

Modelagem do escoamento e erosão sob diferentes condições de chuva e uso do solo no Cariri paraibano

Zacarias Caetano Vieira

zacariascaetano@yahoo.com.br
Aluno de Pós-Graduação em
Engenharia Civil e Ambiental
da Universidade Federal de
Campina Grande (UFCG)

Eduardo Eneas de Figueiredo

eduardo@dec.ufcg.edu.br
Professor da Universidade
Federal de Campina Grande
(UFCG)

Resumo

Regiões semi-áridas, e em particular a do cariri paraibano, apresentam solos rasos, baixa capacidade de infiltração e armazenamento, precipitações irregulares e escoamentos rápidos. Estes fatores associados ao uso do solo aceleram a erosão da camada superficial, tornando necessária a sua quantificação e avaliação. Duas alternativas são possíveis: o monitoramento dos processos em bacias experimentais e representativas e sua modelagem com modelos matemáticos. Modelos de base física orientados a eventos tem sido utilizados, porém desconsideram condições antecedentes e são inadequados para avaliar efeitos das variabilidades da chuva e do uso do solo. Neste estudo a modelagem do escoamento e erosão do solo é realizada com o modelo de base física contínuo MOSEE, modelo de simulação do escoamento e erosão, considerando as condições de chuva e uso do solo em bacias do cariri paraibano. Os resultados mostram que os processos simulados são sensíveis ao índice pluviométrico e ao uso do solo.

Palavras-chave: Semi-árid., Modelos distribuídos contínuos. Erosão do solo.

Abstract

Semiarid regions, and in particular the cariri region of the state of Paraíba, have shallow soils, low infiltration capacity and storage, irregular rainfalls and flashy runoffs. These factors in association with land use changes increase the surface soil erosion, which require quantification and assessment. Two alternatives are possible: monitoring the processes for analyses in experimental and representative basins, and modeling. Physically based event-oriented models are commonly utilized, but they do not take into account antecedent conditions, and are not suited for land use change predictions. In this study the processes of runoff and soil erosion are modeled with the physically-based model MOSEE, a model for soil erosion estimation, considering the natural rainfall variability and land use in the semiarid cariri region of the state of Paraíba. The results show that the processes are sensitive to the rainfall variations and land use.

Keywords: Semiarid. Continuous distributed models. Soil erosion.

1 Introdução

A variabilidade temporal e espacial das precipitações, o elevado índice de evaporação, vegetação com baixa capacidade de interceptação, solos rasos com baixa capacidade de infiltração e armazenamento de água, e conseqüentemente escoamentos rápidos, são características de regiões semi-áridas que favorecem a erosão hídrica das camadas superficiais do solo. Nas regiões semi-áridas, a degradação dos solos pela erosão hídrica, vem sendo acelerada pelas ações antrópicas, principalmente a retirada da vegetação, que aumenta o escoamento superficial, e, conseqüentemente, a erosão do solo, trazendo várias conseqüências, como por exemplo, o empobrecimento de terras produtivas e o assoreamento de rios. Tal cenário tem criado a necessidade de entender, avaliar, e quantificar esse processo.

Segundo Aragão (2000) a análise dos processos de escoamento e erosão do solo em bacias representativas e experimentais, bem como a simulação desses processos com uso de modelos capazes de quantificar os efeitos das mudanças que possam ocorrer no clima e no uso do solo sobre esses processos, são alternativas ao seu entendimento. A

modelagem tem sido utilizada para simulação dos processos (escoamento e erosão) com uso de modelos matemáticos. Neste contexto, iniciativas têm sido tomadas no sentido de mensurar os processos de escoamento e erosão do solo desde os anos 80 na região do cariri paraibano (Cadier e Freitas, 1982; Cadier et al, 1983), e vários estudos vêm sendo realizados com modelos hidrossedimentológicos.

Grande parte dos modelos utilizados considera os eventos isoladamente, desconsiderando as condições antecedentes (evapotranspiração). Para simulação dos processos considerando as condições antecedentes, e o uso do solo, modelos contínuos e distribuídos são mais adequados. O uso de um modelo que leve em consideração as diferentes condições de chuva e uso do solo se faz necessário. Diante disto, o presente artigo objetiva utilizar o modelo distribuído MOSEE – Modelo de Simulação do Escoamento e Erosão, na modelagem do escoamento e erosão do solo de maneira contínua, sob diferentes precipitações e uso do solo, em bacias do cariri paraibano.

2 Descrição do modelo

O modelo hidrossedimentológico MOSEE (Modelo de Simulação do Escoamento e Erosão), contém duas componentes básicas: uma de fluxo e outra de erosão do solo. O modelo é distribuído, contínuo, desenvolvido para simulação do escoamento e erosão do solo em escala de bacia dividida em sub-bacias (no máximo 20), sendo o escoamento simulado em cada sub-bacia propagado ao longo do trecho do rio inserido (Figura 1). Para cada sub-bacia atribui-se um posto pluviográfico, bem como os parâmetros das manchas horizontais e do perfil vertical do solo, limitada a 3 camadas com espessuras h_A , h_B , h_C (cm) e condutividades hidráulicas não saturadas médias K_A , K_B e K_C (mm/h) determinadas em termos da umidade do solo θ (m^3/m^3) e da condutividade hidráulica saturada K_s (mm/h) de cada solo. As condutividades saturadas são determinadas em termos do percentual de argila (%C) e areia (%S) em cada camada com métodos alternativos no programa computacional do modelo (Figueiredo, 2009).

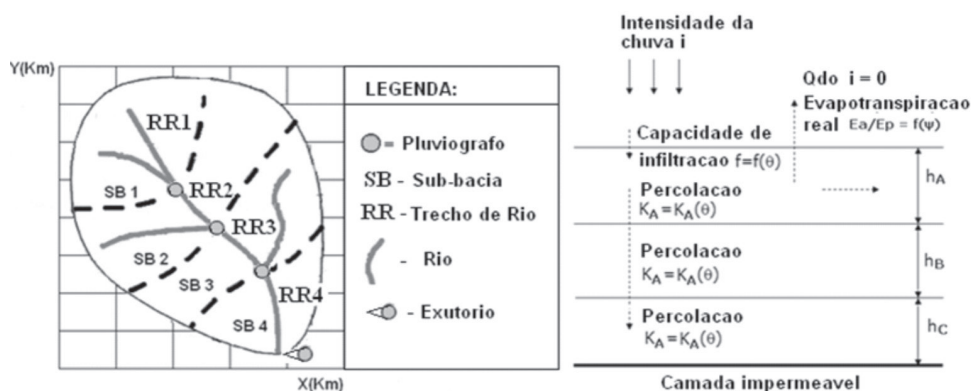


Figura 1: Estrutura da bacia e de representação do perfil do solo no modelo

São consideradas no modelo as condições de umidade do solo entre eventos de precipitação, através do cálculo da evapotranspiração real e do potencial mátrico. As intensidades das chuvas são calculadas a partir de suas alturas e durações. O volume de água interceptado pela vegetação depende da área coberta e da altura de intercepção que depende do tipo da vegetação. No programa computacional estão inseridos métodos alternativos de cálculo para determinação da evapotranspiração potencial. O escoamento depende da intensidade da chuva e da capacidade de infiltração do solo, bem como da sua umidade. Quando a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo e/ou sua umidade de saturação é atingida, ocorre escoamento, sendo que este é gerado em cada sub-bacia e propagado ao longo do trecho de rio inserido. O modelo simula a erosão do solo com base na capacidade de transporte do escoamento calculada através de metodologias alternativas. Comparando a carga total de sedimento disponível para transporte com a capacidade de transporte do escoamento, é possível quantificar o transporte e saber se ocorrerá ou não deposição de sedimentos.

2.1 Componente de Fluxo

A componente de fluxo tem como entrada na bacia hidrográfica as intensidades das precipitações, as quais são calculadas com as alturas de chuva (P_i) e os intervalos de tempo correspondentes Δt_i (min) conforme a mudança de

intensidade da chuva. As alturas das chuvas também podem ser determinadas de modo a considerar um intervalo de tempo fino (e.g. 1 minuto) mantendo-se a intensidade constante dentro do intervalo total, sendo depois inseridas no arquivo de dados de chuva. Para considerar a variabilidade espacial da precipitação na bacia, um pluviógrafo é atribuído para cada sub-bacia.

Para a interceptação, valores típicos de altura de interceptação podem ser informados conforme seja os tipos de vegetação na bacia. Além da altura de interceptação, dois parâmetros consideram a distribuição da cobertura em cada sub-bacia: C_g que representa a proporção de vegetação ($0 < C_g < 1$) e C_r que representa a proporção de rochas que afloram à superfície ($0 < C_r < 1$). Esses parâmetros também afetam o processo de erosão do solo.

Para o cálculo da evaporação potencial os métodos de cálculo de Blaney-Criddle (ver Shaw, 1994), os métodos de radiação, aerodinâmico (ver Chow et al., 1988) e uso de dados observados (e.g., dados de tanque evaporimétrico) são alternativas no programa computacional do modelo, os quais devem ser corrigidos de coeficiente de consumo para se obter a evapotranspiração potencial E_p (mm). A evapotranspiração potencial também pode ser calculada com a equação de Penman-Monteith (1965). A evapotranspiração real E_a (mm) é calculada para os intervalos entre os eventos de precipitação. Durante os eventos de precipitação, pelo fato do ar está saturado, a evapotranspiração real E_a (mm) é desprezível, i.e., $E_a = 0$. Entre eventos de precipitação E_a é calculada em função da tensão do solo ψ (kPa) que depende da umidade do solo θ (m^3/m^3). Segundo Feddes et al (1978), quando a tensão do solo for igual ao ponto de murcha ($\psi = 1500$ kPa) a evapotranspiração é igual a zero ($E_a = 0$) e quando a tensão do solo atingir o valor da capacidade de campo ($\psi = 33,3$ kPa) a evapotranspiração ocorre na taxa potencial ($E_a = E_p$). Valores de tensão do solo entre o ponto de murcha e a capacidade de campo variam, segundo Feddes & Zaradny (1977), linearmente. No modelo, a função exponencial apresentada abaixo é utilizada, onde α é um fator local.

$$E_a/E_p = e^{-\alpha((\psi(\theta)-33,3)/(1500-33,3))} \quad 33,3 < \psi < 1500 \quad (\text{kPa}) \quad (1)$$

A tensão do solo é calculada através da equação abaixo (Saxton et al., 1986), onde os termos A e B são associados ao tipo de solo e sua textura, expressa em termos do percentual de argila (%C) e de areia (%S) e da umidade do solo θ (m^3/m^3).

$$\psi(\theta) = A \cdot \theta^B \quad (\text{kPa}) \quad (2)$$

A umidade volumétrica é calculada distintamente para intervalos entre eventos de chuva, quando $P = 0$, e durante os eventos de chuva, quando $P > 0$. No primeiro caso, a variação de umidade no tempo é calculada em função da evaporação e da condutividade hidráulica das camadas. A variação da umidade no perfil de solo é o resultado da combinação da equação da conservação da massa $\partial\theta/\partial t = -\partial q/\partial z - S[\psi(\theta)]$ com a equação de Darcy para fluxo vertical $\partial q/\partial z = -K(\theta)\partial/\partial z[\psi(\theta) - z]$, onde z é a distância vertical a partir da superfície, $S[\psi(\theta)]$ é a perda de água para a atmosfera por evaporação, $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica não saturada e t é o tempo (ver Feddes & Zaradny, 1977).

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial z[K(\theta)\partial/\partial z[\psi(\theta)]] - \partial K(\theta)/\partial z - S[\psi(\theta)] \quad (m^3/m^3/s) \quad (3)$$

Assumindo não ocorrer histerese, a equação abaixo é uma simplificação da equação diferencial parcial acima, válida para camadas de pequena espessura (para camadas muito espessas o perfil do solo deve ser dividido) com valores médios de K e ψ .

$$\theta_{A(t+\Delta t)} - \theta_{A(t)} = -\Delta t/h_A [(K_A(\theta)\psi_A(\theta))/h_A] - \Delta t/h_A [K_A(\theta)] - \Delta t/h_A E_a[\psi(\theta)] \quad (m^3/m^3) \quad (4)$$

Para as camadas B e C do solo, uma abordagem mais simples para o cálculo da variação de umidade, quando não se tem precipitações, foi programada considerando que: (a) a umidade pode aumentar se houver percolação da camada acima para a camada inferior, sendo, neste caso, necessário que a umidade da camada acima seja maior ou igual a um valor mínimo (tomado como a umidade correspondente a tensão de entrada de ar no solo (ψ_{10}), calculada em termos da textura do solo conforme Saxton et al (1986) e que a percolação é determinada com a menor das condutividades entre as camadas adjacentes; (b) a umidade diminui por evapotranspiração quando a umidade da camada acima for menor ou igual a umidade mínima. Essas condições são representadas pelas equações abaixo, onde $K_m = K_A$ se $K_A < K_B$ ou $K_m = K_B$ (camada B) ou $K_m = K_B$ se $K_B < K_C$ ou $K_m = K_C$ caso contrário (camada C).

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = (K_m \Delta t)/h_B \text{ se } \theta_A > \theta_{Amin} \quad (m^3/m^3) \quad (5.a)$$

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = -(E_a \cdot \Delta t)/h_B \text{ se } \theta_A \leq \theta_{Amin} \quad (m^3/m^3) \quad (5.b)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = (K_m \cdot \Delta t)/h_C \text{ se } \theta_B > \theta_{Bmin} \quad (m^3/m^3) \quad (6.a)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = -(E_a \cdot \Delta t)/h_C \text{ se } \theta_B \leq \theta_{Bmin} \quad (m^3/m^3) \quad (6.b)$$

Durante os eventos de precipitação ($P > 0$) $E_a = 0$, logo a umidade do solo aumenta por causa da infiltração da água pela superfície e pela percolação no perfil vertical do solo, sendo a variação da umidade volumétrica calculada com base nas equações abaixo (camadas A, B e C), onde i é a intensidade da chuva e f a capacidade de infiltração média do solo (mm/h) no intervalo Δt . O efeito da declividade na lâmina d'água infiltrada é considerado pelo cosseno do ângulo formado entre o declive e a horizontal.

$$\theta_{A(t+\Delta t)} - \theta_{A(t)} = (f \cdot \Delta t)/h_A \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } i > f \quad (7.a)$$

$$\theta_{A(t+\Delta t)} - \theta_{A(t)} = (i \cdot \Delta t)/h_A \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } i \leq f \quad (7.b)$$

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = (K_A \cdot \Delta t)/h_B \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } K_A < K_B \quad (8.a)$$

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = (K_B \cdot \Delta t)/h_B \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } K_A \geq K_B \quad (8.b)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = (K_B \cdot \Delta t)/h_C \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } K_B < K_C \quad (9.a)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = (K_C \cdot \Delta t)/h_C \quad (m^3/m^3) \quad \text{se } K_B \geq K_C \quad (9.b)$$

Métodos alternativos que dependem da condutividade hidráulica saturada K_s (e.g., Brooks & Corey, 1964; Campbell, 1974; Saxton et al, 1986 e Van Genuchten, 1980) são utilizados para cálculo da condutividade hidráulica não saturada. A condutividade hidráulica saturada K_s é calculada através de métodos alternativos em termos do percentual de areia (%S) e de argila (%C) na camada. Dentre os métodos programados estão o de Saxton et al (1986), Rawls et al (1998), Brakensiek et al (1984) e Cosby et al (1984). A condutividade não saturada tem forma geral abaixo.

$$K(\theta) = K_s (S_e)^n \quad (mm/h) \quad (10)$$

onde η é o expoente da saturação relativa, $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, $\theta_s = f_{ar} \cdot \Phi$ é a umidade de saturação determinada em termos da porosidade $\Phi = (2.65 - D_s)/D_s$ (D_s é a densidade do solo), sendo f_{ar} um fator de aprisionamento de ar, ou com a equação de Saxton et al (1986) em termos da textura do solo; θ_r é a umidade residual calculada em termos da textura do solo com a equação apresentada em Rawls & Brakensiek (1989).

Na equação de Brooks & Corey (1964) $\eta = 3 - 2/\lambda$, onde $\lambda = -1/B$ (B é uma constante que varia com a textura). Averjanov (1950) sugeriu $\eta = 3,5$, enquanto Mualem (1978) apresentou uma faixa maior de valores de η . Já Campbell (1974) apresenta expoente semelhante ao de Brooks & Corey, porém desconsidera a umidade residual. No modelo, o expoente $\eta = -1/B$ é também considerado. Em todos os casos B é determinado conforme equação sugerida por Saxton et al (1986).

No caso da condutividade hidráulica saturada, valores obtidos em tabelas na literatura (e.g., Chow et al, 1988) podem ser informados ao programa, sendo uma alternativa ao uso de equações. Apresenta-se abaixo, como exemplo, a equação para a condutividade hidráulica saturada de Cosby et al (1984) conforme vista em Wagner et al (2001).

$$K_s = 7,05556 \times 10^{-6} \cdot 10^{[-0.6 + 0.0126(\%S) - 0.0064(\%C)]} \quad (m/s) \quad (11)$$

Para o cálculo da infiltração da água na superfície são alternativas no modelo as equações abaixo (onde C , D , f_0 , f_c e k são parâmetros que podem ser obtidos por experimentação ou ajustados na simulação do escoamento).

$$f(\theta) = C \cdot \theta^{-D} \quad (mm/h) \quad (12)$$

$$f(\theta) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-K(\theta)} \quad (mm/h) \quad (13)$$

Para a aplicação das equações acima apresentadas se faz necessário determinar a umidade do solo. A umidade atual $[\theta_{t+\Delta t} = \theta_t \pm \Delta\theta]$ do solo é determinada conhecendo-se a umidade antecedente e a variação de umidade no intervalo de tempo calculada com as equações (4) a (9) conforme seja a condição de chuva e a camada de solo. No tempo inicial da simulação atribui-se um valor para a umidade inicial do solo, para a qual a evapotranspiração (Eq. 1), a tensão do solo (Eq. 2), a condutividade hidráulica não saturada (Eq. 10 ou outra alternativa programada) e a capacidade de infiltração (Eq. 12 ou Eq. 13) são calculadas.

O escoamento superficial é gerado quando a intensidade de precipitação é maior do que a capacidade de infiltração do solo, quando ocorre a saturação da camada superficial do solo, ou ambos os casos. Tais condições estão nas equações seguintes.

$$I_s = A_b \cdot 10^3 \cdot (i-f)/3,6 \quad (l/s) \quad i > f \quad (14.a)$$

$$I_s = A_b \cdot 10^6 \cdot (\theta - \theta_s) \cdot (10h_A/\Delta t \cdot 60) \quad (l/s) \quad \theta > \theta_s \quad (14.b)$$

$$I_s = A_b \cdot 10^3 \cdot (i-f)/3,6 + A_b \cdot 10^6 \cdot (\theta - \theta_s) \cdot (10h_A/\Delta t \cdot 60) \quad (l/s) \quad i > f \text{ e } \theta > \theta_s \quad (14.c)$$

onde I_s (l/s) é o escoamento superficial de entrada no trecho do rio, A_b (km²) é a área da bacia, i e f (mm/h) são a intensidade da chuva e a capacidade de infiltração (valores médios em Δt), h_A (cm) é a espessura da camada A do solo e Δt (minutos) o intervalo de tempo transcorrido. O efeito da declividade na lâmina d'água escoada superficialmente é considerado pelo cosseno do ângulo do terreno formado com a horizontal.

O escoamento sub-superficial é determinado quando a umidade da camada superficial do solo for maior que a umidade da capacidade de campo θ_{cc} , determinada com o método de Saxton et al (1986) em termos da textura do solo. O método considera a equação de Darcy com carga de montante dada pela lâmina d'água correspondente a umidade do solo, carga de jusante igual a zero (é assumido que a lâmina d'água diminui e descarrega na atmosfera na encosta do declive) e condutividade hidráulica conforme a umidade. Assim, para condições não confinadas, isotrópicas e considerando a extensão do trecho de rio (L) e a largura média da sub-bacia A_b/L (A_b é a área da bacia), a equação abaixo é válida, onde $h(\theta)$ é a lâmina correspondente a umidade θ ($\theta > \theta_{cc}$).

$$I_{sb} = (1/3600)K(\theta)[h(\theta)]^2 (L^2/A_b) \quad (l/s) \quad \theta > \theta_{cc} \quad (15)$$

O escoamento de base leva em conta a interação rio-aquífero. O lençol contribuirá para o escoamento do rio se a carga freática (h_{gw}) for superior a do rio (h_r). Caso contrário o rio alimentará o lençol. Em qualquer dos casos, a Eq. (15) é utilizada sendo $K(\theta) = K_s$, $[h(\theta)]^2 = h_{gw}^2 - h_{rio}^2$ (se $h_{gw} > h_r$) ou $[h(\theta)]^2 = h_{rio}^2 - h_{gw}^2$ caso contrário. Nenhuma interação ocorrerá se $h_{gw} = h_{rio}$. Assim, considerando $h_{gw} > h_{rio}$, a contribuição do lençol para o rio é dada pela equação abaixo.

$$I_b = (1/3600)K_s(h_{gw}^2 - h_{rio}^2) (L^2/A_b) \quad (l/s) \quad \theta = \theta_s \quad (16)$$

O escoamento total no trecho de rio é a soma dos escoamentos superficial (equações 14.a, 14.b ou 14.c), sub-superficial (Eq. 15) e de base (Eq. 16), i.e., $I = I_s + I_{sb} + I_b$, sendo propagado no trecho de rio inserido ou pelo método de Muskingum (Chow et al., 1988) ou pelo método convexo do Serviço de Conservação do Solo (SCS) dos Estados Unidos (McCuen, 1982) dados pelas equações seguintes.

$$Q_{t+\Delta t} = C_1 I_{t+\Delta t} + C_2 I_t + C_3 Q_t \quad (l/s) \quad (17)$$

$$Q_{t+\Delta t} = C I_t + (1-C) \cdot Q_t \quad (l/s) \quad (18)$$

onde $Q_{t+\Delta t}$ é o escoamento atual na saída do trecho do rio, $I_{t+\Delta t}$ é o escoamento atual na entrada do trecho do rio, $C = \Delta t/K$ é o coeficiente de propagação, K é o tempo de translação do hidrograma tomado igual ao tempo de concentração (t_c) do trecho de rio, $C_1 = (C-2X)/(2(1-X)+C)$, $C_2 = (C+2X)/(2(1-X)+C)$ e $C_3 = (2(1-X)-C)/(2(1-X)+C)$ são os coeficientes de Muskingum e X o fator de forma. Nas equações acima, o escoamento Q_t deve ser atribuído haja vista que é desconhecido. Em simulações de longo período em bacias semi-áridas, Q_t pode ser tomado igual a zero.

No programa, a condição $2KX < \Delta t < t_c$ é verificada de modo que $0 < C < 1$, $C_1 > 0$ e $C_3 > 0$. O tempo de concentração pode ser calculado ou pelo método de Kirpich (1940) ou de Kerby (1959) que considera a rugosidade (n) do trecho do rio, os quais são dados abaixo, onde t_c (tempo de concentração) é em minutos, L (extensão do trecho) é em pés e S (declividade do trecho) em m/m.

$$t_c = 0,0078(L^{0,77}/S^{0,385}) \quad (\text{min}) \quad (19)$$

$$t_c = 0,83(L \cdot n/S^{1/2})^{0,467} \quad (\text{min}) \quad (20)$$

2.2 Componente de erosão

O impacto das gotas de chuva e o escoamento provocam a erosão total para transporte. À medida que a lâmina escoada aumenta ocorre uma diminuição do desprendimento ocasionado pelo impacto das gotas de chuva, sendo este efeito considerado no modelo. Métodos alternativos são programados para determinar a capacidade de transporte do fluxo.

A erosão causada pela chuva é calculada pela seguinte equação:

$$D_r = K_r \cdot F_w \cdot (1 - C_g - C_r) \cdot (M_r + M_d) \quad (\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}) \quad (21)$$

onde D_r é a erosão pelo impacto da chuva ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$), K_r é o coeficiente de erosividade da chuva ($\text{s}^2/\text{kg} \cdot \text{m}^2$), F_w é o fator de redução da erosão pelo incremento da lâmina do escoamento (-), sendo $F_w = e^{(1 - h/d_m)}$ se $h > d_m$ ou $F_w = 1$ se $h < d_m$, onde h é a profundidade do fluxo (m); $d_m = 0,00124 \cdot i^{0,182}$ é o diâmetro representativo da gota de chuva (m) com a intensidade da chuva i em mm/h, C_g e C_r são as proporções de cobertura do solo pela vegetação e rochas, M_r é o momento quadrado da chuva por unidade de área e de tempo [$(\text{kg} \cdot \text{m/s})^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] dado por $M_r = \alpha \cdot i^\beta$ (α e β são parâmetros que dependem da intensidade da chuva i , tabelados em Wicks, 1988), M_d é o momento quadrado da gota de chuva que cai da vegetação [$(\text{kg} \cdot \text{m/s})^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] dado por $M_d = (\rho \pi d^3 / 6) \cdot V^2 \cdot L_d \cdot D_{rg}$ ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ é a massa específica da água, $\pi = 3,1416$, d é o diâmetro da gota que cai da vegetação (m), L_d é a proporção da drenagem (D_{rg}) que cai das folhas e V é a velocidade das gotas que caem da vegetação, com $V = [(M/\beta)g(1 - e^{-2X\beta})]^{1/2}$ onde M/β e X variam com o diâmetro da gota de chuva d (Wicks, 1988) e $g = 9,806 \text{ m/s}^2$.

A parcela da erosão causada pelo escoamento é calculada pela equação abaixo

$$D_f = CK_r (1 - C_g - C_r) \cdot (\tau / \tau_c - 1) \quad (\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}) \quad (22)$$

onde D_f é o desprendimento de solo pelo escoamento ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$), CK_r é o coeficiente de erosividade do fluxo ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$), C_g e C_r já foram definidos antes, τ e τ_c são as tensões de cisalhamento do fluxo e crítica do sedimento (N/m^2) conforme Shields (Vanoni, 1975), dadas por $\tau = \gamma \cdot h \cdot S$ e $\tau_c = (\rho_s - \rho) \cdot D \cdot a \cdot R^{*b}$ com $R^* = \max[0,03; D_{50} \cdot (\tau/\rho)/\nu]$, γ é o peso específico da água (9806 N/m^3), S é a declividade da bacia (m/m), h é a lâmina do escoamento (m), ρ_s é a massa específica do sedimento (2650 kg/m^3), ρ é a massa específica da água, D é o diâmetro representativo dos sedimentos (m), a e b são coeficientes (-), R^* é o número de Reynolds da partícula, D_{50} é o diâmetro mediano do sedimento (m) e ν é a viscosidade cinemática do fluido ($8,94 \times 10^{-7} \text{ N} \cdot \text{s/m}^2$).

A concentração de sedimentos disponível para transporte é, portanto, a carga total de sedimentos dividida pela vazão, ou seja, $C_s = (D_r + D_f)/Q$ onde Q é a vazão calculada pelo modelo. O transporte de sedimentos depende da capacidade do fluxo em transportar a carga total disponível.

Para avaliar a capacidade de transporte, foram programadas as equações de Engelund-Hansen (1967), Yalin (1963) e Laursen (1958). A fórmula de Laursen (1958) considera a distribuição de sedimentos, conforme vista em Vanoni (1975) e Simons & Şentürk (1992), sendo válida tanto para a carga do leito quanto em suspensão e total. A capacidade de transporte proposta por Yalin (1963) é para a carga do leito e o método de Engelund-Hansen (1967) para o cálculo da capacidade de transporte total, sendo esta dada conforme equação abaixo, onde C_t é a concentração de sedimentos na capacidade de transporte (m^3/m^3), g é a aceleração da gravidade (m/s^2), S é a declividade da linha de energia (m/m), S_s é a densidade do sedimento, igual a 2,65, d é o diâmetro do sedimento (m), h_c é a profundidade de fluxo no canal (m) determinada com a equação de Manning em termos da vazão, u (m/s) é a velocidade média do fluxo ($u = Q/A_c$, onde $A_c = h_c \cdot C_w$ é a área molhada do canal e C_w a largura do canal).

$$C_t = 0,05/(d \cdot (S_s - 1)^2) \cdot ((S \cdot h_c)/g) \cdot u \cdot S \quad (\text{m}^3/\text{m}^3) \quad (23)$$

A carga total de sedimentos será totalmente transportada se a capacidade de transporte, calculada pela equação acima, ou com outra programada no modelo, for maior. Caso contrário, a carga transportada será igual a capacidade de transporte, sendo a diferença a deposição de sedimentos

3 Área de Estudo

Para realização deste trabalho foram selecionadas quatro micro-bacias (Tabela 1), sendo duas vegetadas e duas desmatadas que fazem parte da Bacia Experimental de Sumé (BES), inserida na Bacia Representativa de Sumé (BRS); e três micro-bacias (Tabela 2) que fazem parte da Bacia Experimental de São João do Cariri (BESJC) ambas com resto de caatinga.

Tabela 1: Características das micro-bacias da BES

Micro-Bacia	Área (ha)	Perímetro (m)	Declividade Média (%)	Cobertura Vegetal
M1	0,62	398	7,0	Caatinga Nativa
M2	1,07	466	6,1	Caatinga Nativa
M3	0,52	302	7,1	Desmatada
M4	0,48	270	6,8	Desmatada

Fonte: (CADIER et al., 1983)

Na Bacia Experimental de Sumé (BES) os dados hidrossedimentológicos foram coletados no período de 1982 a 1997 totalizando 284 eventos de precipitação que geraram lâmina e erosão. Neste trabalho os dados utilizados são referentes aos anos de 1984, 1985 e 1986, sendo os dados de escoamento e erosão referentes a cada evento. Totais precipitados anuais com base nos dados utilizados na modelagem foram, respectivamente, 546,8mm, 1247,2mm e 782,2 mm.

Tabela 2: Características das micro-bacias da BESJC.

<i>Micro-bacia</i>	<i>Área (ha)</i>	<i>Perímetro (m)</i>	<i>Declividade Média (%)</i>	<i>Cobertura Vegetal</i>
M1	0,18	175	7,5	Resto de caatinga
M2	0,16	209	9,75	Resto de caatinga
M3	1,63	533	6,75	Resto de caatinga

Fonte: (PAIVA, 2008)

Na Bacia Experimental de São João do Cariri os dados disponíveis são a partir de 2000, sendo os dados utilizando neste trabalho, referentes aos anos de 2002, 2003 e 2004; e o total precipitado no ano com base nos dados utilizados na modelagem, foram 467,1mm, 157,8 mm, 717,0 mm respectivamente.

4 Modelagem

As micro-bacias utilizadas neste trabalho foram divididas em 20 sub-bacias com áreas iguais. Foram informadas ao modelo, em arquivos específicos, características das micro-bacias, tais como, altitudes máximas e mínimas, e larguras dos trechos de rios (fixadas em 0.5 m) e texturas do solo. Na Bacia Experimental de Sumé, as proporções de cobertura vegetal foram fixadas em 80% nas áreas vegetadas, e 0% nas áreas desmatadas; e as proporções de afloramentos de rocha foram fixadas em 5% para as áreas vegetadas e 0% para as áreas desmatadas. No caso da Bacia Experimental de São João do Cariri, as proporções de cobertura vegetal foram fixadas em 20% na microbacia M1, e em 40% nas microbacias M2 e M3; e as proporções de afloramento de rochas foram fixadas em 2% para todas as bacias. Com base em modelagem, Figueiredo (1998) e Medeiros et al (2009) obtiveram a capacidade de armazenamento da folhagem em áreas semi-áridas da ordem de 0,5 mm sendo este valor adotado nesse trabalho. Para o cálculo da evapotranspiração potencial (E_p) utilizou-se os dados observados em tanque evaporimétrico, considerando o coeficiente de consumo unitário; e para a evapotranspiração real, α (Eq. 1) foi fixado em 10 (Figueiredo et al, 2006). A tensão do solo foi calculada através da Eq. (2), com A e B em termos dos percentuais de argila e areia (Saxton et al., 1986) das camadas do solo cujas espessuras foram fixadas em $h_A = 10$ cm, $h_B = h_C = 20$ cm. Os percentuais de argila e areia adotados em Sumé foram respectivamente, 15,7% e 50,2% camada A, 32,5% e 50,2% camadas B e C (Cadier e Freitas, 1982); e em São João do Cariri foram, 15,0% e 72,5% camada A, 33,0% e 54,7% camadas B e C (microbacia M1), 12,7% e 70,7% camada A, 24,0% e 65,3% camadas B e C (microbacia M2) e 13,3% e 71,9% camada A, 26,7% e 62,3% camadas B e C (microbacia M3). As condutividades saturadas e não saturadas, foram determinadas a partir da equação de Saxton et al (1986) e da Eq. (10) com $\eta = -1/B$. Adotou-se como umidade inicial a umidade do ponto de murcha (Eq. 2) e a umidade de saturação $\theta_s = f_{ar} \cdot \Phi$, com $f_{ar} = 0,91$ (camada A) e 0,8 (camadas B e C), sendo a porosidade determinada com base na textura dos solos (Rawls & Brakensiek, 1989). A capacidade de infiltração (Eq. 12) foi estimada com os parâmetros $C = 7$ e $D = -0.8$ ajustados a partir da curva de capacidade de infiltração experimental em Sumé, obtida com dados publicados em Cadier & Freitas (1982), sendo esses parâmetros adotados em São João do Cariri.

A propagação do escoamento com o tempo foi feita com o método Convexo do SCS (McCuen, 1982) e com a equação de Kirpich para o cálculo do tempo de propagação. Para as bacias desmatadas fixou-se o coeficiente de rugosidade de Manning em $n=0,02$, e para micro-bacias vegetadas em $n=0,03$ para os canais. Para evitar vazões negativas e calibrar $C = \Delta t/t_c$ com base na comparação da lâmina anual calculada com a lâmina anual observada foram fixados intervalos de tempo no cálculo da propagação menores do que o tempo de concentração t_c . Os valores da carga anual calculada foram comparados com a carga anual observada para calibração do coeficiente de erosividade da chuva. O método de Engelund-Hansen (Eq. 23) com o diâmetro representativo, $D_{50} = 0,4$ mm (BES) e $D_{50} = 0,3$ (BESJC), obtido de ensaios granulométricos do sedimento erodido, foi escolhido para determinação da capacidade de transporte pelo escoamento.

5 Resultados e discussão

5.1 Resultados

Os resultados da componente de erosão do modelo estão diretamente relacionados com os resultados de escoamento superficial, sendo assim, inicialmente deve-se calibrar o coeficiente de propagação do escoamento. Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 3.

Após a calibração do coeficiente de propagação do escoamento ($C = \Delta t/t_c$) da lâmina escoada, foi realizada a calibração do coeficiente de erosividade da chuva (CK_p) da produção anual de sedimentos. Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 4.

5.2 Discussão dos resultados

Com base nos resultados obtidos, observa-se que a modelagem dos processos foi satisfatória, com baixos erros percentuais e valores do coeficiente de determinação médio de $R^2 = 0,887$ (micro-bacias desmatadas da BES) e $R^2 = 0,68$ (bacias vegetadas da BES), fato explicado pelas incertezas nos valores de altura de intercepção e proporção de cobertura vegetal. Nas unidades experimentais de São João do Cariri os resultados também se mostraram bons de uma maneira geral ($0,482 < R^2 < 0,971$) demonstrando a potencialidade do modelo na simulação do escoamento. Ademais, os efeitos do uso do solo, observado naturalmente pelas áreas desmatadas e vegetadas, puderam ser evidenciados quando os resultados foram comparados. Analisando-se as lâminas anuais, pode-se ver que nas áreas desmatadas o escoamento foi significativamente maior do que nas áreas vegetadas guardando-se a proporcionalidade entre os tamanhos das micro-bacias (5000 a 10000 m²). Os resultados também mostram que o volume escoado anual aumentou com o aumento da precipitação anual.

Com relação a erosão do solo, a modelagem levou a resultados com qualidade relativamente inferior a do escoamento, com valores do coeficiente de determinação na faixa $0,147 < R^2 < 0,971$ considerando todas as micro-bacias. Os coeficientes de erosividade da chuva mostraram ser consistentes, sendo menores nas áreas vegetadas e nos anos com baixo índice pluviométrico, e maiores nas áreas desmatadas e nos anos com alto índice de pluviometria. Tais resultados demonstram o potencial erosivo da chuva, que depende da intensidade e das condições de cobertura do solo. A produção de sedimentos nas áreas desmatadas foi em média 293 vezes maior do que nas áreas vegetadas.

Tabela 3: Lâminas anuais na BES e BESJC

Ano	Unidade Experimental	L _c (mm)	L ^o (mm)	Erro Percentual	C	R ²
1984	M1(BES)	5,08	5,14	-1,17%	0,498	0,909
	M2(BES)	8,28	18,25	0,16	0,674	0,869
	M3(BES)	92,37	123,19	-25,02%	0,998	0,871
	M4(BES)	61,36	63,79	-3,81%	0,998	0,921
1985	M1(BES)	56,43	65,23	-13,49%	0,661	0,814
	M2(BES)	62,95	60,64	3,64%	0,855	0,084
	M3(BES)	313,17	466,13	-32,79%	0,998	0,892
	M4(BES)	341,83	417,84	-24,65%	0,998	0,877
1986	M1(BES)	27,98	28,41	-1,51%	0,597	0,706
	M2(BES)	57,62	58,21	-1,01%	0,693	0,696
	M3(BES)	258,00	263,16	-1,96%	0,919	0,881
	M4(BES)	267,02	269,72	-0,98%	0,905	0,882
2002	M1(BESJC)	78,84	78,94	-0,13%	0,796	0,700
	M2(BESJC)	5,22	5,11	2,15%	0,377	0,720
	M3(BESJC)	1,51	1,50	0,67%	0,172	0,482
2003	M1(BESJC)	1,12	3,75	-70,13%	0,998	0,778
	M2(BESJC)	0,77	2,94	-73,81%	0,996	0,695
	M3(BESJC)	0,86	1,48	-41,89%	1,000	0,971
2004	M1(BESJC)	86,84	87,99	-1,31%	0,942	0,769
	M2(BESJC)	56,24	64,86	-13,29%	0,996	0,806
	M3(BESJC)	49,72	48,94	159%	0,927	0,927

Tabela 4: Produção anual de sedimentos na BES e BESJC.

Ano	Unidade Experimental	E _c (t)	E _o (t)	Erro Percentual	CK _r	R ²
1984	M1(BES)	0,0039	0,0038	2,63%	0,0365	0,669
	M2(BES)	0,0007	0,0007	0,00%	0,0033	0,597
	M3(BES)	2,3854	2,3818	1,98%	7,7980	0,009
	M4(BES)	0,3083	0,3069	0,45%	0,6875	0,435
1985	M1(BES)	0,0465	0,0464	0,22%	0,0785	0,680
	M2(BES)	0,1250	0,1244	0,48%	0,3110	0,147
	M3(BES)	22,9026	22,9026	0,00%	13,4040	0,388
	M4(BES)	22,2816	22,2731	0,04%	15,7500	0,332
1986	M1(BES)	0,5604	0,5635	-0,55%	1,2325	0,436
	M2(BES)	0,9892	0,9896	-0,04%	1,1765	0,423
	M3(BES)	17,4912	17,6139	-0,70%	8,6665	0,486
	M4(BES)	10,9396	10,8557	0,77%	4,8230	0,405
2002	M1(BESJC)	0,0922	0,0921	0,10%	0,3810	0,542
	M2(BESJC)	0,0052	0,0051	1,96%	0,0225	0,426
	M3(BESJC)	0,0186	0,0185	0,05%	0,0075	0,314
2003	M1(BESJC)	0,0007	0,0008	14,29%	0,1120	0,778
	M2(BESJC)	0,0005	0,0005	0,00%	0,1125	0,695
	M3(BESJC)	0,0024	0,0024	0,00%	0,0510	0,971
2004	M1(BESJC)	0,1024	0,1014	0,99%	0,4150	0,431
	M2(BESJC)	0,0469	0,0480	-3,33%	0,4025	0,509
	M3(BESJC)	0,2808	0,2828	-,070%	0,2350	0,535

6 Conclusões

As seguintes conclusões puderam ser extraídas a partir dos resultados do presente estudo: a) a modelagem do escoamento e erosão do solo com o modelo MOSEE nas micro-bacias da BES e BESJC foi satisfatória; b) As simulações mostraram ser sensíveis ao índice pluviométrico e as condições de uso do solo, com maiores volumes escoados e cargas erodidas para maiores índices anuais de chuva; c) Áreas com cobertura vegetal apresentaram menores escoamentos superficiais e produção de sedimentos, mostrando que a cobertura vegetal age retardando o escoamento, favorecendo a infiltração e reduzindo o impacto das gotas de chuva; d) O modelo MOSEE não produziu escoamento sub-superficial significativo, visto que nas áreas estudadas o escoamento é gerado predominantemente pelo excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração do solo.

Referências

- ARAGÃO, R. *Estimativa dos parâmetros do modelo distribuído WESP com dados da Bacia Experimental de Sumé- PB*. 2000. 162 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Departamento de Engenharia Civil do Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba. Campina Grande, PB, 2000.
- AVERJANOV, S. F. About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation. *English Collection.*, Princeton, NJ, v. 7, p 19-21, 1950.
- BRAKENSIEK, D. L.; RAWLS, W. J.; STEPHENSON, G. R. *Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils*. St. Joseph, MI: American Society of Agricultural Engineers, 1984. (Paper n. PNR-84-203).
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. *Hydraulic properties of porous media*. Fort Collins, CO: Colorado State University, 1964. 27 p. (Hydrology paper n. 3).
- CADIER, E.; FREITAS, B. J. *Bacia representativa de Sumé: primeira estimativa dos recursos de água*. Recife: Sudene, 1982. 195 p.
- CADIER, E.; FREITAS, B. J.; LEPRUN, J. C. *Bacia experimental de Sumé-PB: instalação e primeiros resultados*. Recife: Sudene, 1983. 87 p.
- CAMPBELL, G. S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, Alphen aan den Rijn, v. 117, p 311-314, 1974.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Applied hydrology*. McGraw-Hill. New York: 1988. 572 p.
- COSBY, B. J. et al. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, v. 20, n. 6, p. 682-690, 1984.
- ENGELUND, F.; HANSEN, E. *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Copenhagen: Teknisk Forlag, 1967.
- FEDDES, R. A.; ZARADNY, H. Numerical model for transient water flow in non-homogeneous soil-root systems with groundwater influence. In: VANSTEENKISTE (Ed.). *Modeling, identification and control in environmental systems*. Wageningen: North-Holland Publishing Company, 1977. p. 291-308. Proceedings I.F.I.P Working Conference.
- FEDDES, R. A. et al. *Finite difference and finite element simulation of field water uptake by plants*. *Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologique*, London, v. 21, n. 1, p. 81-98, 1976.
- FIGUEIREDO, E. E. *MOSESS_2D: a model for runoff and soil erosion prediction at the catchment scale: documentation*. Sheffield: University of Sheffield, 2009. 106 p.
- FIGUEIREDO, E. E. *Scale effects and land use change impacts in sediment yield modelling in a semi-arid region of Brazil*. 1998. 264 f. Ph.D Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, 1998.
- FIGUEIREDO, E. E.; DAVI, H. H. R. C. A model for soil erosion prediction at small scales. In: *SEDIMENT dynamics and the hydromorphology of fluvial systems*. Wallingford: IAHS Press, 2006. p 556-563. (IAHS Publication n. 306).
- KERBY, W. S. Time of concentration for overland flow. *Civil Engineering*, v. 29, n. 3, p. 174, Mar. 1959.
- KIRPICH, Z. P. Time of concentration of small agricultural watershed. *Civil Engineering*, v. 10, n. 6, p. 362, 1940.
- LAURSEN, E. M. The total sediment load of streams. *Journal of Hydraulic Division*, v. 54, n. HY1, p 1-36. 1958.
- McCUEEN, R. H. *A guide to hydrologic analysis using scs methods*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1982. 145 p.

- MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C. de; BRONSTERT, A. Medidas de interceptação e avaliação do desempenho do modelo de Gash para uma região semiárida. *Revista Ciência Agronômica*, Fortaleza, v. 40, n. 2, p. 165-174, 2009.
- MONTEITH, J. L. *Evaporation and Environment*. In: THE STATE and movement of water in living organisms. Swansea, UK, 1965. p. 205-234 Proceedings of the 15th Symposium for Experimental Biology.
- MUALEM, Y. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach. *Water Resources Research*, v. 14, n. 2, p. 325-334, 1978.
- PAIVA, F. M. L. *Estudo comparativo entre três modelos de base física na modelagem hidrossedimentológica em microbacias na região semi-árida paraibana*. 2008. 175 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental)-Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2008.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: MOREL-SEYTOWX, H. J. (Ed.). *Unsaturated flow in hydrologic modeling theory and practice*. The Netherlands: Kluwer Academic Publisher, 1989. p. 275-300.
- RAWLS, W. J.; GIMENEZ, D.; GROSSMANN, R. Use of soil texture, bulk density and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulics conductivity. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineers*, v. 41, n. 4, p. 983-988, 1998.
- SAXTON, K. E. et al. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, v. 50, p. 1031-1036, 1986.
- SHAW, E. M. *Hydrology in practice*. London: Chapman and Hall, 1994. 569 p.
- SIMONS, D. B.; SENTÜRK, F. *Sediment transport technology*. Fort Collins: Water Resources Publications. 1992. 807 p.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. Predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Proceeding of the Soil Science Society of America*, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.
- VANONI, V. A. *Sedimentation engineering*. New York: ASCE, 1975. (*Manuals and Reports on Engineering Practice*, n. 54).
- WAGNER, B. et al. Evaluation of pedro-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, n. 102, p. 275-297, 2001.
- WICKS, J. M. *Physically-based mathematical modeling of catchment sediment yield*. 1988. 238 p. PhD thesis. Department of Civil Engineering, University of Newcastle Upon Tyne, UK, 1988.
- YALIN, M. S. An expression for bedload transportation. *Journal of Hydraulic Division*, v. 89, n. 3, p. 221-250, 1963.