

Modelagem Hidrológica de uma Microbacia Florestada da Serra do Mar, SP

Maurício Ranzini

Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL), USP
ranzini@ig.com.br

Antônio Marozzi Righetto

Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Centro de Tecnologia
righetto@ct.ufrn.br

Manuel E. G. Guandique, Jorge M. Moraes

Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), USP, Laboratório de Ecologia Isotópica
megamero@cena.usp.br – jmmoraes@cena.usp.br

Francisco C. S. Arcova, Valdir de Cicco

Instituto Florestal - fcarcova@ig.com.br - vcicco@ig.com.br

Recebido: 31/03/04 revisado: 26/10/04 aceito: 20/12/04

RESUMO

Utilizou-se o modelo hidrológico TOPMODEL, baseado em aspectos físicos e topográficos, em uma das três microbacias do Laboratório de Hidrologia Florestal Eng. Agr. Walter Emmerich, do Instituto Florestal/SP. O modelo usa um índice topográfico que indica as áreas de contribuição para o declínio da microbacia e permite simular a vazão e analisar o comportamento hidrológico da microbacia. A primeira parte do trabalho buscou determinar os valores iniciais dos parâmetros de calibração, testar a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico da bacia D. Os resultados indicam uma eficiência maior para as simulações de eventos isolados do que para as de períodos longos. A simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso mostrou uma diminuição do tempo de pico e um aumento significativo do volume de vazão simulado: de 17 % a 44 %, em comparação a bacia D coberta com floresta. Mostram, também, que de 7 % a 93 % do declínio é gerado a partir das áreas variáveis de aflúncia (A.V.A.).

Palavras Chaves: modelagem, hidrologia florestal, microbacia, mata atlântica, simulação, corte raso.

INTRODUÇÃO

A água, apesar de ser tida como um recurso renovável e inesgotável, não o é na realidade, pois somente uma parcela está prontamente disponível para consumo, uma vez que sua distribuição espacial e temporal ocasiona escassez ou excesso, conforme a situação. Aliado a isto, as transformações globais que vêm ocorrendo, tais como, crescimento desordenado de cidades, degradação de áreas naturais, contaminação por poluentes, etc., estão trazendo sérios problemas aos recursos hídricos.

As microbacias constituem ecossistemas adequados para avaliação dos impactos causados pela atividade antrópica, que pode ocasionar sérios riscos ao seu equilíbrio. A necessidade de estudos sistemáticos em microbacias, com o intuito de se conhecer as relações e funções internas que mantêm estes ecossistemas, está ligada à busca

de informações que possibilitem o estabelecimento de um planejamento adequado de uso do solo (Bormann e Likens, 1967; Sopper, 1974; Brown, 1976; Likens et al., 1977; Whitehead e Robinson, 1993).

Os modelos hidrológicos podem ser úteis no manejo de bacias hidrográficas, tanto para seu planejamento quanto para avaliar o impacto de mudanças no uso da terra. Para isso o modelo necessita descrever os processos dominantes adequadamente, e ser aplicável numa bacia onde os solos e a vegetação variem espacialmente, de tal forma, que as predições possam auxiliar na tomada de decisão de qual uso do solo é o mais interessante para uma determinada situação (Bruijnzeel, 1997; O'Loughlin et al., 1990).

Este trabalho teve como objetivos verificar a validade das premissas do TOPMODEL, assim como modelar

uma bacia florestada da Serra do Mar para se avaliar os processos hidrológicos e a influência do corte raso.

MATERIAIS E MÉTODOS

Descrição da área

O experimento foi conduzido na bacia D (56 ha) do Laboratório de Hidrologia Florestal Engenheiro Agrônomo Walter Emmerich (Arcova, 1996) — administrado pelo Instituto Florestal, órgão da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, localizado no Parque Estadual da Serra do Mar, próximo à cidade de Cunha, SP (Figura 1), entre as coordenadas geográficas 23°13'28" e 23°16'10" de latitude sul; 45°02'53" e 45°05'15" de longitude oeste (Furian e Pfeifer, 1986).

Segundo a classificação de Köppen, o clima é do tipo Cfb, ou seja, temperado úmido. O período úmido estende-se de outubro a março (estação chuvosa) e o período seco, ou pouco úmido, compreende os meses de abril a setembro. A temperatura média anual do ar é de 16,5 °C (período de 10 anos), média de 10 °C no inverno e de 22 °C no verão. A umidade relativa média mensal do ar está entre 80 % a 85 % para a estação chuvosa, e inferior a 80 % para o restante do ano, com ocorrência frequente de nevoeiros densos nos períodos crepuscular e noturno (Arcova, 1996).

A precipitação foi medida continuamente através de quatro pluviômetros do tipo caçamba, dispostos em três clareiras ao longo do canal principal e o quarto, no ponto de maior altitude da microbacia (Figura 2). O cálculo da precipitação na bacia D foi estimado pela média aritmética destes quatro pluviômetros (Shimomichi et al., 1987).

O deflúvio foi medido na saída da bacia D (Figura 2), onde se encontra uma estação fluviométrica composta de um tanque de sedimentação e um canal trapezoidal aberto, regulador do fluxo d'água. A cota é medida continuamente num linígrafo do tipo flutuador, e convertida em vazão usando-se uma curva chave, determinada empiricamente (Cicco et al., 1987).

O levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da bacia D, conduzido por Carvalho et al. (1990), mostrou uma predominância de uma mesma classe de solo, isto é, sete tipos e duas associações de Latossolo Vermelho-Amarelo.

Os processos hidrológicos na bacia D são descritos por Fujieda et al. (1997); Cicco e Fujieda (1992) e Cicco et al. (1986/88). Cerca de 18 % da precipitação média anual de 2200 mm (1983-98) é interceptada pela floresta e retorna diretamente à atmosfera. A maior parte (82 %) alcança o solo, infiltrado-se e alimentando os escoamentos subsuperficial e de base, sendo que 12 % volta à atmosfera via transpiração. O escoamento superficial é raro, alcançando somente 0,6 % da precipitação anual. O escoamento

direto é composto por 5 % proveniente da área variável de aflência adjacente ao curso d'água e por 6 % do escoamento subsuperficial, perfazendo 11 % da precipitação anual. Cerca de 59 % da precipitação anual é armazenada no solo e flui via escoamento de base ao longo do ano. Portanto, o deflúvio é composto dos escoamentos direto e de base, alcançando 70 % da precipitação anual.

Conceituação e fundamentação do TOPMODEL

O TOPMODEL é um modelo conceitual que permite reproduzir o comportamento hidrológico de uma bacia de modo semi-distribuído, expresso pela dinâmica dos escoamentos superficial e subsuperficial. Os fatores preponderantes na geração do deflúvio são a ênfase dada a topografia da bacia e a relação exponencial negativa entre a transmissividade do solo e a distância vertical a partir do nível do solo (Righetto, 1998; Franchini et al., 1996; Beven et al., 1984).

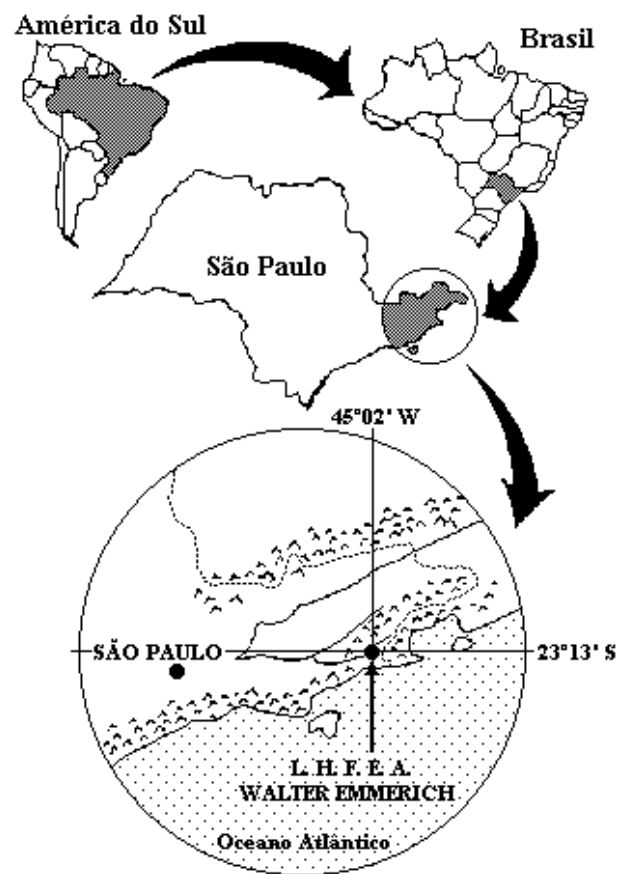


Figura 1 - Localização do laboratório de hidrologia florestal Eng.Agr. Walter Emmerich, onde se encontra a bacia D.

A análise conduzida a seguir baseia-se em Hornberger et al. (1999); Righetto (1998); Franchini et al. (1996);

Iorgulescu e Jordan (1994), e concentra-se, principalmente, na descrição do balanço hídrico do solo, o qual, de fato, caracteriza o TOPMODEL.

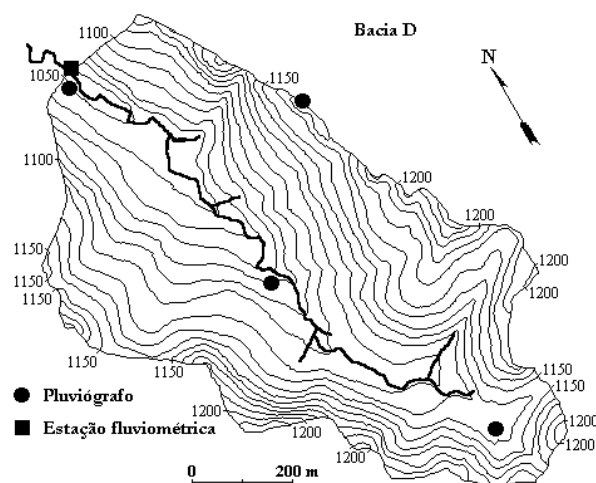


Figura 2 - Mapa da bacia D mostrando a estação fluviométrica e pluviôgrafos.

Em sua fundamentação teórica, o TOPMODEL envolve uma seqüência de simplificações, sendo três as principais premissas básicas (Zakia, 1998):

Premissa 1) A dinâmica das zonas saturadas pode ser estimada por sucessivos estados permanentes (“steady-state”);

Premissa 2) O gradiente hidráulico do escoamento superficial na zona saturada pode ser estimado pela declividade local do terreno ($tg\beta$). Isto só será válido caso a bacia hidrográfica esteja adequadamente discretizada, ou seja, tenha sido estabelecido um modelo digital de elevação do terreno com um “grid” adequado;

Premissa 3) A distribuição da transmissividade da água no solo varia com a profundidade e é expressa por uma função exponencial do déficit de armazenamento de água ao longo do solo até se alcançar a superfície freática, onde reina a condição de saturação.

Para qualquer ponto da encosta o escoamento subsuperficial diminui exponencialmente com a profundidade do solo (premissa 3) e é proporcional a declividade local do terreno:

$$q_i = T_0 e^{-S_i/m} tg\beta_i \quad (1)$$

sendo, q_i o escoamento subsuperficial por unidade de largura em um ponto ou célula i da bacia (m^2/h), T_0 é a transmissividade lateral quando o solo está saturado à superfície (m^2/h), m é um parâmetro que governa a taxa de

diminuição da transmissividade com a profundidade (m), S_i é o déficit de armazenamento local (m), e $tg\beta_i$ é a declividade local.

O déficit de armazenamento de água no perfil do solo no ponto i da bacia (S_i) relaciona-se ao déficit de armazenamento médio da bacia ($\bar{S}$) por intermédio do índice topográfico $\ln(a_i/tg\beta_i)$, onde a_i é a área de contribuição de um ponto i da bacia por unidade de contorno:

$$S_i = \bar{S} + [\lambda - \ln(a_i/tg\beta_i)]m \quad (2)$$

sendo $\bar{S}$ é o déficit de armazenamento médio da bacia (m) e λ é o valor médio de $\ln(a_i/tg\beta_i)$ da bacia.

No final de cada intervalo de tempo t , $S(t)$, o déficit de armazenamento no tempo t , é calculado de $S(t-1)$, da estimativa dos fluxos para a zona radicular (sujeita à evapotranspiração), à zona não saturada e à zona saturada. O fluxo de água vertical para a zona saturada ocorre durante os eventos de precipitação enquanto existir déficit de armazenamento de água no perfil do solo, ou seja, enquanto a profundidade da superfície freática for maior do que zero. Na realidade, ao se iniciar um evento de precipitação, a infiltração de água no solo reabastece inicialmente a zona radicular até que a capacidade campo seja atingida. A partir dessa situação, inicia-se um fluxo vertical em que a vazão q_v corresponde à vazão de recarga do lençol freático. Essa percolação é interrompida quando o déficit de armazenamento de água no solo torna-se nulo. A vazão de recarga do lençol freático, considerando a hipótese de decaimento exponencial da condutividade em função da profundidade da superfície freática, é:

$$q_{vi} = K_0 e^{-S_i/m} \quad (3)$$

sendo K_0 a condutividade hidráulica do solo saturado à superfície (m/h). $S(t)$ é calculado no final de cada intervalo de tempo considerado na simulação hidrológica, após a somatória dos escoamentos vertical e lateral locais:

$$S_t = S_{t-1} + (QS_t - QV_t) \quad (4)$$

Finalizando, as entradas do modelo são a precipitação e a evapotranspiração potencial, além da distribuição dos índices topográficos obtidos do MDT (Mapa Digital do Terreno). As saídas são os déficits horários de armazenamento de água no solo de cada célula e o valor médio da bacia, e a vazão horária, separada em dois tipos de escoamento (superficial saturado e o subsuperficial). Os parâmetros são: T_0 , a transmissividade lateral saturada; m , a taxa de decaimento dessa propriedade com a profundidade; TD , o tempo de resposta da zona não saturada por unidade de déficit de armazenamento; as velocidades de propa-

gação no canal, CHV e das sub-bacias internas, RV; o déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr} ; e a capacidade de armazenamento máximo da zona radicular, $S_{zr,m\acute{a}x}$.

Modelagem da evapotranspiração

A evapotranspiração real da zona radicular é controlada pelo déficit em relação à capacidade máxima de armazenamento:

$$E_r = E_p \left(1 - \frac{S_{zr}}{S_{zr,m\acute{a}x}} \right) \quad (5)$$

sendo, E_r a evapotranspiração real que ocorre durante os períodos sem chuva e é expressa em função da evapotranspiração potencial, E_p ; S_{zr} é o déficit de armazenamento da zona das raízes; e $S_{zr,m\acute{a}x}$ o déficit de armazenamento máximo da zona das raízes, expresso por:

$$S_{zr,m\acute{a}x} = (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) z_r \quad (6)$$

sendo θ_{cc} o teor de umidade na capacidade de campo, θ_{pmp} o teor de umidade correspondente ao ponto de murchamento permanente e z_r a profundidade da zona das raízes.

O TOPMODEL utiliza um programa para gerar a evapotranspiração potencial horária. O método usado neste programa é uma combinação de curvas senoidais: uma curva anual para a evapotranspiração média diária, e uma curva diária na qual o comprimento do dia varia sazonalmente. No entanto, os parâmetros utilizados neste programa são ajustados para o hemisfério norte. Assim esta rotina não foi usada, e a distribuição da evapotranspiração ao longo do dia foi calculada de outra forma.

O modelo escolhido foi o senoidal, testado com sucesso por Schuler (1999). Para a sua aplicação são necessários os valores de evapotranspiração potencial diário, obtidos a partir da evapotranspiração potencial mensal — pelo método de Thornthwaite — dividido por 30. A partir destes valores são gerados gráficos diários de 12 horas, tempo médio de insolação da região em estudo, calculados para cada mês do ano. Os valores diários foram distribuídos, usando-se uma função senoidal, em valores horários entre 6 e 18 horas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Determinação dos parâmetros do modelo

O ponto de partida para a determinação dos parâmetros do modelo foi o estudo dos componentes hidrológicos da Bacia D. Isto porque buscou-se valores dos parâmetros fisicamente coerentes e não de valores quais-

quer decorrentes de um processo numérico de calibração do modelo.

Beven et al. (1995); Mine e Clarke (1996) mostraram que para uma recessão pura, na qual as entradas são nulas, há uma relação inversa entre a vazão e o tempo, onde o coeficiente angular da reta é igual a $1/m$. Assim, foram obtidos os valores de m para o período de outubro/87 a setembro/89. Os valores de m variaram de 0,0000342 m a 0,0002731 m, com um valor médio de 0,0001059 m.

Simulações preliminares indicaram que o modelo mostrou sensibilidade a valores maiores de m do que estes estabelecidos pelo método de comportamento da recessão. Na realidade a faixa de valores variou de 0,05 a 0,5 m. Isto indica uma maior profundidade efetiva do perfil do solo que, conjuntamente com a transmissividade saturada, rege o escoamento subsuperficial.

Uma das premissas do TOPMODEL admite que o comportamento da condutividade hidráulica do solo decresce exponencialmente com a profundidade do solo: $K = K_0 \exp(-f \cdot z)$. Sendo, K_0 a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/h); z a profundidade do solo (m); e f o decaimento de K com a profundidade z (m^{-1}).

Obtém-se a transmissividade lateral saturada pela integração das condutividades no perfil do solo; no entanto, é possível assumir que a condutividade hidráulica saturada, à grande profundidade, torna-se desprezível.

Dessa forma, tem-se que a transmissividade lateral saturada à superfície, $T_0 = K_0/f$. O valor de f , que é o coeficiente angular da regressão dos valores de K_0 em função da profundidade num modelo exponencial, resultou em 0,0466. Como a condutividade hidráulica saturada à superfície é igual a 0,018 m/h, a transmissividade lateral saturada à superfície resultou em $T_0 = 0,3863 \text{ m}^2/\text{h}$ e $\ln(T_0) = -0,9512 \text{ m}^2/\text{h}$.

O tempo de resposta é o espaço de tempo que a percolação leva da zona não saturada por unidade de déficit de armazenamento. É influenciado pela permeabilidade do solo tanto quanto pela sua umidade (Ambroise et al., 1996). Quando o tempo de resposta é baixo não há influência da zona não saturada, pois a água percola diretamente da superfície para a zona saturada num mesmo intervalo de tempo. Por outro lado, quando o tempo de resposta é alto, sua influência na percolação é nula (Mine e Clarke, 1996).

Por não se conhecer o comportamento dos solos da bacia D em relação a esse parâmetro, optou-se, na calibração, por uma faixa ampla de valores variando de 0,1 a 50 $\text{h} \cdot \text{m}^{-1}$ a fim de se avaliar a sensibilidade do modelo ao parâmetro.

A velocidade de propagação (CHV, *channel velocity*) no canal foi obtida experimentalmente por Cicco et al. (1987). Estes autores mediram a velocidade do fluxo no

vertedouro instalado na bacia D. As velocidades calculadas por esta equação variaram de 1903 a 8045 m/h.

Considerou-se para a velocidade de propagação da onda cinemática (RV, *routing velocity*) no interior da sub-bacia a mesma da velocidade de propagação no canal (CHV, *channel velocity*). No entanto, Schuler (1999) alerta que as velocidades de escoamento sobre as vertentes podem ser mais lentas que as velocidades nos canais. Isto, todavia, pode ser contrabalanceado pelo aumento da rede hídrica durante os eventos chuvosos.

Simulações preliminares indicaram que o modelo não mostrou sensibilidade para ambos parâmetros (CHV e RV); isto pode ser em razão da pequena dimensão da bacia D. Assim fixou-se tanto CHV quanto RV em 5200 m/h.

A partir do levantamento detalhado dos solos da bacia D realizado por Carvalho et al. (1990) calculou-se o valor médio da água disponível para as plantas, ponderado pela espessura da camada amostrada para cada perfil de solo.

A capacidade máxima de armazenamento da zona radicular ($S_{zr,m\acute{a}x}$) variou de um mínimo de 0,014 m a um valor máximo de 0,188 m; com uma média ponderada pela área ocupada por cada solo na bacia D de 0,033 m.

Para efeito das simulações considerou-se um déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr} , variando de 0,010 m a 0,030 m.

Modelagem para o período experimental

A calibração do modelo foi obtida pelo método Monte Carlo; o qual permite obter combinações de valores aleatórios, dentro de uma faixa preestabelecida (Tabela 1), para os parâmetros do modelo. Os dados experimentais foram, então, modelados para o período contínuo: 01/12/99 a 13/03/00 (por problemas no linógrafo, não se tem registro de vazão do período de 14/03 a 19/03/00), para cada um dos meses: dezembro/99, janeiro/00 e fevereiro/00, e para eventos isoladamente. Cada processamento testou 30.000 combinações dos parâmetros do modelo (m , $\ln T_0$, TD, $S_{zr,m\acute{a}x}$ e S_{zr}), dentro das faixas estabelecidas na Tabela 1.

Tabela 1 - Faixa de valores dos parâmetros do TOPMODEL utilizados na calibração.

m (m)	$\ln T_0$ (m ² /h)	TD (h/m)	$S_{zr,m\acute{a}x}$ (m)	S_{zr} (m)
0,05 a 0,5	-3 a 1	0,1 a 50	0,03 a 0,1	0,01 a 0,1

O TOPMODEL utiliza como medida da eficiência do modelo o coeficiente E de Nash e Sutcliffe (1970), dado por $E = 1 - (\text{variância dos resíduos} / \text{variância dos valores observados})$. A eficiência tende a 1 quanto melhor

o ajuste, caso seja menor que zero o modelo é pior do que se considerar todas as vazões iguais ao seu valor médio (Beven et al., 1995).

A fim de melhorar o desempenho computacional de execução do modelo, usou-se uma versão desenvolvida por Moraes et al. (1999); onde foi introduzida uma rotina FORTRAN de geração de números aleatórios com distribuição uniforme (método de Monte Carlo), assim como o teste de Kolmogorov-Smirnov para o estudo de sensibilidade dos parâmetros.

Um critério de aceitação é escolhido e comparado ao coeficiente de eficiência (E). Para cada parâmetro, as frequências acumuladas de eficiências aceitas ACA(x) e não aceitas ACN(x) são comparadas a este coeficiente de eficiência (E), gerando a estatística D dada por:

$$D = \max\{ABS[ACA(x) - ACN(x)]\}.$$

Este valor é comparado com o valor crítico para o nível de significância de 0,05, onde sob hipótese nula ACA(x) e ACN(x) de um determinado parâmetro não são diferentes, ou seja, o parâmetro é insensível. Para um número grande de amostras esse valor crítico é igual a:

$$\delta = 1,36\{(m+n)/mn\}^{1/2}$$

em que m e n são o número de amostras aceitas e não aceitas. A metodologia completa é descrita por Kim e Delleur (1997); Moraes et al. (1999); Schuler et al. (2000).

O critério de aceitação empregado neste estudo foi $E > 0,30$ para os períodos curtos (eventos 1 a 4), similar ao utilizado por Kim e Delleur (1997) e Schuler et al. (2000). Para os períodos longos (eventos 5 a 12), após alguns estudos preliminares que mostraram que as eficiências são geralmente baixas, adotou-se $E > 0,15$, no intuito de incluir esses eventos no estudo de sensibilidade.

Os resultados obtidos pela simulação de Monte Carlo foram plotados em gráficos de dispersão, relacionando os valores dos parâmetros com o valor do critério de eficiência de Nash e Sutcliffe (E). Em complementação, foram plotados também os resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov para cada um dos cinco parâmetros. Assim, para cada teste estatístico foi calculado o valor crítico para a diferença máxima entre a distribuição das frequências aceitas (ACA(X)) e não aceitas (ACN(X)) ao nível de significância de 0,05. Sendo que os parâmetros sensíveis são aqueles cujas diferenças máximas (D) são superiores a este valor crítico (δ).

Nesta fase do trabalho não se estabeleceu nenhum valor mínimo de eficiência (E), pois se estava interessado em se fazer uma análise de sensibilidade e comparação das grandezas medidas e simuladas, para verificar como o TOPMODEL representa os processos de geração de vazão na bacia D.

Tabela 2 - Resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas e não aceitas).

Evento	Período	m	$\ln T_0$	$S_{zr,m\acute{a}x}$	S_{zr}	TD	$\delta (0,05)^{**}$
1	01/12/99 a 13/03/00	0,0662*	0,5524*	0,0585*	0,0428*	0,0616*	0,018728
2	01 a 31/12/99	0,0279	0,8598*	0,0456	0,0878	0,0834	0,088470
3	01 a 31/01/00	0,2673*	0,4182*	0,1128*	0,1873*	0,0126	0,019547
4	01 a 29/02/00	0,8115*	0,2653*	0,0448*	0,1112*	0,1041*	0,033556
5	01 a 15/12/99	0,0630*	0,7010*	0,1542*	0,3869*	0,1058*	0,035925
6	23 a 28/12/99	0,9245*	0,0770*	0,0162	0,0267*	0,0112	0,020894
7	29/12/99 a 10/01/00	0,3456*	0,2329*	0,1509*	0,4682*	0,2324*	0,039219
8	11 a 23/01/00	0,0717*	0,3252*	0,2485*	0,7888*	0,0406*	0,034520
9	31/01/00 a 03/02/00	0,0326*	0,8431*	0,1880*	0,6820*	0,0731*	0,062260
10	15 a 23/02/00	0,3257*	0,4895*	0,1878*	0,5650*	0,0935*	0,036433
11	07 a 09/03/00	0,0415	0,7214*	0,1102*	0,4266*	0,0243	0,045047
12	29 a 31/03/00	0,7480*	0,7544*	0,1295*	0,2970*	0,1386*	0,060682

(*) apresenta sensibilidade ao nível de significância de 5%.

(**) valor crítico para a diferença máxima entre a distribuição das frequências aceitas e não aceitas ao nível de significância de 5%.

Tabela 3 - Parâmetros que obtiveram melhor eficiência, na simulação de Monte Carlo, para cada um dos períodos.

Evento	Precipitação (mm)	m (m)	$\ln T_0$ (m ² /h)	$S_{zr,m\acute{a}x}$ (m)	S_{zr} (m)	TD (h/m)	E
1	772,4	0,1259	-1,266	0,08818	0,03338	1,14	0,2489
2	193,4	0,2295	-2,613	0,06898	0,06012	0,13	0,4567
3	400,0	0,2135	-1,403	0,09996	0,09214	0,85	0,1982
4	179,1	0,0506	-0,884	0,07565	0,03278	9,61	0,4903
5	151,9	0,2295	-2,613	0,06898	0,06012	0,13	0,4101
6	23,1	0,0505	0,549	0,06920	0,01395	12,69	0,2013
7	233,4	0,0838	-0,793	0,08427	0,02860	2,98	0,2911
8	72,6	0,2546	-0,838	0,06302	0,01720	8,81	0,5735
9	62,0	0,0523	-2,754	0,08964	0,02045	11,65	0,2829
10	90,6	0,0526	-1,687	0,06347	0,02717	19,34	0,5786
11	55,8	0,0545	-2,714	0,07642	0,03602	10,03	0,7960
12	223,2	0,0509	-2,970	0,09381	0,01492	3,13	0,5386

A Tabela 2 traz os resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas e não aceitas) de todos os períodos estudados. Observa-se que, para praticamente todos os períodos estudados, o modelo mostrou-se sensível a todos os parâmetros. Ou seja, não se pode desconsiderar a influência de nenhum dos parâmetros estudados no modelo, no caso da bacia D.

A simulação Monte Carlo possibilitou selecionar o conjunto de parâmetros com a melhor eficiência de Nash e Sutcliffe (E) para cada um dos períodos estudados (Tabela 3). Percebe-se uma grande amplitude de valores de eficiência, chegando até a valores negativos para alguns períodos longos; a sensibilidade do modelo parece estar intima-

mente ligada a precipitação. Existe uma correlação entre a precipitação e a eficiência.

Com precipitações diminutas o modelo apresenta eficiências negativas, ou seja, o modelo não apresenta sensibilidade abaixo de um determinado nível de precipitação. Por outro lado, grandes volumes de precipitação não necessariamente significam eficiências crescentes. Em realidade a eficiência depende não somente do volume precipitado, mas também da intensidade e distribuição da chuva, entre outros fatores.

Na sequência foram traçados os hidrogramas em resposta a uma chuva, com as vazões observadas e simuladas, esta obtida a partir dos parâmetros que obtiveram maior eficiência na simulação Monte Carlo.

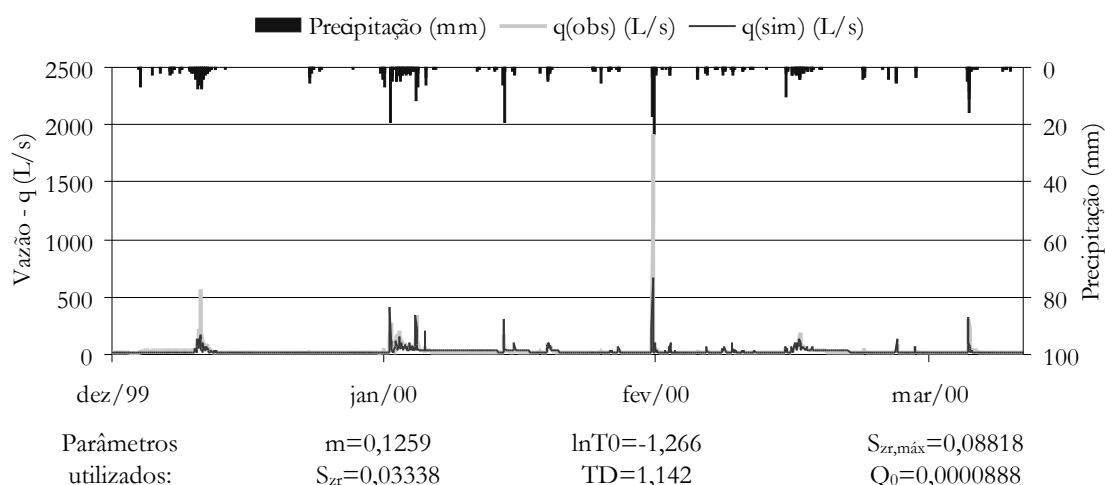


Figura 3 - Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 01/12/99 a 13/03/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,24885.

Quando se analisa o período completo a eficiência é geralmente baixa. Entretanto, pode-se observar na Figura 3 que as discrepâncias na simulação ocorrem principalmente nos eventos de maior precipitação. A bacia D apresenta uma resposta muito rápida e uma proporção relativamente alta da resposta total é originada da água das áreas variáveis de afluência (Ranzini, 2004). O hidrograma simulado em resposta a uma chuva tende a ser mais acentuado do que o observado. Todavia, após um período de chuvas pouco intensas, quando o déficit de umidade médio da bacia era relativamente alto, o deflúvio simulado subestimou o observado. Este tipo de comportamento também foi observado em diversos outros trabalhos (Beven et al., 1984; Durand et al., 1992; Robson et al., 1993).

No entanto, em geral, os picos de vazão foram subestimados — em particular uma chuva ocorrida no final do mês de janeiro/00. Isto pode ser mais bem observado na Tabela 4 onde a relação volume simulado com observado (Sim/Obs) permanece abaixo de 1.

Ao se analisar um mês específico, como, por exemplo, o mês de dezembro/99 (Figura 4), vê-se, também, que a ascensão da hidrógrafa é abrupta e o seu comportamento irregular.

A simulação de eventos isolados, desde que o volume precipitado seja acima de 20 mm, mostra melhor eficiência do modelo (Figura 5).

O TOPMODEL soma todas as células que contribuem para o escoamento superficial saturado, chamado no programa de *overland flow*; gerando a área variável de afluência, no programa *maximum contributing area*. Assim foi possível calcular o percentual do escoamento superficial

saturado e, por diferença, o escoamento subsuperficial mais o de base (Tabela 4). É importante salientar que os percentuais do escoamento superficial saturado correspondem aos valores máximos alcançados na simulação. Nesta Tabela nota-se o predomínio do escoamento subsuperficial; no entanto destaca-se uma chuva de 223,2 mm em mais de 12 horas ininterruptas ocorrida no período de 29 a 31/03/00, quando o escoamento superficial saturado foi responsável por 93 % do escoamento total simulado no pico de vazão.

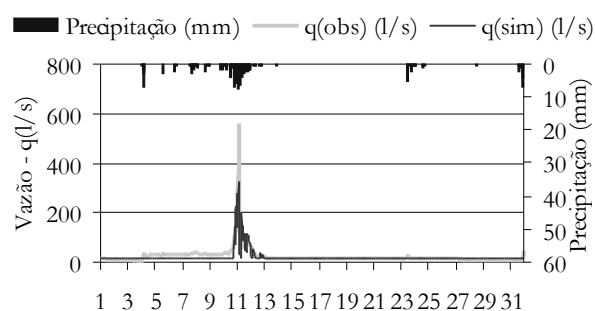


Figura 4 - Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do mês de dezembro/99. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,45667.

Tabela 4 - Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados, para cada um dos períodos.

Evento	Volume (m ³)		Sim/Obs	Escoamento simulado (%)	
	Observado	Simulado		Sup. saturado*	Subsup.+base
1	249621	236913	0,95	29	71
2	58965	49581	0,84	39	61
3	95251	119153	1,25	39	61
4	65003	66595	1,02	22	78
5	41285	29745	0,72	39	61
6	6576	6377	0,97	7	93
7	43119	50931	1,18	22	78
8	28088	25360	0,90	17	83
9	20426	14366	0,70	51	49
10	26949	24064	0,89	29	71
11	11074	8670	0,78	51	49
12	135067	84108	0,62	93	7

(*) percentuais máximos alcançados na simulação.

É interessante contrapor estes valores de escoamentos simulados, com aqueles obtidos por Fujieda et al., 1997; estes autores calcularam em 11 % da precipitação anual o escoamento direto na bacia D. Destes 11 %, o escoamento superficial saturado responde por 5 % e o escoamento subsuperficial por 6 %. Portanto, 45 % do escoamento direto correspondem ao escoamento superficial saturado e 55 % ao escoamento sub-superficial mais o de base. Já a simulação mostrou, mais do que valores médios, a dinâmica dos escoamentos (Tabela 4); importante para o manejo de bacias hidrográficas.

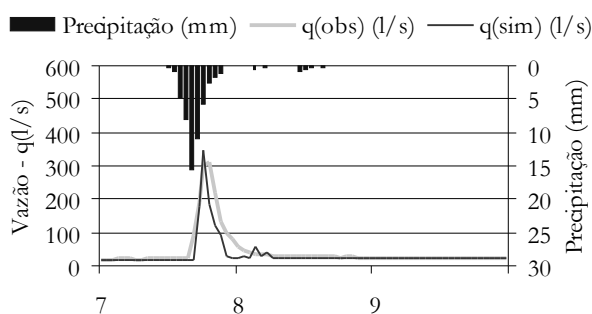
Calibração de eventos isolados

No item anterior foi demonstrado que o modelo apresenta eficiências muito baixas para períodos longos; portanto, procurou-se explorar as potencialidades do modelo no processo de calibração/validação para eventos isolados.

Foram calibrados 35 eventos do período de setembro/87 a agosto/89, correspondendo a dois anos hidrológicos. Usando-se o critério sugerido por Iorgulescu e Jordan (1994) — que consideram uma boa eficiência de Nash e Sutcliffe (E) valores superiores a 0,7 — 7 eventos obtiveram valores superiores a este (p.ex. Figura 6). Observou-se, no geral, que as simulações conseguiram reproduzir os hidrogramas observados, principalmente, o braço de ascensão e o pico de vazão. Por outro lado, as curvas de recessão simuladas mostraram uma queda mais abrupta do que daqueles observados. Uma possível explicação pode ser o comportamento da transmissividade lateral saturada.

A interpretação física dos parâmetros do modelo é válida somente se as premissas do TOPMODEL forem mantidas para a bacia D. A Figura 7 mostra que os valores de transmissividade observados (real) decaem exponencialmente com a profundidade. Além disso, pode-se considerar que se aplicam à bacia D condições de quase-estado permanente na zona não saturada. Esta última premissa pode não se manter onde a umidade do solo varie rapidamente com a profundidade. Não é o caso da bacia em estudo, como foi observado no período experimental.

O Perfil da transmissividade pode ser interpretado como uma indicação de quão rápido a água se move nas diversas profundidades. Ele sugere que há um movimento



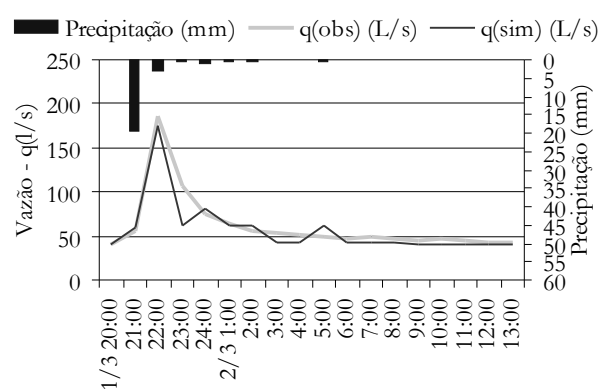
Parâmetros utilizados: $m=0,05446$ $\ln T_0=-2,714$ $S_{zr,máx}=0,07642$
 $S_{zr}=0,03602$ $TD=10,03$ $Q_0=0,0001268$

Figura 5 - Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 07 a 09 de março/00. Os parâmetros utilizados são resultados da simulação Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,79601.

Tabela 5 - Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados por evento.

Evento	Precipitação (mm)	Pico de vazão (L/s)		Volume (m³)		Relação Volume Sim/Obs	Escoamento simulado (%)	
		Obs	Sim	Obs	Sim		Sup. saturado*	Subsup.+ base
01/03/88	24,9	186,4	265,8	3983	4676	1,17	39	61
30/12/88	16,8	49,8	186,7	2228	2644	1,19	39	61
09/02/89	42,5	260,7	552,2	6656	7547	1,13	51	49
12/02/89	38,8	356,9	925,6	6066	7910	1,30	63	37
01/05/89	33,9	254,3	844,9	3055	4389	1,44	63	37
10/06/89	96,1	252,6	359,2	22979	29904	1,30	51	49
30/07/89	23,7	147,5	291,1	2868	3590	1,25	51	49

(*) percentuais máximos alcançados na simulação.



Parâmetros $m=0,146$ $\ln T0=-1,723$ $S_{zr,máx}=0,03183$
 utilizados: $S_{zr}=0,01925$ $TD=20,34$ $Q_0=0,0002622$

Figura 6 - Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 01/03/88. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,86185.

líquido mais rápido próximo à superfície com relação à transmissividade medida no campo quando comparada aos valores médios obtidos pelo TOPMODEL. Porém, nos dois casos, são observados o decaimento exponencial na profundidade (Figura 7). No caso da transmissividade lateral com valores usados na simulação, o decaimento é mais suave quando comparado com a transmissividade medida no campo.

Simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso

Para a simulação do corte raso foi considerada a precipitação total. Ou seja, com a ausência da floresta a

interceptação deixa de existir. Assim, a mata Atlântica que cobre a bacia D interceptando 18,23 % da precipitação (Cicco et al., 1986/88), com o corte raso, permitirá que toda a precipitação alcance o solo.

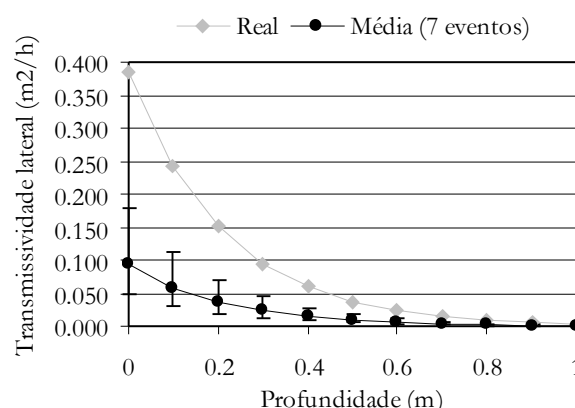


Figura 7 - Gráfico da transmissividade medida no campo com o permeâmetro de Guelph (real) e os valores médios de transmissividade obtidos pelo TOPMODEL com 7 eventos (Média 7 eventos).

As operações florestais decorrentes do corte raso, principalmente a retirada das árvores, constituem-se na principal causa da alteração da capacidade de infiltração do solo. Além disso, há uma diminuição da condutividade hidráulica do solo e, portanto, de sua transmissividade (Roberts, 2000; Deuchars et al., 1999; Mapa, 1995; Keppler et al., 1994). Em razão disso, para a simulação do corte raso, considerou-se adequado os valores de transmissividade adotados na calibração, pois apresentam valores menores que os medidos no campo em condições florestais (Figura 7).

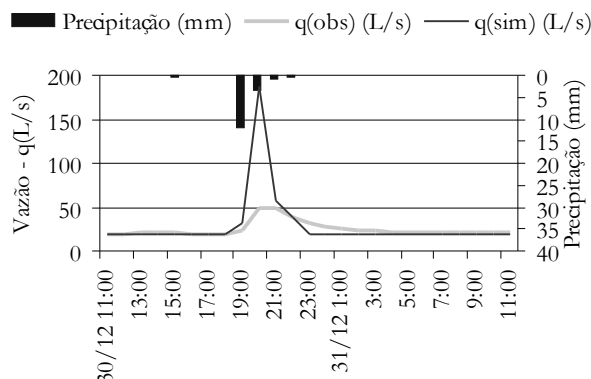


Figura 8 - Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta à precipitação de 30/12/88.

A Figura 8 é um exemplo da simulação de corte raso da floresta que cobre a bacia D; percebe-se nitidamente um aumento considerável do pico de vazão, assim como uma diminuição do tempo de pico ou retardamento ("lag time"). A Tabela 5 mostra o aumento do volume de vazão simulado, em função do corte raso, de 17 % a 44 % em comparação ao volume de vazão observado com a bacia D coberta com floresta.

CONCLUSÕES

O método fundamenta-se nas características topográficas da microbacia e nos processos de geração do deflúvio típicos de áreas florestadas: escoamento superficial saturado e escoamento subsuperficial, ambos considerados no modelo. O TOPMODEL foi desenvolvido para regiões de clima temperado, onde se mostrou promissor principalmente por sua simplicidade. Sua aplicação em regiões tropicais e subtropicais é incipiente, o que motivou este estudo. A primeira parte do trabalho buscou determinar os valores iniciais dos parâmetros de calibração, testar a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico da bacia D. Com base neste conhecimento preliminar partiu-se para a modelagem da bacia D. As principais conclusões da experimentação e do uso do modelo para a região onde se insere a bacia D são:

- (1) O modelo mostrou-se sensível aos parâmetros, sinalizando que a parte física do modelo está refletindo os processos reais da bacia D;
- (2) A eficiência do modelo depende não somente do volume precipitado mas também da intensidade e distribuição da chuva;

- (3) A simulação para períodos longos apresentou eficiências muito baixas. Uma das razões seria a participação preponderante do escoamento superficial saturado no escoamento direto, conforme observado por outros autores em trabalhos semelhantes;
- (4) A simulação de eventos isolados mostrou uma melhor eficiência do modelo. Para um período de dois anos hídricos calibrou-se 35 eventos, destes 7 apresentaram uma eficiência de Nash e Sutcliffe superior a 0,7.
- (5) A simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso mostrou uma diminuição do tempo de pico e um aumento significativo do volume de vazão simulado: de 17 % a 44 %, em comparação a bacia D coberta com floresta; e
- (6) O escoamento superficial saturado, para os períodos estudados, variou de 7 % a 93 % em relação ao escoamento direto, o que representa uma porcentagem significativa da área da bacia hidrográfica florestada;
- (7) As simulações mostraram que o corte raso pode ainda aumentar as áreas de saturação e consequentemente o escoamento superficial, podendo acarretar problemas ambientais nas bacias estudadas.

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de estudos concedida ao primeiro autor, ao técnico de campo João B. A. dos Santos (Instituto Florestal de São Paulo) sem o qual este trabalho não teria sido possível, e aos revisores anônimos pelas correções e sugestões apresentadas.

REFERÊNCIAS

- AMBROISE, B.; BEVEN, K.; FREER, J. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, v.32, n.7, p.2135-45, July. 1996.
- ARCOVA, F.C.S. *Balanço hídrico, características do deflúvio e calibragem de duas microbacias hidrográficas na Serra do Mar, SP*. Piracicaba, 1996. 155p. Dissertação (Mestrado). Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". Universidade de São Paulo.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, v.69, n.1-4, p.119-43, Feb. 1984.
- BEVEN, K.J.; LAMB, R.; QUINN, P.F.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. TOPMODEL. In:

- SINGH, V.P. ed. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publications, 1995. p.627-668.
- BORMANN, F.H.; LIKENS, G.E. Nutrient cycling. *Science*. v.155, n.3761, p.424-29, Jan. 1967.
- BROWN, G.E. *Forestry and water quality*. Corvallis: O. S. U. Book Stores, 1976.
- BRUIJNZEEL, L.A. Hydrology of forest plantations in the tropics. In: NAMBIAR, E.K.S.; BROWN, A.G. ed. *Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests*. ACIAR Monograph N° 43. Cap.5., 1997. p.125-167.
- CARVALHO, W.A.; PANOSO, L.A.; PFEIFER, R.M.; ROSSI, M. Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos do Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo Cunha, SP (Bacia "D"). *Revista do Instituto Florestal*, v.2, n.2, p.127-55, dez. 1990.
- CICCO, V. de; ARCOVA, F.C.S.; SHIMOMICHI, P.Y.; FUJIEDA, M. Interceptação das chuvas por floresta natural secundária de Mata Atlântica - SP. *Silvicultura em São Paulo*, v.20-22, p.25-30, 1986/88.
- CICCO, V. de; EMMERICH, W.; FUJIEDA, M. Determinação da curva-chave do vertedouro da bacia hidrográfica experimental "D" no Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo de Cunha, SP. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, v.41, n.1, p.79-96, mar. 1987.
- CICCO, V. de; FUJIEDA, M. Pesquisa em manejo de bacias hidrográficas em São Paulo. *Revista do Instituto Florestal*, São Paulo, v.(4 único), p. 808-815, mar. 1992.
- DEUCHARS, S.A.; TOWNEND, J.; AITKENHEAD, M.J.; FITZPATRICK, E.A. Changes in soil structure and hydraulic properties in regenerating rain forest. *Soil Use and Management*, v.15, p.183-187, 1999.
- DURAND, P.; ROBSON, A.J.; NEAL, C. Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, v.139, p.1-14, Nov. 1992.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, v.175, p.293-338, Feb. 1996.
- FUJIEDA, F.; KUDOH, T.; CICCO V. de; CARVALHO, J.L. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Journal of Hydrology*, v.196, p.26-46, Sept. 1997.
- FURIAN, S.M.; PFEIFER, R.M. Levantamento de reconhecimento do meio físico do Núcleo Cunha, SP. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, São Paulo, v.40, n.2, p.183-193, dez. 1986.
- HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J.P.; WIBERG, P.L.; ESHLEMAN, K.N. Catchment hydrology: the hillslope - stream continuum. In: HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J.P.; WIBERG, P.L.; ESHLEMAN, K.N. ed. *Elements of Physical Hydrology*. Cap.9. <http://hydroc.evsc.virginia.edu/eph> (20 jan. 1999).
- IORGULESCU, I.; JORDAN, J.P. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, v.159, p.255-273, July. 1994.
- KEPPELER, E.T.; ZIEMER, R.R.; CAFFERATA, P.H. Changes in soil moisture and pore pressure after harvesting a forested hillslope in northern California. Effects of human-induced changes on hydrological systems. *American Water Resources Association*, p.205-14, jun. 1994.
- KIM, S.; DELLEUR, J.W. Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. *Hydrological Processes*, v.11, n.9, p.1243-1261, July. 1997.
- LIKENS, G.E.; BORMANN, F.H.; PIERCE, R. S.; EATON, J.S.; JOHNSON, N.M. *Biogeochemistry of forested ecosystem*. New York: Springer-Verlag, 1977.
- MAPA, R.B. Effect of reforestation using *Tectona grandis* on infiltration and soil water retention. *Forest Ecology and Management*, v.77, n.1-3, p.119-125, Sept. 1995.
- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River forecasting through conceptual models: part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v.10, p.282-290, 1970.
- MINE, M.R.M.; CLARKE, R.T. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.1, n.2, p.89-105, jul/dez. 1996.
- MORAES, J.M.; SCHULER, A.E.; MILDE, L.C.; FERRAZ, F.F.; GROppo, J.D.; MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L. Análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo hidrológico TOPMODEL em condições sub-tropicais. Estudo de caso: bacia do rio Corumbataí, Análândia, São Paulo. (CD ROM). In: SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 4., Coimbra, 1999. *Anais*. Coimbra: APRH/ABRH/AMCT, 1999, p.19.
- O'LOUGHLIN, E.M.; VERTESSY, R.A., DAWES, W.R.; SHORT, D.L. The use of predictive hydrologic modelling for managing forest ecosystems subject to disturbance. In: IUFRO WORLD CONGRESS, 19., Montreal, 1990. Montreal: IUFRO, 1990, v.B, p.252-266.

- RANZINI, M.; RIGHETTO, A.M.; LIMA, W.P.; GUANDIQUE, M.E.G.; ARCOVA, F.C.S.; CICCO, V. Processos hidrológicos de uma microbacia com Mata Atlântica, na região da Serra do Mar, SP. *Scientia forestalis*, n.66, dez. 2004.
- RIGHETTO, A.M. *Hidrologia e recursos hídricos*. EESC/USP, 1998.
- ROBERTS, J. The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. *Hydrological Processes*, v.14, p.2885-2901, 2000.
- 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*, v.145, n.3-4, p.357-370, May. 1993.
- SCHULER, A.E. Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí. São Carlos, 1999. 130p. Dissertação (Mestrado). Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo.
- SCHULER, E.; MORAES, J.M.; MILDE, L.C.; GROPPPO, J.D.; MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L. Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.5, n.2, p.5-25, abr/jun. 2000.
- SHIMOMICHI, P.Y.; CICCO, V.; ARCOVA, F.C.S.; FARIA, A.J. Correlação entre métodos de cálculo de precipitação média mensal em bacia hidrográfica experimental. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, v.41, n.1, p.1-26, mar. 1987.
- SOPPER, W. E. *Water quality in forested watersheds*. University Park: Pennsylvania State University - School of Forest Resources. 1974.
- WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. (1993). Experimental basin studies — an international and historical perspective of forest impacts. *Journal of Hydrology*, v.145, n.3-4, p.217-30, May.
- ZAKIA, M.J.B. *Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas*. São Carlos, 1998. 118p. Tese (Doutorado). Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo.

hydrological areas within the catchment. The model simulates runoff and analyses catchment behavior. The first part of the paper concerns parameters for model calibration, experiments to evaluate the validity of the model premises, and, mainly, to understanding the hydrological functioning of catchment D. The results are more efficient to simulate single events than for long-lasting events. The simulation of hydrologic behavior subject to clear-cutting has shown a reduction of time to peak and a significant increase in simulated runoff: from 17 % to 44 %, in comparison to the forest catchment D. They also show that a large proportion of the stream water is generated from saturated contributing areas (sources areas).

Key-words: modeling, forest hydrology, small catchment, subtropical forest, simulation, clear-cutting.

Hydrologic Modeling of a Small Forest Catchment in Serra do Mar, SP

ABSTRACT

A physically-based semi-distributed model, TOPMODEL, has been applied to a catchment in Cunha, São Paulo, Brazil. The model uses a topographic index highlighting significant