : 1994 : Santiago : SCIH, v. 3, p. 181-191, 1994.
- SIVALAPAN, M., BEVEN, K. J., WOOD, E. F. On hydrological similarity: 2. A scaled model of form runoff production. *Water Resources Research*, v. 23, n. 12, p. 2266-2278, Dec. 1987.
- WOOD, E. F., SIVALAPAN, M., BEVEN, K. J. Similarity and scale in the catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, v. 28, n. 1, p. 1-18, Feb. 1990.

BIBLIOGRAFIA

- BEVEN, K. J. On the generalized kinematic routing method. *Water Resources Research*, v. 15, p. 1238-1242, 1979.
- BEVEN, K. J., KIRKBY, M. J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K. J., GILMAN, K., NEWSON, M. Flow and flow routing in upland channel networks. *Bull. Hydrol. Sci.* v. 24, p. 303-325, 1979.
- BEVEN, K. J., GERMAN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.
- BEVEN, K. J. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrol. Sci. J.*, n. 29, p. 425-434, 1984.
- BEVEN, K. J. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: ABRAHAMS, A. D. (ed). Hillslope processes. Boston: Allen and Unwin, 1986a. p. 187-202.
- BEVEN, K. J. Runoff production and flood frequency in catchments of order : an alternative approach. In: GUPTA, V. K., RODRIGUEZ-ITURBE, I., WOOD, E. F. (ed.) *Scale problems in hydrology*. Dordrecht : D. Reidel, 1986b. p. 107-131.
- BEVEN, K. J. Spatially distributed modelling : conceptual approach to runoff prediction. In: BOWLES, D. S., O'CONNELL, P. E. (ed.) *Recent advances in the modelling of hydrologic systems*. Dordrecht : Kluwer Academic Publ., 1991. p. 373-387.
- BEVEN, K. J., WOOD, E. F. Flow routing and the hydrological response of channel networks. In: BEVEN, K. J., WOOD, E. F. (ed.) *Channel network hydrology*. Chichester : J. Wiley, 1993, cap. 5.
- BRUNEAU, P. et al. The sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrological Processes* 1994. In press.
- CLARK, C. O. Storage and unit hydrograph. *Trans. American Society of Civil Engineers*, v. 110, p. 1416-1446, 1945.
- HEWLETT, J. D., HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a sloping mass during drainage. *J. Geophys. Res.*, n. 4, 1081-1087, 1963.
- KIRKBY, M. J., CHORLEY, R. J. Throughflow overland flow and erosion. *Hydrol. Sci. Bull.*, n. 3, p. 25-33, 1970.
- KIRKBY, M. J. Hydrograph modelling strategies. In: PEEL, R., CHISHOLM, M., HAGGETT, P. (Eds.) *Process in physical and human geography*. Heinemann, 1975. p. 60-90.
- KIRKBY, M. J. Tests of the random network model and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes*, n. 1, p. 197-212, 1976.
- QUINN, P. F. *The role of digital terrain analysis in hydrological modelling*. Lancaster : Lancaster University, 1991.
- QUINN, P. F. et al. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, n. 5, p. 59-79, 1991.
- QUINN, P. F., BEVEN, K. J. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, mid-wales. *Hydrological Processes*, n. 7, p. 425-448, 1993.
- QUINN, P. F., BEVEN, K. J., LAMB, R. The $\ln(a/\tan \beta)$ index : how to calculate it and how to use it in the TOPMODEL framework. Submitted to *Hydrological Processes*, 1994.
- ROBSON, A., BEVEN, K. J., NEAL, C. Towards identifying sources of subsurface flow : a comparison of components identified by physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes*, n. 6, p. 199-214, 1992.
- SURKAN, A. J. Synthetic hydrographs : effects of network geometry. *Water Resources Research*, v. 5, n. 1, p. 112-128, 1969.
- WOOD, E. F., SIVALAPAN, M., BEVEN, K. J. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 1-18, 1990.

Use of TOPMODEL Under Brazilian Conditions: Preliminary Results

ABSTRACT

TOPMODEL is an alternative both to many-parameter hydrological models descriptive of physical reality, and to conceptual models whose parameters do not always have physical significance. Its point of departure is the concept of contributing area, thus incorporating recent ideas on flood generation. TOPMODEL simulates subsurface

and baseflows globally using an exponential function of mean saturation deficit. Time-variant behaviour of contributing areas is modelled using the Kirkby index. Flow generated from saturated surfaces therefore depends on topography and, available data permitting, spatial variability of transmissivity. A semi-discretized version of the model is used, topographic indices being represented by a statistical distribution. Mean saturation deficit is obtained by water balance, a function of the non-saturated zone and subsurface flow. TOPMODEL was used to model the catchment of Rio Belém at Prado Velho, draining 42 km² in the State of Paraná.