

MODELAGEM E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NUMA PEQUENA BACIA DO SEMIÁRIDO PARAIBANO, BRASIL

Eduardo E. de Figueiredo¹ e José Junji Ota²

¹ Universidade Federal de Campina Grande-PB, Brasil.

² Universidade Federal do Paraná-PR, Brasil.

E-mail: eduardo.e.figueiredo@ufcg.edu.br; ota.dhs.ufpr.br

Introdução

A modelagem do escoamento em bacias hidrográficas, mesmo em pequenas bacias, requer um modelo de simulação que considere as principais variabilidades físicas (solos, relevo, cobertura) e climáticas (evapotranspiração, precipitação, etc). Em regiões semiáridas destacam-se a variabilidade espaço-temporal da precipitação e as altas taxas de evaporação potencial, muito embora a evapotranspiração real seja baixa haja vista os baixos teores de umidade no perfil do solo (geralmente rasos). Além disso, os escoamentos nos rios ou são efêmeros ou intermitentes de difícil modelagem. Neste trabalho, o escoamento foi modelado com o modelo de simulação do escoamento e erosão do solo, MOSEE (Figueiredo & Parsons, 2010; Figueiredo et al., 2014). O modelo computacional emprega nos cálculos o método de Feddes et al. (1976) na evapotranspiração, Horton (1933) na capacidade de infiltração, Saxton et al (1986) e uma abordagem combinada (Mualem/van Genuchten, MVG – Burdine/Brooks & Corey, BBC) no potencial matricial (tensão e condutividade hidráulica do solo), e Richards na variação temporal da umidade. Dados observados (físicos e climáticos) na bacia experimental de Sumé (Figura 1), Brasil, foram utilizados nesta pesquisa.

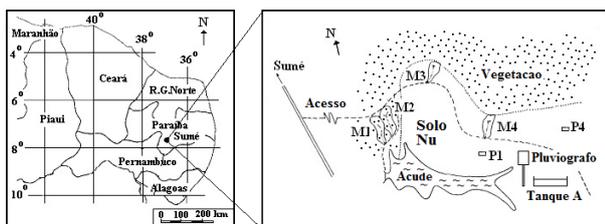


Figura 1.- Bacia Experimental de Sumé (BES) no semiárido paraibano (extraído de Figueiredo & Ota, 2017).

Resumo do modelo

O modelo MOSEE é contínuo no tempo e distribuído no espaço, sendo a bacia discretizada em 20 sub-bacias com perfil do solo dividido em três camadas de espessuras h_A , h_B e h_C . A intensidade da precipitação que atinge o solo depende da interceptação e das áreas com cobertura vegetal e de rocha. A evapotranspiração e a infiltração variam com a tensão do solo. O escoamento superficial é por excesso de chuva ou saturação da superfície, enquanto que o subsuperficial e o subterrâneo ocorrem somente se as camadas interiores saturarem. O escoamento subterrâneo interage com o lençol podendo o rio receber contribuição dele ou alimentá-lo dependendo da posição do lençol em relação ao nível d'água do rio. O escoamento total descarrega no trecho de rio da sub-bacia sendo propagado para jusante pelo método do SCS (McCuen, 1982).

Equações no modelo

$$i = [P(1-C_g-C_r)+h_{it}(C_g+C_r)]/\Delta t \quad \text{mm/h} \quad [1]$$

$$E_a/E_p = k_e \{ [\psi_{pm}-\psi(\theta)]/(\psi_{pm}-\psi_{cc}) \} \quad - \quad [2]$$

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-k[\psi(\theta)]} \quad \text{mm/h} \quad [3]$$

$$\psi(\theta) = A(\theta)^B \quad \text{kPa} \quad [4]$$

$$K(\theta) = wK_s [(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)]^{0.5} \{ 1 - [1 - [(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)]^{(1/m)}]^m \}^2 + (1-w)K_s [(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)]^{2/(m.n+3)} \quad \text{mm/h} \quad [5]$$

$$\partial(\theta)/\partial(t) = -K(\theta)[\partial(\psi)/\partial(\theta) \cdot \partial(\theta)/\partial(z)+1] \quad \text{m}^3/\text{m}^3\text{h} \quad [6]$$

$$Q_s = (10^3/3.6) \cdot A_b \cdot [i - f(\theta(t))] + (10^7/60) \cdot A_b \cdot (\theta - \theta_s) \cdot h_A / \Delta t \quad \text{l/s} \quad [7]$$

$$Q_{ss} = (10^{-7}/3.6) K_s [h_A(\theta_s)]^2 (L^2/2A_b) \quad \text{l/s} \quad [8]$$

$$Q_{sb} = Q_{is} + (10^{-7}/3.6) K_s [z_l - (z_c + z_r)]^2 (L^2/2A_b) \quad \text{l/s} \quad [9]$$

$$Q_{t+\Delta t} = C_p \cdot Q_{i(t)} + (1 - C_p) Q_{(t)} \quad \text{l/s} \quad [10]$$

Os termos nas equações acima e suas unidades se definem assim: i (mm/h) intensidade da chuva, C_g (-) e C_r (-) proporções de cobertura vegetal e de rochas, h_{it} altura da interceptação (mm), E_a/E_p (-) razão entre a evapotranspiração real e a potencial ($E_a = 0$ durante a precipitação), k_e fator que contempla a água encapsulada ($k_e < 1,0$; assume-se $k_e = 1,0$ na falta de dados observados), ψ_{pm} e ψ_{cc} são as tensões do solo no ponto de murcha e na capacidade de campo; $\psi(\theta) = A(\theta)^B$ (kPa) tensão atual do solo (Saxton et al., 1986); A (kPa) e B (-) fatores dependentes dos percentuais de areia e argila no perfil do solo, $K(\theta)$ e K_s (mm/h) condutividades não saturada e saturada do solo, w ($0,0 < w < 1,0$) fator de distribuição entre os métodos MVG e BBC, m e n parâmetros de van Genuchten, θ_r e θ_s umidades residual e de saturação (m^3/m^3), f (mm/h) capacidade de infiltração; f_0 (mm/h), f_c (mm/h) e k (h^{-1}) parâmetros do solo, $\partial(\theta)/\partial(t)$ ($\text{m}^3/\text{m}^3\text{h}$) variação temporal de umidade obtida das equações de Darcy e da continuidade, Q_s (l/s) é o escoamento superficial pelo excesso de intensidade de precipitação sobre a capacidade de infiltração ($i > f$) e/ou de umidade sobre a saturação do solo ($\theta > \theta_s$) (m^3/m^3), Q_{ss} (l/s) escoamento subsuperficial (só ocorre se a camada superficial saturar), Q_{is} a vazão do lençol se existir, e Q_{sb} escoamento do lençol para o rio (o rio pode alimentar o lençol se o termo entre colchetes na equação 9 se inverter), z_l , z_c e z_r são os níveis do lençol, do fundo do rio e do nível d'água no rio, todos a partir da superfície do solo, L (km) e A_b (km^2) extensão e área dos escoamentos subsuperficial e subterrâneo; $Q_{t+\Delta t}$ (l/s) escoamento propagado no trecho, $Q_{i(t)}$ escoamento na entrada do trecho, $C_p = \Delta t/t_c$ (-) coeficiente de propagação, Δt e t_c tempos de viagem e de concentração.

Modelagem e parametrização

Bacia hidrográfica: Escolheu-se a microbacia vegetada M1 (Figura 1) de 6200 m^2 que foi dividida em 20 sub-bacias com áreas 310 m^2 , extensões $7,5 \text{ m}$, variação de cotas de $0,55 \text{ m}$ ($S = 0,07$) e camadas $h_A = 10 \text{ cm}$ e $h_B = h_C = 20 \text{ cm}$ com % de argila e areia $15,77$ e $50,2$ (camada A) e $32,5$ e $50,2$ (camadas B e C).

Intensidade da chuva e interceptação: Considerou-se no cálculo da intensidade de precipitação que atinge o solo alturas de chuvas observadas em 1986 e suas durações, interceptação $h_{it} = 0,5 \text{ mm}$, e proporções de cobertura $C_v = 0,8$ e $C_r = 0,0$.

Evapotranspiração atual: Para o cálculo da relação E_a/E_p com a equação 2 (adaptada de Feddes et al., 1976), fez-se $k_e = 1,0$ e $\psi_{pm} = -1500 \text{ kPa}$ e $\psi_{cc} = -33,3 \text{ kPa}$. Importante notar-se que se $\psi(\theta) = \psi_{pm}$ então $E_a = 0$ e se $\psi(\theta) = \psi_{cc}$ então $E_a = E_p$, com E_p medido em tanque classe A.

Infiltração: Os parâmetros da função de infiltração foram determinados com base em dados de campo. A Figura 2 mostra que os valores $f_0 = 120$ mm/h (obtido por extrapolação), $f_c = 30$ mm/h e $k = 2h^{-1}$ ajustaram-se bem as capacidades de infiltração.

Potencial matricial: Resume-se nas equações 4 e 5. Com os percentuais de argila e areia foram determinados, para as camadas de solo, o coeficiente A (0,02126 e 0,0006738 kPa) e o expoente B (-5,077 e -8,338) da função de Saxton et al (1986). O fator m da equação 4 foi calculado, $m = (B+1)/B = 0,8$ e $0,88$ e $n = 1/(1-m) = 5,0$ e $8,33$; o parâmetro w foi variado na faixa de 1,0 (só Mualem/van Genuchten) a 0,0 (só Burdini/Brooks & Corey), tendo sido calibrado o valor de $w = 0,7$ com base no ajuste da vazão máxima; as umidades iniciais θ_i (0,1118 e 0,1829) e saturadas θ_s (0,4081 e 0,3908 m^3/m^3) foram calculadas conforme Saxton et al (1986); as umidades residuais θ_r (0,042 e 0,059 m^3/m^3) e condutividades saturadas ($K_s = 21,8$ mm/h e 17,7 mm/h) foram determinadas com regressão entre diâmetros médios das classes de textura e percentuais na composição (ver trabalho completo). As Figuras 3 e 4 mostram as funções do potencial matricial, representado pela condutividade hidráulica, $K(\theta)$, e tensão do solo, $\psi(\theta)$, com as umidades do solo oriundas da simulação hidrológica.

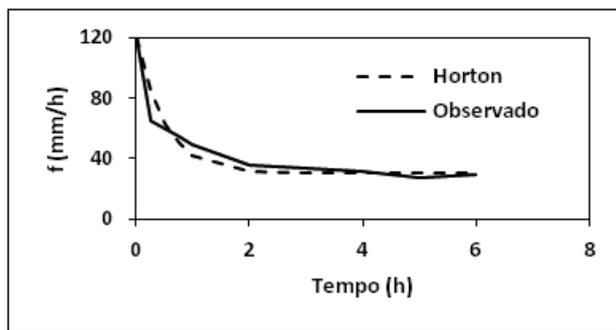


Figura 2.– Curva de capacidade de infiltração ajustada.

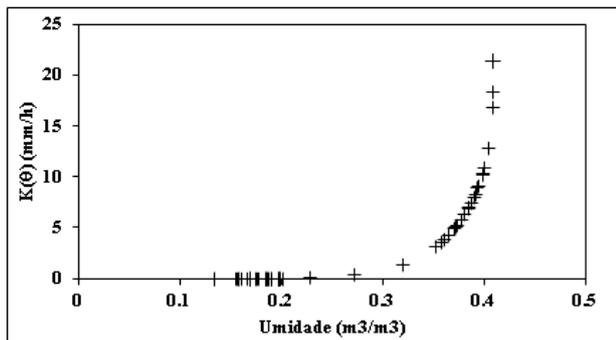


Figura 3.– Condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$.

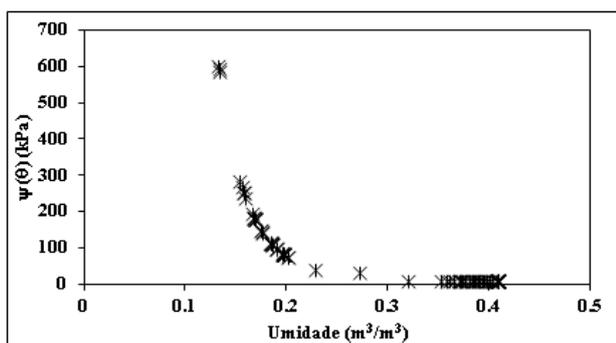


Figura 4.– Tensão do solo $\psi(\theta)$.

Escoamento: Para a modelagem do escoamento desconsiderou-se Q_{sb} (não há lençol na área de estudo), $\Delta t = 0,19$ min, $t_c = 0,0078L^{0,77}/S^{0,385} = 0,2512$ min (Kirpich, 1940), $C_p = 0,7563$. A Figura 5 mostra a simulação hidrológica do maior evento em 1986 com dados da distribuição temporal do escoamento.

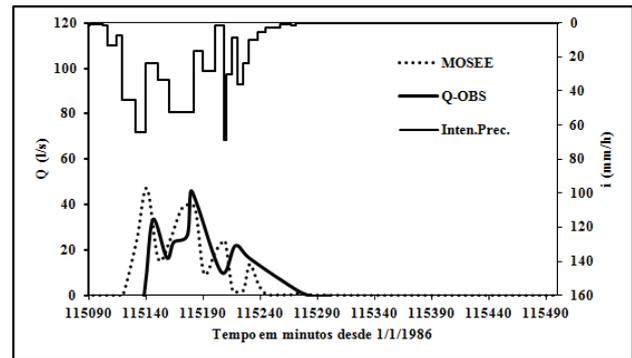


Figura 6.– Chuvas e escoamentos simulado e observado.

Discussão conclusiva

Os escoamentos simulados mostraram, conforme se vê na Figura 6, uma boa representação do pico de vazão observada (modelo: 44,90 l/s; observado: 45,97 l/s), que foi o critério utilizado, com armazenamento ao longo do deslocamento nas sub-bacias e pequena contribuição subsuperficial (ver trabalho completo). A variação de w na faixa de valores testados (1.0 a 0.0) não mudou a vazão máxima simulada, mas resultou em ligeira sensibilidade nas lâminas dos escoamentos (obtidas da integração dos hidrogramas), variando de 28,95 mm a 32,52 mm, todas superestimando o valor medido (observado: 28,41 mm; modelo: 29,36 mm). Desta pesquisa pode-se concluir que: os escoamentos são Hortonianos, com pequenas contribuições subsuperficiais, comparam bem com os observados, os picos não foram sensíveis à metodologia combinada do potencial matricial, mas afetaram as lâminas integradas dos escoamentos.

Referências bibliográficas

- Feddes, R. A., Kowalik, P., Neuman, S. P. & Bresler, E. (1976). Finite difference and finite element simulation of field water uptake by plants. *Hydrol. Sci. Bull.* 21, 81–98.
- Figueiredo, E. F & Parsons, A. J. (2010). Incorporating pedotransfer functions into the MOSEE model to simulate runoff and soil erosion. *IAHS Publ.* 337, 2010.PP 353-360.
- Figueiredo, E. F., Souto, C. C. R. A. & Vieira, Z. C. (2014). Investigating transport capacity equations in sediment yield modelling for the Cariri semiarid region of Paraíba-PB/Brazil. *IAHS Publ.*, 367. pp 374-381.
- Figueiredo, E. F. & Ota, J. J. (2017). Modelagem hidrossedimentológica de uma microbacia vegetada no cariri paraibano. II Congresso de Hidrossedimentologia. Foz do Iguaçu.
- Horton, R. E. (1933). The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* 14: 446–460.
- Kirpich, Z. P. (1940). *Time of concentration of small agricultural watershed*. ASCE. Civil Engineering. 10(6).
- McCuen, R. H. (1982). *A Guide to Hydrologic Analysis Using SCS Methods*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Rosemberger, J. S. & Papendick, R. I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031–1036.
- Valiantzas, J. D. (2011). Combined Brooks-Corey/Burdine and van Genuchten/Mualem Closed-Form Model for Improving Prediction of Unsaturated Conductivity. *J. Irrig. Drain Eng.*, 2011, 137(4): 223-233.