

# MODELAGEM DO ESCOAMENTO E EROSÃO DO SOLO EM BACIAS DA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DA PARAÍBA UTILIZANDO O MODELO MOSEE

*Eduardo E. Figueiredo<sup>1</sup>; Anthony J. Parson<sup>2</sup> & Zacarias Caetano Vieira<sup>3</sup>*

**RESUMO** --- Um modelo distribuído de simulação do escoamento e erosão do solo (MOSEE) foi desenvolvido durante o programa de pós-doutorado do primeiro autor na Universidade de Sheffield/UK sob a sigla MOSESS\_2D. O modelo simula, em escala de bacia, o escoamento gerado pelo excesso de chuva sobre a capacidade de infiltração do solo e/ou pelo excesso de umidade sobre a saturação do solo considerando a variabilidade espacial da chuva e as características físicas da bacia, bem como a erosão do solo e a produção de sedimentos com base na capacidade de transporte do escoamento. O modelo foi parametrizado com métodos baseados em texturas do solo observadas na bacia representativa de Sumé no semi-árido da Paraíba, tendo sido testado em uma micro-bacia (5200 m<sup>2</sup>) sob diferentes divisões da área e em bacias maiores (10 a 140 km<sup>2</sup>) utilizando dados de intensidade de chuva de 1986 (micro-bacia) e 1977 (bacias maiores). As simulações do escoamento e erosão do solo representaram bem os valores observados na micro-bacia. Nas bacias maiores os escoamentos simulados (agregados para a escala diária) se aproximaram bem dos observados em duas bacias. Consistentemente, as cargas de sedimentos simuladas nos exutórios das bacias aumentaram com o aumento da área.

**ABSTRACT** --- A distributed model to simulate the processes of runoff and soil erosion at the catchment scale (MOSEE) was developed during the post-doctoral programme of the first author in the University of Sheffield/UK under the acronym MOSESS\_2D. The model simulates the processes of runoff by excess of rainfall over infiltration capacity and/or by excess of soil moisture content over saturation taking into account the spatial variability of rainfall and catchment characteristics, as well as the soil erosion and sediment yield based on the transport capacity by the flow. The model was parameterized with methods based on soil texture using data observed in the northeast semi-arid Representative basin of Sume, Paraíba/Brazil, and then applied to one micro-basin (5200 m<sup>2</sup>) with different divisions of the area and to larger catchments (10 - 140 km<sup>2</sup>) using break-point data of rainfall observed in 1986 (micro-basin) and 1977 (larger areas). The runoff and sediment yield simulations represented well the observed values at the micro basin, although the sediment loads were overestimated. For the larger areas, the simulated runoffs (aggregated to a daily basis) approached well the observed ones at two catchments. Consistently, the simulated sediment yields increased as the catchment area increased.

**Palavras-chave:** Modelo distribuído, escoamento e erosão, simulação.

---

1) Professor do Departamento de Engenharia Civil, AERH/UPEC/CTRN/UFCG, Tel. (0xx 83) 3310-1157. E-mail: [eduardo@dec.ufcg.edu.br](mailto:eduardo@dec.ufcg.edu.br)

2) Professor do Departamento de Geografia da Universidade de Sheffield/UK, Winter Street, S10 2TN, Sheffield, UK.

3) Mestrando na Unidade Acadêmica de Engenharia Civil da Universidade Federal de Campina Grande, PB.

## 1 – INTRODUÇÃO

A modelagem do escoamento e erosão do solo tem sido realizada através de diferentes modelos de simulação. Historicamente, os modelos de simulação hidrossedimentológica do tipo empírico ou “caixa preta” foram bastante utilizados para a quantificação da produção anual de sedimentos durante as décadas de 60 e 70 como a USLE (Wischmeier & Smith, 1960). Os modelos do tipo conceitual como o STANFORD IV (Crowford e Linsley, 1966) tornaram-se populares até meados de 80. Muitos modelos conceituais ainda são utilizados até hoje, principalmente os distribuídos, que consideram as variabilidades do sistema da bacia e da precipitação, como o modelo NAVMO (Kleeberg et al. 1989). Os modelos conceituais utilizam equações baseadas em conceitos ligados aos processos hidrossedimentológicos, mas contêm coeficientes que precisam, em geral, uma boa base de dados para sua calibração. A partir de meados dos anos 80, os modelos de base física foram se popularizando, tais como o SHETRAN (Ewen et al. 2000), bem como os modelos orientados a eventos, que não levam em consideração as condições antecedentes, como o WESP (Lopes, 1987). O modelo contínuo de base física “MOSESS, a model for soil erosion prediction at small scales” (Figueiredo e Davi, 2006) foi desenvolvido para simular o escoamento e erosão do solo de maneira concentrada. Os modelos concentrados são úteis na verificação da parametrização estabelecida em termos das características físicas da bacia. Segundo Refsgaard et al (1992) os parâmetros de modelos de base física podem ser estimados ou medidos. São, em princípio, mais apropriados para a simulação de processos em bacias não monitoradas (Figueiredo e Bathurst, 2007) e para a investigação de impactos causados nas respostas de bacias hidrográficas decorrentes de variações ou mudanças no clima e uso do solo (Figueiredo e Bathurst, 2006), na cobertura vegetal (Lukey et al. 1995), incerteza na simulação (Figueiredo e Bathurst, 2004), na escala e uso do solo (Figueiredo, 1998) e modelagem em regiões semi-áridas (Figueiredo, 2008). Os modelos de base física distribuídos consideram a bacia hidrográfica dividida conforme o clima, solo, relevo, etc. A divisão pode ser em sub-bacias, planos e canais, podendo os parâmetros ser ou não afetados pelo processo de divisão ou pela escala da bacia (Figueiredo e Bathurst, 2005).

A presente pesquisa apresenta o modelo distribuído de simulação do escoamento e erosão do solo em escala de bacia, MOSEE, desenvolvido durante o projeto de pós-doutorado do primeiro autor na Universidade de Sheffield/UK (2008-2009) sob o título “MOSESS\_2D, um modelo bidimensional distribuído para simulação do escoamento e erosão do solo em escala de bacia. A mudança no nome decorre de uma melhor adaptação ao Português, além do que outras modificações convenientes foram feitas no modelo que é, em concepção, na maioria dos processos modelados, de base física, contínuo e apropriado para simular o escoamento e erosão do solo em escala de bacia hidrográfica bem como os efeitos de escala (divisão da bacia, tamanho da área) sob

parâmetros estabelecidos (medidos ou estimados) e processos simulados. Os detalhes do modelo encontram-se descritos neste artigo, bem como os testes iniciais em bacias localizadas na região semi-árida na Paraíba.

## 2 – DESCRIÇÃO GERAL DO MODELO MOSEE

O **MO**delo de **Simulação do Ecoamento e Erosão do solo (MOSEE)** foi concebido para simular o escoamento em escala de bacia hidrográfica dividida em sub-bacias, sendo o escoamento simulado em cada sub-bacia propagado através do trecho de rio inserido (Figura 1). O número de sub-bacias está limitado em 20, porém o programa computacional poderá ser utilizado como sub-rotina de um programa geral (a ser desenvolvido futuramente) no caso de simulação de grandes bacias hidrográficas. Os dados de cada sub-bacia são informados ao programa de maneira distribuída, sendo atribuído um posto pluviográfico para cada uma, 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  $\theta$  ( $m^3/m^3$ ) 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.

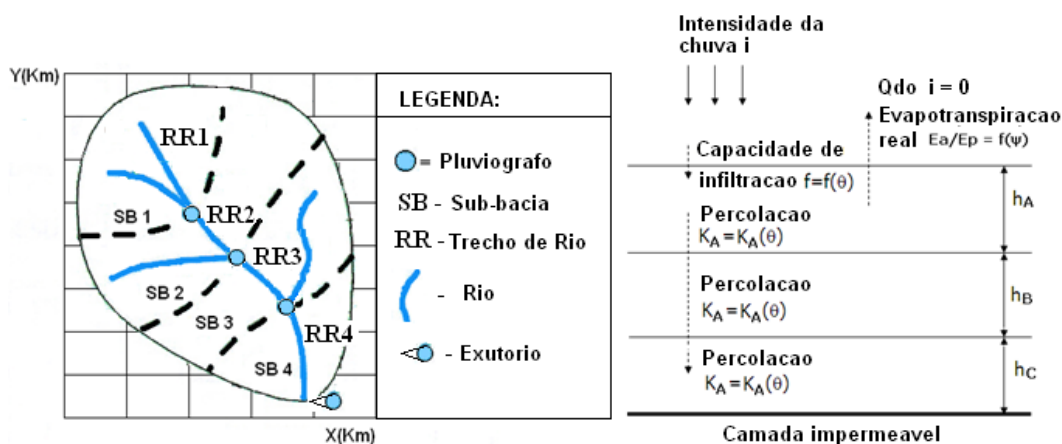


Figura 1 – Estrutura da bacia e de representação do perfil do solo no modelo

Para os momentos entre os eventos de chuva, a evapotranspiração real,  $E_a$  (mm/h), é calculada em função da tensão do solo,  $\psi = \psi(\theta)$  (kPa), e da evapotranspiração potencial,  $E_p$  (mm/h) (Feddes e Zaradny, 1977), enquanto que durante os eventos de chuva não ocorre evapotranspiração ( $E_a/E_p = 0$ ) já que a atmosfera está saturada, sendo a quantidade de água infiltrada pela superfície determinada em função da capacidade de infiltração do solo  $f=f(\theta)$  (mm/h). Métodos alternativos para o cálculo da evapotranspiração potencial encontram-se no programa computacional do modelo.

O escoamento é gerado quando a intensidade da chuva,  $i$  (mm/h), exceder a capacidade de infiltração do solo ( $i > f$ ), quando a umidade da camada superficial exceder a umidade de saturação

do solo ( $\theta > \theta_s$ ) ou quando ambos os casos ocorrerem simultaneamente. O escoamento gerado em cada sub-bacia é propagado através do trecho de rio inserido.

A erosão do solo é devida ao impacto da precipitação e ao escoamento, determinando, assim, a carga total de sedimento disponível para o transporte, sendo esta comparada à capacidade de transporte pelo escoamento que é calculada através de metodologias alternativas no programa computacional do modelo, permitindo, desse modo, saber se ocorrerá deposição ou se toda a carga de sedimento disponível será transportada.

### 3-COMPONENTE DE FLUXO DO MODELO

#### 3.1- Precipitação

As intensidades das precipitações são calculadas conforme a mudança de intensidade da chuva, com as alturas das chuvas  $P$  (mm) e intervalos de tempo correspondentes  $\Delta t_1$ ,  $\Delta t_2$ , (min). 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 (Figura 2), e inseridas no arquivo de dados de chuva. Para considerar a variabilidade espacial da precipitação na bacia, um pluviógrafo é atribuído para cada sub-bacia.

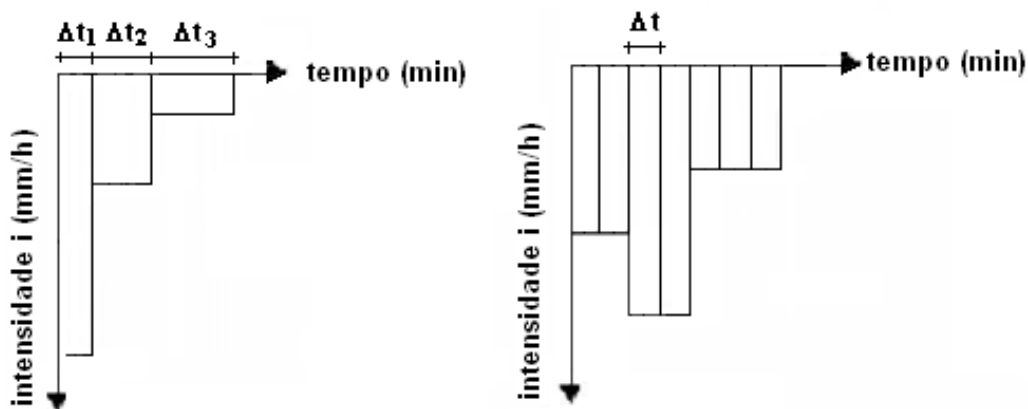


Figura 2 – Intensidades de chuvas em intervalos de tempos variáveis e constantes

#### 3.2-Intercepção

Uma função explícita para a intercepção não foi programada no modelo haja vista a baixa capacidade de armazenamento da folhagem em áreas semi-áridas, da ordem de 0,5 mm (Figueiredo, 1998) para as quais o modelo é mais apropriado. No entanto, dois fatores de cobertura foram introduzidos no modelo, um para representar a proporção de vegetação rasteira ( $0 < C_g < 1$ ) e outro para representar a proporção de rochas na superfície do solo ( $0 < C_r < 1$ ). Essas proporções de cobertura não apresentam efeito interceptivo à chuva, porém apresentam efeito no processo de erosão do solo (ver item 4), sendo fatores de proteção contra a erosão causada pela chuva e pelo escoamento. A drenagem através da vegetação também pode ser considerada na erosão.

### 3.3-Evapotranspiração potencial ( $E_p$ ) e real ( $E_a$ )

No programa computacional do modelo foram programados os métodos de cálculo da evaporação potencial de Blaney-Criddle (ver descrição em Shaw, 1994), os métodos da radiação, aerodinâmico e de Penman (ver descrição em Chow et al., 1998), assim como a leitura de dados observados (e.g., tanque evaporimétrico). Em todos os casos, um fator de cultura constante e unitário foi utilizado para transformar a evaporação potencial em evapotranspiração potencial já que em escala de bacia hidrográfica os fatores de cultura para a diversidade de vegetação são raros. O método de Penman (1948) modificado por Monteith (1965) foi inicialmente programado, mas depois descartado pela falta de informações sobre a resistência estomatal e aerodinâmica de vegetações diversas em escala de bacia hidrográfica. Para o caso particular da leitura de dados observados em tanque evaporimétrico, os dados de evaporação potencial do tanque são corrigidos do coeficiente do tanque ( $0,6 < k_t < 1,0$ ) e informados ao programa.

A evapotranspiração real  $E_a$  (mm/h) é calculada observando-se os momentos em que ocorrem precipitações ( $P > 0$ ) e os momentos sem precipitações ( $P = 0$ ). Quando  $P > 0$  então  $E_a = 0$ , já que o ar está saturado. Quando  $P = 0$  então  $E_a$  (mm/h) é determinado em função da tensão do solo,  $\psi$  (kPa), que depende da umidade do solo  $\theta$  ( $m^3/m^3$ ). Segundo Feddes et al (1976), quando a tensão do solo for igual ao valor do ponto de murcha ( $\psi = 1500$  kPa) não há umidade suficiente para ocorrer evapotranspiração sendo  $E_a = 0$  e quando a tensão do solo for igual ao valor da capacidade de campo ( $\psi = 33,3$  kPa), a evapotranspiração ocorre na taxa potencial, ou seja  $E_a = E_p$  (mm/h). Entre essas tensões Feddes e Zaradny (1977) assumiram uma função do tipo linear. No presente estudo a função exponencial abaixo foi fixada, sendo  $\alpha$  um fator local.

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

#### 3.3.1-Tensão do solo

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 textura (%C, %S) e  $\theta$  a umidade do solo ( $m^3/m^3$ ).

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

A umidade volumétrica  $\theta$  é calculada para as camadas do solo, para os intervalos em que ocorrem precipitações ( $P > 0$ ) e entre os eventos de chuva ( $P = 0$ ). Os procedimentos são discutidos a seguir.

#### 3.3.2-Umididade Volumétrica

Entre os eventos de chuva ( $P = 0$ ), a umidade do solo diminui pela evapotranspiração real, sendo a variação de umidade no tempo, calculada em termos da evaporação e da condutividade

hidráulica das camadas. A variação de umidade no perfil do solo resulta da equação da conservação da massa  $\partial\theta/\partial t = -\partial q/\partial z - S[\psi(\theta)]$  combinada com a equação de Darcy para fluxo vertical  $\partial q/\partial z = -K(\theta)\frac{\partial}{\partial z}[\psi(\theta) - z]$ , nas quais  $z$  é a distância vertical a partir da superfície,  $S[\psi(\theta)]$  é a perda de água para a atmosfera por evapotranspiração,  $K(\theta)$  é a condutividade hidráulica não saturada e  $t$  o tempo (ver Feddes & Zaradny, 1977).

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)\frac{\partial}{\partial z}\psi(\theta)\right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S[\psi(\theta)] \quad (3)$$

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  $\psi$ .

$$\theta_{A(t+\Delta t)} - \theta_{A(t)} = -\frac{\Delta t}{h_A}\left[\frac{K_A(\theta)\psi_A(\theta)}{h_A}\right] - \frac{\Delta t}{h_A}K_A(\theta) - \frac{\Delta t}{h_A}E_a[\psi(\theta)] \quad (4)$$

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: (a) que 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,  $\theta(\psi_{10})$ , 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) que 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).

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = \begin{cases} \frac{K_m \cdot \Delta t}{h_B} & \text{if } \theta_A > \theta_{A \min} \\ -\frac{(E_a) \cdot \Delta t}{h_B} & \text{if } \theta_A \leq \theta_{A \min} \end{cases} \quad (5)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = \begin{cases} \frac{K_m \cdot \Delta t}{h_C} & \text{if } \theta_B > \theta_{B \min} \\ -\frac{(E_a) \cdot \Delta t}{h_C} & \text{if } \theta_B \leq \theta_{B \min} \end{cases} \quad (6)$$

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  $\Delta t$ . O efeito da declividade na lâmina d'água infiltrada é considerado pelo cosseno do ângulo equivalente.

$$\theta_{A(t+\Delta t)} - \theta_{A(t)} = \begin{cases} + \frac{f \cdot \Delta t}{h_A} & \text{se } i > f \\ + \frac{i \cdot \Delta t}{h_A} & \text{se } i \leq f \end{cases} \quad (7)$$

$$\theta_{B(t+\Delta t)} - \theta_{B(t)} = \begin{cases} + \frac{K_A \cdot \Delta t}{h_B} & \text{se } K_A < K_B \\ + \frac{K_B \cdot \Delta t}{h_B} & \text{se } K_B \geq K_B \end{cases} \quad (8)$$

$$\theta_{C(t+\Delta t)} - \theta_{C(t)} = \begin{cases} + \frac{K_B \cdot \Delta t}{h_C} & \text{se } K_B < K_C \\ + \frac{K_C \cdot \Delta t}{h_C} & \text{se } K_B \geq K_C \end{cases} \quad (9)$$

### 3.3.3-Conduktividade hidráulica não saturada

A condutividade hidráulica não saturada pode ser calculada com métodos alternativos (e.g., Brooks & Corey, 1964; Campbel, 1974; Saxton et al, 1986 e Van Genuchten, 1980) todos dependentes da condutividade hidráulica saturada  $K_s$  que também pode ser calculada com métodos alternativos (e.g. Saxton et al., 1986; Rawls et al., 1998, Brakensiek et al., 1984 e Cosby et al., 1984) em termos do percentual de areia (%S) e de argila (%C) na camada. A condutividade não saturada tem forma geral abaixo.

$$K(\theta) = K_s (S_e)^\eta \quad (10)$$

onde  $\eta$  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  $\phi = (2.65 - DS) / 2.65$  (DS é a densidade do solo), sendo  $f_{ar}$  um fator que considera o aprisionamento de ar, ou com a equação de Saxton et al (1986) em termos da textura do solo;  $\theta_r$  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  $\eta$ . Já Campbel (1974) apresenta expoente semelhante ao de Brooks & Corey, porém desconsidera a umidade residual. No presente estudo, também foi considerado o expoente  $\eta = -1/B$ . 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).

$$K_s = 7.05556 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{[-0.6 + 0.0126(\%S) - 0.0064(\%C)]} \quad (\text{m/s}) \quad (11)$$

### 3.3.4-Capacidade de infiltração da superfície

A infiltração na superfície do solo será calculada com base na capacidade de infiltração em termos da umidade. São possíveis 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. Em ambos os casos, observa-se a condição que quando o solo estiver saturado ( $\theta = \theta_s$ ) a capacidade de infiltração é mínima, i.e.,  $f=f_c$ . A segunda alternativa é uma forma da equação de Horton, porém expressa em termos da umidade e não do tempo. Caso o tempo fosse considerado explicitamente, então a capacidade de infiltração atingiria rapidamente o valor mínimo em simulações longas.

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

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

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 (equação 1), a tensão do solo (equação 2), a condutividade hidráulica não saturada (equação 10 ou outra alternativa programada) e a capacidade de infiltração (equação 12 ou 13) são calculadas.

### 3.4-Escoamento Superficial

O escoamento superficial ocorre pelo excesso de precipitação  $i$  sobre a capacidade de infiltração  $f$  (quando  $i > f$ ), pela saturação da camada superficial do solo (quando  $\theta_A > \theta_s$  e  $i < f$ ) ou em ambos os casos (quando  $\theta_A > \theta_s$  e  $i > f$ ). Essas condições estão na equação abaixo, com  $I$  em  $l/s$ ,  $A_b$  em  $km^2$ ,  $i$  e  $f$  (médios em  $\Delta t$ ) em  $mm/h$ ,  $h_A$  em  $cm$  e  $\Delta t$  em minutos. O efeito da declividade na lâmina d'água escoada é considerado pelo cosseno do ângulo equivalente.

$$I = \begin{cases} A_b \cdot 10^3 \frac{(i-f)}{3,6} & i > f \\ A_b \cdot 10^6 (\theta - \theta_s) \frac{10h_A}{\Delta t * 60} & \theta > \theta_s \\ A_b \cdot 10^3 \frac{(i-f)}{3,6} + A_b \cdot 10^6 (\theta - \theta_s) \frac{10h_A}{\Delta t * 60} & i > f \text{ e } \theta > \theta_s \end{cases} \quad (14)$$

### 3.5-Escoamento sub-superficial

O escoamento sub-superficial é determinado quando a umidade da camada superficial do solo for maior que a umidade da capacidade de campo  $\theta_{cc}$ , determinada com o método de Saxton et al (1986) em termos da textura do solo. O método considera a equação de Darcy com carga a montante dada pela lâmina d'água correspondente a umidade do solo, carga a jusante igual a zero (é



assumido que a lâmina d'água diminui e descarrega na atmosfera na encosta do declive) e condutividade hidráulica saturada. Assim, para condições não confinadas, isotrópicas e considerando a extensão do rio (L) e a largura média da 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  $\theta$ , para  $\theta > \theta_{cc}$ .

$$q_{sb} = \frac{K_s h(\theta)^2 A_b}{2 L^2} \quad \theta > \theta_{cc} \quad (15)$$

### 3.6-Escoamento total

O escoamento total é a soma dos escoamentos superficial, por excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração, por saturação da camada superficial ou ambos, mais o escoamento sub-superficial (equação 15). Na presente versão do modelo, o escoamento subterrâneo não foi considerado.

### 3.7-Propagação do escoamento

O método de propagação do escoamento de Muskingum (Chow et al. 1998) e o método Convexo do Serviço de Conservação do Solo (SCS) dos Estados Unidos (MacCuen, 1982) foram programados conforme as equações abaixo, onde  $I$  é o escoamento na entrada do trecho de rio (equação 14) e  $Q$  é o escoamento na saída do trecho de rio. Em ambos os casos deve ser atribuído um valor para  $Q_t$  por ser desconhecido (ver discussão em McCuen, 1982).

$$Q_{t+\Delta t} = C_1 I_{t+\Delta t} + C_2 I_t + C_3 Q_t \quad (16)$$

$$Q_{t+\Delta t} = C I_t + (1-C) \cdot Q_t \quad (17)$$

onde  $C = \Delta t/K$ ,  $K$  é o tempo de translação do hidrograma tomado igual ao tempo de concentração do trecho de rio,  $C_1 = (C-2X)/(2(1-X)+C)$ ,  $C_2 = (C+2X)/(2(1-X)+C)$ ,  $C_3 = (2(1-X)-C)/(2(1-X)+C)$ , sendo  $X$  o fator de forma de Muskingum;

No programa, a condição  $2KX < \Delta t < t_c$  ( $t_c$  é o tempo de concentração) é verificada de modo que  $0 < C < 1$ ,  $C_1 > 0$  e  $C_3 > 0$ .

O tempo de concentração pode ser calculado por dois métodos alternativos, o de Kirpich (1940) e o de Kerby (1959). O método de Kirpich é dado abaixo, sendo  $t_c$  em minutos,  $L$  (extensão do trecho) em pés e  $S$  (declividade do trecho) em m/m.

$$t_c = K = 0,0078 \left( \frac{L^{0,77}}{S^{0,385}} \right) \quad (18)$$

## 4-COMPONENTE DE EROSIÃO DO MODELO

No cálculo da erosão do solo, a erosão total disponível para transporte é devida ao impacto das gotas de chuva e ao escoamento. Também é considerada a diminuição do desprendimento provocado pelo impacto das gotas de chuva, que ocorre à medida que a lâmina escoada aumenta. O

transporte da carga total disponível depende da capacidade de transporte do fluxo que é calculada através de métodos alternativos.

#### 4.1-Erosão pela chuva e pelo escoamento

A erosão do solo decorre do desprendimento pelo impacto das gotas de chuva e pelo escoamento, formando assim a carga total de sedimentos disponível para transporte.

A parcela de erosão causada pela chuva é calculada com a equação abaixo.

$$D_r = K_r \cdot F_w \cdot (1 - C_g - C_r) \cdot (M_r + M_d) \quad (19)$$

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 rasteira e rochas;  $M_r$  é o momento quadrado da chuva por unidade de área e de tempo [ $(\text{kg}\cdot\text{m/s})^2 \text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ] dado por  $M_r = \alpha \cdot i^\beta$  ( $\alpha$  e  $\beta$  são parâmetros que dependem da intensidade da chuva  $i$ , tabelados em Wicks, 1998);  $M_d$  é o momento quadrado da gota de chuva que cai da vegetação [ $(\text{kg}\cdot\text{m/s})^2 \text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ],  $M_d = (\rho^2 \pi d^3 / 6) \cdot V^2 \cdot L_d \cdot D_{rg}$  ( $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$  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 de queda das gotas que caem da vegetação, com  $V = [(M/\beta)g(1 - e^{-2X\beta})]^{1/2}$  onde  $M/\beta$  e  $X$  variam com o diâmetro da gota de chuva  $d$  (Wicks, 1998) e  $g = 9,806 \text{ m/s}^2$ ).

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

$$D_f = K_f \cdot (1 - C_g - C_r) \cdot \left( \frac{\tau}{\tau_c} - 1 \right) \quad (20)$$

onde  $D_f$  é o desprendimento de solo pelo escoamento ( $\text{kg/m}^2\cdot\text{s}$ );  $K_f$  é o coeficiente de erosividade do fluxo ( $\text{kg/m}^2\cdot\text{s}$ );  $C_g$  e  $C_r$  já foram definidos antes,  $\tau$  e  $\tau_c$  são as tensões de cisalhamento do fluxo e crítica do sedimento ( $\text{N/m}^2$ ) 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  $R_* = \max[0,03; D_{50} \cdot (\tau/\rho)/\nu]$ ,  $\gamma$  é o peso específico da água ( $9806 \text{ N/m}^3$ ),  $S$  é a declividade da bacia (m/m),  $h$  é a lâmina do escoamento (m),  $\rho_s$  é a massa específica do sedimento ( $2650 \text{ kg/m}^3$ ),  $\rho$  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  $\nu$  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,  $CS = (D_r + D_f)/Q$  onde  $Q$  é calculado pelo modelo (equação 16 ou 17). O transporte de sedimentos depende da capacidade do fluxo em transportar a carga total disponível.

## 4.2-Transporte/deposição de sedimentos

Para avaliar a capacidade de transporte, foram selecionadas 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 e 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).

$$C_t = \frac{0,05}{d \cdot (S_s - 1)^2} \cdot \sqrt{\frac{S \cdot h_c}{g}} \cdot u \cdot S \quad (21)$$

A carga total de sedimentos será totalmente transportada se a capacidade de transporte, calculada pela equação acima (ou uma alternativa) for maior, sendo a diferença a deposição de sedimentos. Caso contrário, a carga total será transportada e não ocorrerá deposição.

## 5-TESTE DO MODELO

### 5.1-Região de Estudo

Na Paraíba, o domínio semi-árido conta com diferentes sub-regiões, dentre as quais o Cariri. A região do Cariri abrange as áreas drenadas pelo alto curso do rio Paraíba e pelo rio Taperoá, estando inserida nela as bacias representativa de Sumé – BRS e suas sub-bacias (Cadier e Freitas, 1982), que contam com dados diários de 6 anos (1982-1988) e de 9 hidrogramas de eventos de chuva, a bacia experimental de Sumé – BES (Cadier et al. 1983), que conta com dados de chuva, escoamento e erosão em parcelas de  $100 m^2$  e micro-bacias variando de  $5000$  a  $10000 m^2$  e diferentes condições de relevo e cobertura, e a bacia experimental de São João do Cariri – BESJC que conta com parcelas de  $100 m^2$ , micro-bacias variando de  $1600 m^2$  até  $16300 m^2$  e sub-bacias de  $0,13$  a  $0,59 km^2$ , com dados de escoamento e erosão do solo de vários eventos a partir de 2000.

No presente trabalho, o teste do modelo foi feito para a micro-bacia M3 ( $5200 m^2$ ) da BES com dados do ano de 1986 e para as bacias de Jatobá ( $26,8 km^2$ ), Umburana ( $10,7 km^2$ ) e Gangorra ( $137,4 km^2$ ), que constituem a BRS, com dados de intensidades de chuvas observadas em Jatobá em 1977, utilizados para desagregar dados diários de chuva nas outras bacias, Gangorra e Umburana (Figueiredo, 1998). A Figura 3 mostra a região semi-árida do Nordeste do Brasil e a localização das bacias utilizadas para teste do modelo.

## 5.2-Modelagem

As bacias maiores foram modeladas em 20 sub-bacias com áreas iguais e características (altitudes e extensões dos trechos de rios da bacia e sub-bacias, textura dos solos, etc) informadas em arquivos específicos. As proporções de cobertura rasteira foram fixadas em 0,3 para Gangorra e Umburana e 0,10 para Jatobá (sem considerar a drenagem para o solo). As larguras dos trechos de rios das bacias foram fixadas em 30 (Gangorra), 20 m (Jatobá e Umburana) e 0,3 m para a micro-bacia. Para investigação do efeito de divisão da área sobre os processos em pequenas bacias, a micro-bacia M3 foi simulada de maneira concentrada e também dividida em 4 e 20 sub-bacias.

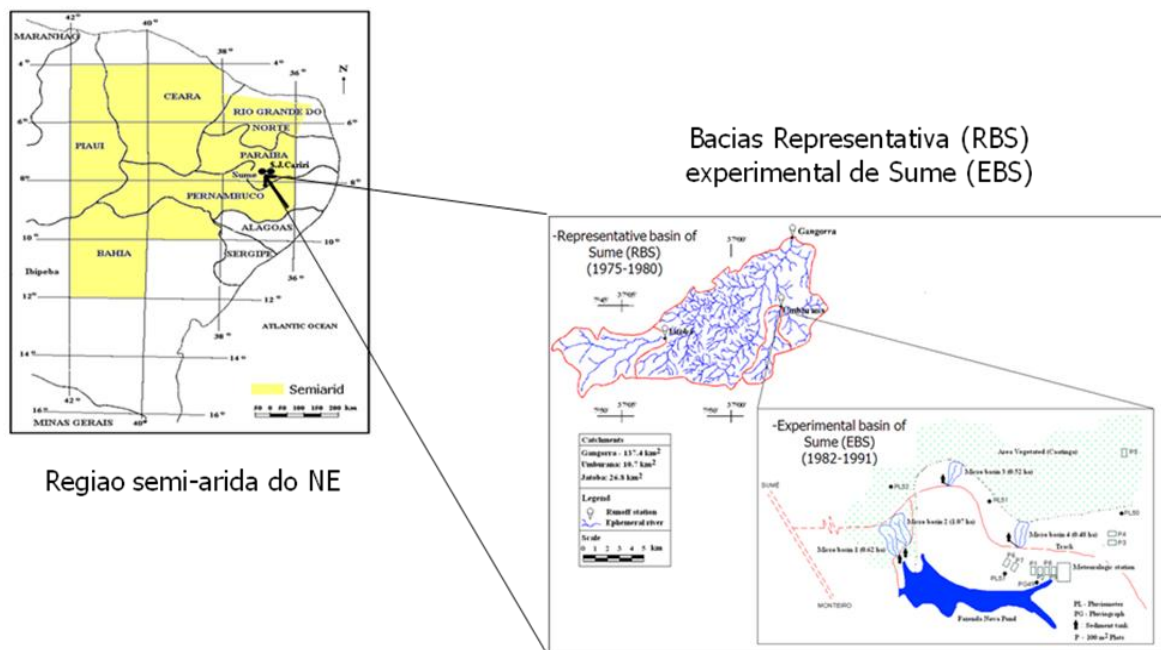


Figura 3 – Região semi-árida do NE e localização das áreas de estudo

Para a evapotranspiração potencial ( $E_p$ ) foram lidos dados de tanque evaporimétrico enquanto que para a evapotranspiração real ( $E_a$ )  $\alpha$  foi fixado em 10 na equação (1) e a tensão do solo calculada com a equação (2), com A e B em termos dos percentuais de argila e areia (Saxton et al, 1986) das camadas do solo (15.77% e 50.2% camada A, 32.5% e 50.2% camadas B e C) cujas espessuras foram fixadas em  $h_A = 10$  cm,  $h_B = h_C = 20$  cm (Cadier & Freitas, 1982), exceto em Jatobá ( $h_A = 50$  cm e  $h_B = h_C = 65$  cm). Na micro-bacia foram usadas a equação de Saxton et al. (1986) e a equação (10) com  $\eta = -1/B$  no cálculo das condutividades saturada e não saturada. Para as bacias maiores, foram usadas a equação de Saxton et al (1986) e Cosby (1984). A umidade inicial foi tomada igual ao valor 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) e a porosidade com base na textura dos solos (Rawls & Brakensiek, 1989). A capacidade de infiltração (eq. 12) foi estimada com os parâmetros  $C = 7$  e  $D = -0.8$  (em Jatobá 2.5 e -1.5) ajustados a partir da curva de capacidade de infiltração experimental (Figura 4) obtida com dados em Cadier & Freitas (1982).

O método Convexo (17) do SCS (McCuen, 1982) foi utilizado como procedimento para propagação do escoamento com tempo de concentração determinado pelo método de Kirpich (eq. 18). Nos canais das bacias o coeficiente de Manning foi fixado em  $n = 0,030$  e as declividades extraídas dos relevos das bacias (Cadier & Freitas, 1982). Na micro-bacia (descoberta),  $n = 0.020$  (Wicks, 1988). As declividades dos canais foram fixadas em 0,03 (Umburana e Jatoba), 0,01 (Gangorra) e 0,007 (micro-bacia). Os intervalos de tempo no cálculo da propagação do escoamento foram menores do que  $t_c$  para evitar vazões negativas e fixados para melhor ajuste do escoamento.

No cálculo da carga total de sedimentos, os coeficientes de erosividade da chuva (eq. 19) e do escoamento (eq. 20) foram fixados em  $18 \text{ s}^2/\text{kg.m}^2$  (em Jatoba  $18 \text{ s}^2/\text{kg.m}^2$ ) e  $0,000006 \text{ kg/m}^2\text{s}$  (Figueiredo, 2008). Para a capacidade de transporte de sedimentos pelo escoamento, foi escolhido o método de Engelund-Hansen (eq. 21) com o diâmetro representativo,  $D_{50} = 0,5 \text{ mm}$ , obtido de ensaios granulométricos (Figura 5) do sedimento erodido.

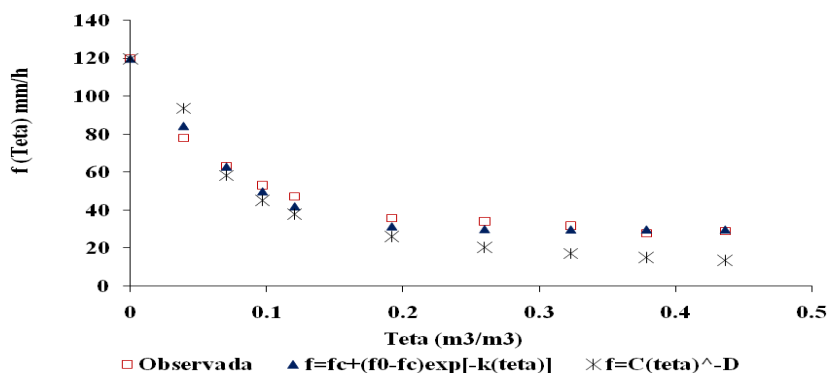


Figura 4 – Curvas de capacidade de infiltração em Sumé

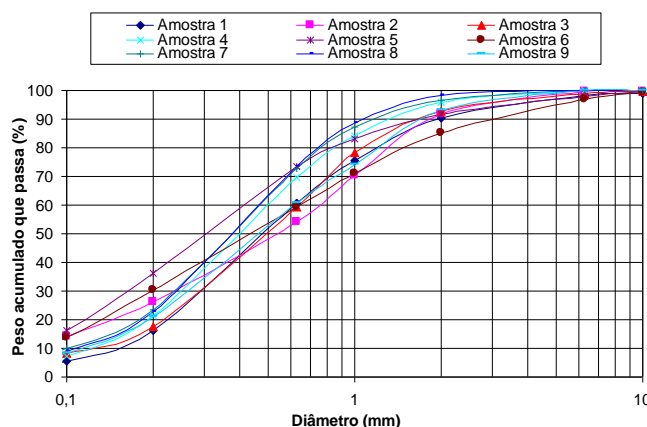


Figura 5 – Granulometria do solo erodido na Micro-Bacia M3

## 6 – RESULTADOS DA MODELAGEM E DISCUSSÃO

Os resultados da modelagem do escoamento e erosão do solo são mostrados nas Figuras 7 a 9 (micro-bacia M3) e 10 a 12 (bacias de Jatobá, Umburana e Gangorra).

Para a micro-bacia M3, pode-se notar que os hidrogramas simulados representaram bem os observados em diferentes momentos do ano de 1986, em todas as divisões da micro-bacia. Os escoamentos simulados aproximaram-se mais dos observados com a bacia dividida em sub-áreas do que concentrada. A lâmina anual observada (270,2 mm) na micro-bacia foi bem representada com a área dividida em 4 (269,9 mm) e em 20 divisões (271,4 mm) com os coeficientes de determinação iguais ( $R^2 = 0,8909$ ), mas foi superestimada com a bacia concentrada (323,5 mm;  $R^2 = 0,806$ ) em razão de não se ter o efeito de retenção considerado. Isso sugere que mesmo em pequenas bacias hidrográficas o efeito de retenção durante a propagação do escoamento pode ser determinante. Os resultados das erosões também foram bons em todos os casos (~15, 12 e 21 t) e se aproximaram razoavelmente bem do valor observado (17,6 t), mas variaram com o aumento de divisões da bacia em razão da relação entre carga de sedimento disponível e capacidade de transporte. Em termos do coeficiente de determinação as simulações da erosão anual indicaram um melhor valor com a bacia dividida em 4 áreas ( $R^2 = 0,5047$ ) do que nos outros casos ( $R^2 = 0,3698$  e  $0,4509$ ).

Para as bacias maiores, pode-se observar que o modelo conseguiu representar de maneira razoável os hidrogramas diários observados em Jatobá e em Gangorra, mas não representou bem o hidrograma em Umburana haja vista a discrepância de um dia no tempo do pico do escoamento, possivelmente em decorrência dos dados de chuva, além do que subestimou o pico do escoamento. A Tabela 1 adiante resume os resultados das simulações.

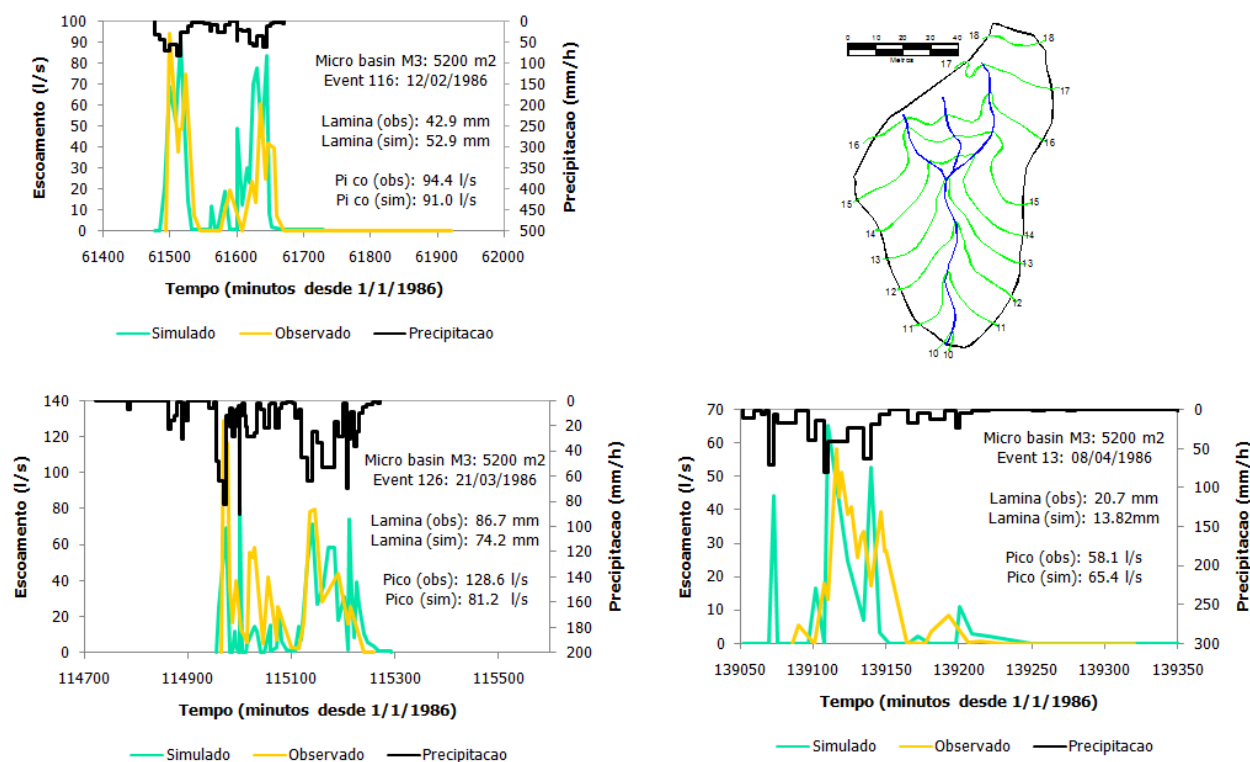


Figura 7 – Hidrogramas observados na micro-bacia M3 em 1986 e simulados com diferentes divisões da área (concentrada: acima; 4 e 20 sub-bacias: abaixo)

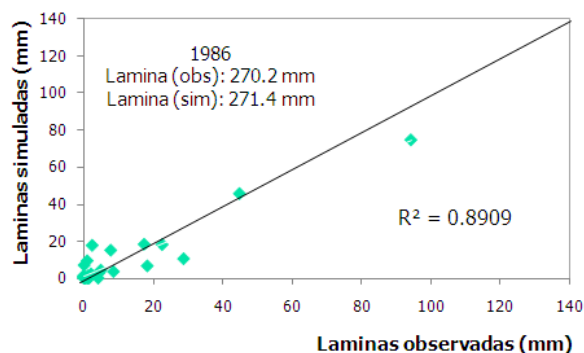
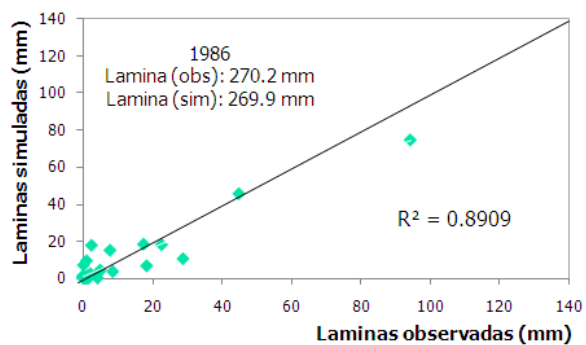
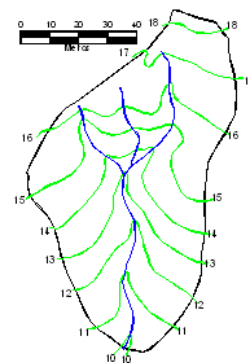
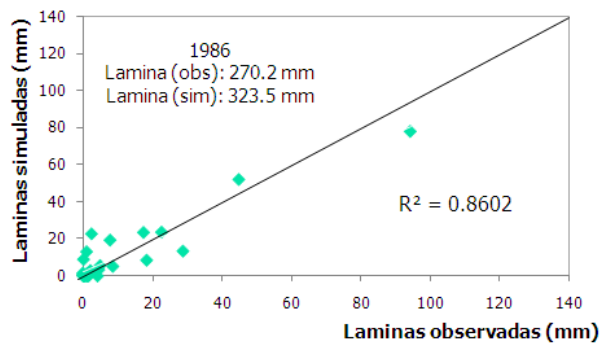


Figura 8 – Lâminas observadas na micro-bacia M3 em 1986 e simuladas com a bacia concentrada (acima) e com 4 e 20 divisões (abaixo)

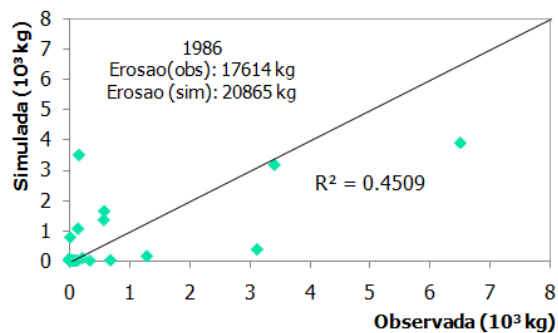
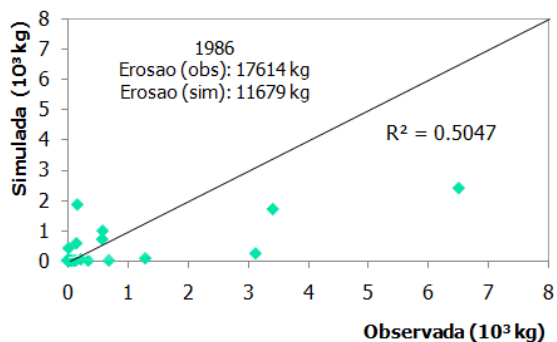
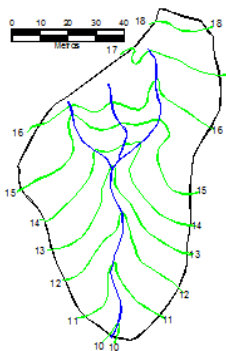
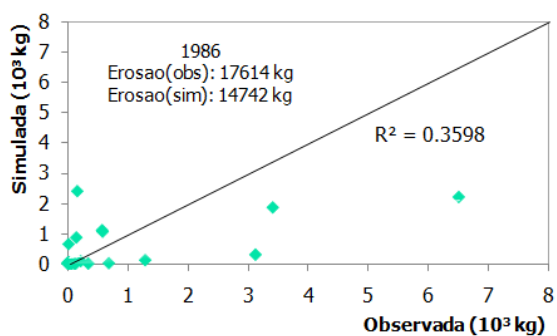


Figura 9 – Cargas de sedimento observadas na micro-bacia M3 em 1986 e simuladas com a bacia concentrada (acima) e com 4 e 20 divisões (abaixo)

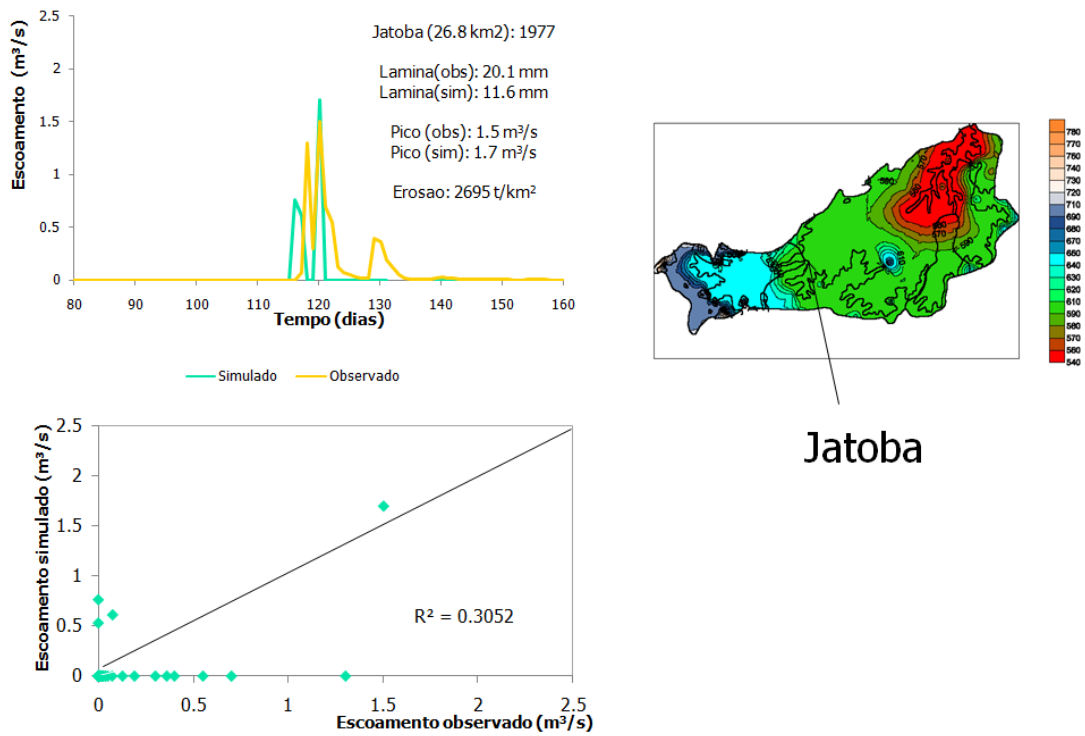


Figura 10 – Comparação de hidrogramas diários simulado e observado (acima) e de lâminas diárias (abaixo) em Jatobá em 1977

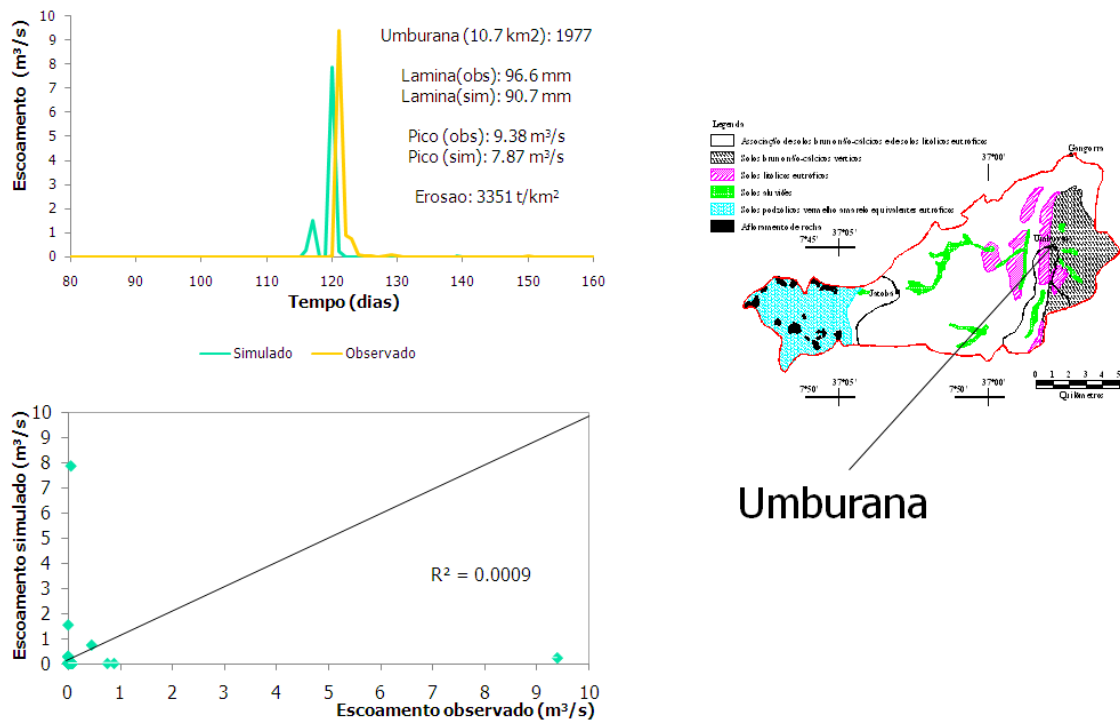


Figura 11 – Comparação de hidrogramas diários simulado e observado (acima) e de lâminas diárias (abaixo) em Umburana em 1977



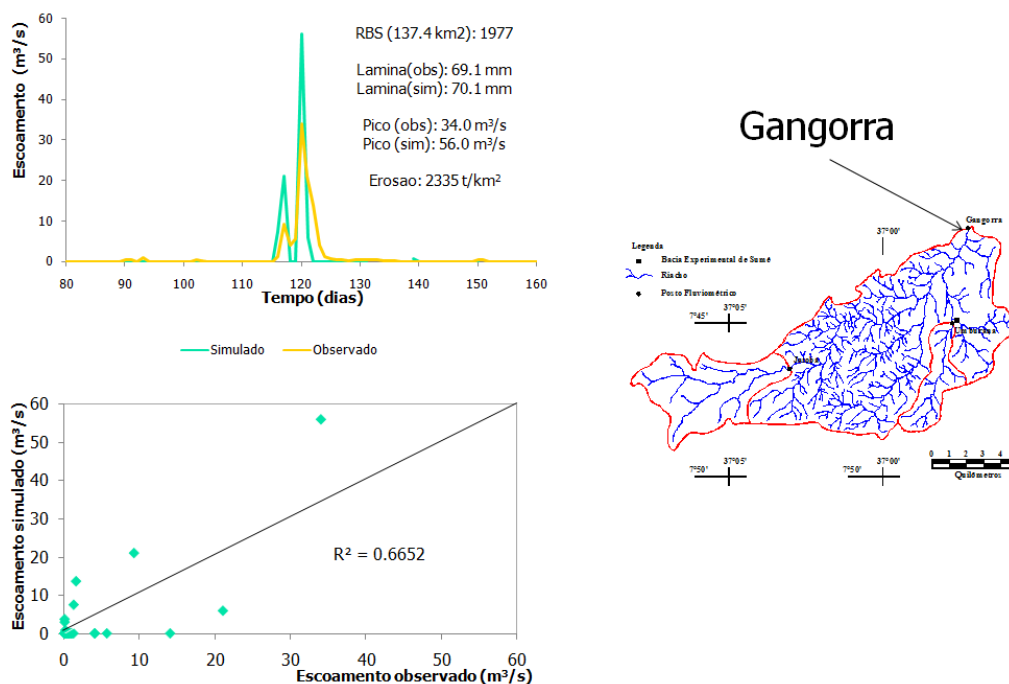


Figura 12 – Comparação de hidrogramas diários simulado e observado (acima) e de lâminas diárias (abaixo) em Gangorra em 1977

Tabela 1 – Resumo dos resultados da modelagem

Bacia	Ano	Laminas (mm)		Picos (m <sup>3</sup> /s)		Sedimento (t)	
		Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim
M3 (0,0052 km <sup>2</sup> )	1986	270	271	0,129	0,193	17,6	21
Umburana (10,7 km <sup>2</sup> )	1977	97	91	9,4	7,9		35858
Jatoba (26,8 km <sup>2</sup> )	1977	20	11,6	1,5	1,7		72223
Gangorra (137,4 km <sup>2</sup> )	1977	69	70	34	56		320824

## 7 – CONCLUSÕES

Com base nos resultados pode-se concluir que: (a) O modelo representou bem os processos observados (hidrogramas, lâminas e cargas de sedimento) na micro-bacia; (b) Nas bacias maiores, os hidrogramas simulados, agregados em escala de tempo diária, se aproximaram bem dos hidrogramas observados em Jatobá e em Gangorra, porém subestimou o escoamento na bacia de Umburana; (c) As cargas de sedimentos aumentaram consistentemente com o aumento da área.

## AGRADECIMENTOS

O apoio concedido pela CAPES para a realização do projeto de pós-doutoramento do primeiro autor é profundamente agradecido, assim como ao CNPq pelo apoio ao projeto MODHIPB – Processo N<sup>o</sup> 474430/2006-5.

## BIBLIOGRAFIA

- AVERJANOV, S.F. (1950). *About Permeability of Subsurface Soils in Case of Incomplete Saturation*. Eng. Collect., 7, 1950.
- BRAKENSIEK, D.L., RAWLS, W.J. & STEPHENSON, G.R. (1984). *Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils*. ASAE Paper No. PNR-84-203, St. Joseph, MI.
- BROOKS, R.H. & COREY, A.T. (1964). *Hydraulic Properties of Porous Media*. Hydrol. Paper No. 3, Colorado State Univ., Fort Collins.
- CADIER, E. & FREITAS, B. J. (1982). *Bacia Representativa de Sume. Primeira Estimativa de Agua*. Serie Hidrologia No. 14, SUDENE, Recife – PE, Brasil.
- CADIER, E. FREITAS, B.J. & LEPRUN, J.C. (1983). *Bacia Experimental de Sumé - Instalação e Primeiros Resultados*. Série Hidrologia No. 16, SUDENE, Recife - PE, Brasil.
- CAMPBELL, G. S. (1974). *A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data*. Soil Sci. 117:311-314.
- CHOW, V.T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill Int., New York.
- CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R. & MAYS, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Int. Ed., New York.
- COSBY, B.J., HORNBERGER, G.M., CLAPP, R.B. & GINN, T.R (1984). *A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils*. Water Res. Res. 20(6), 682-690.
- CROWFORD, N. H. & LINSLEY, R. K. (1976). *Digital simulation in hydrology. Stanford watershed model IV*. Dept. of Civil Engg., Stanford Univ., Technical report 39.
- ENGELUND, F. & HANSEN, E. (1967). *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*. Teknisk Vorlag, Copenhagen.
- EWEN, J., PARKIN, G. & O'Connell, P. E. (2000). *SHETRAN: Distributed River Basin Flow and Transport Modeling System*. J. Hydrologic Engineering, vol. 5, No. 3, ASCE.
- FEDDES, R.A., KOWALIK, P., NEUMAN, S.P & BRESLER, E. (1978). *Finite Difference and Finite Element Simulation of Field Water Uptake by Plants*. Hydrol. Sci. Bull.,21, 81-98.
- FEDDES, R.A. & ZARADNY, H. (1977). *Numerical model for transient water flow in non-homogeneous soil-root systems with groundwater influence*. In: Modeling, Identification and Control in Environmental Systems, Vansteenkiste, ed., IFIP North-Holland Publishing Company (1978).
- FIGUEIREDO, E.E & BATHRST, J.C. (2007). *Runoff and sediment yield predictions in a semiarid region of Brazil using SHETRAN*. Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off (Proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia. IAHS Publ. 309, 2007, p. 258-266.

- FIGUEIREDO, E F e DAVI, H H R C (2006). *MOSESS: a model for soil erosion prediction at small scales. Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems* (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006). IAHS Publ. 306, 2006.
- FIGUEIREDO, E.F. (2008). *Sediment yield modelling at micro-basins and basin scales in semi-arid regions of Brazil. Sediment Dynamics in Changing Environments* (Proceedings of a Symposium held in Christchurch, New Zealand, Dec., 2008, IAHS Publ., 325.
- FIGUEIREDO, E E & BATHURST J C (2006). *Effects of rainfall variability and land-use change on sediment yield simulated by SHETRAN. Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems* (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006). IAHS Publ. 306, 2006.
- FIGUEIREDO, E. E. (1998) *Scale effects and land use change impacts in sediment yield modelling in a semi-arid region of Brazil*, Ph.D Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, Newcastle, UK.
- FIGUEIREDO, E. E. & BATHURST, J. C. (2004). *Uncertainty analysis in up-scaling the SHETRAN model parameters*. 6th International Conference on Hydroinformatics. 2004 World Scientific Publishing Company (ISBN 9812387870). Cingapura.
- FIGUEIREDO, E. E. & BATHURST, J. C. (2005). *Relationship between simulated sediment yield and scale in a semiarid region of Brazil*. In: Seventh IAHS Scientific Assembly, 2005, Foz do Iguaçu - PR. Proceedings of the symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005. Wallingford, UK: IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, 2005., Pub292. p. 110-118.
- KERBY, W.S. (1959). *Time of concentration for overland flow*. ASCE Civil Engineering. 29(3).
- KIRPICH, Z.P. (1940). *Time of concentration of small agricultural watershed*. ASCE. Civil engineering, 10(6).
- KLEEBERG, H. B., OVERLAND, H. & PAUS, B. (1989). *NAVMO, version 1.1 Niederschlag – Abfluss – Verdunstungs Modell. Documentation*. Universitäre der Bundeswehr Mnchen, Alemanha.
- LOPES, V. L. (1987). *A Numerical Model of Watershed and Sediment Yield*, Ph.D. Dissertation, University of Arizona.
- LAURSEN, E.M. (1958). *The Total Sediment Load of Streams*. J. Hydr. Div. ASCE, 54(HY1) 1-36.
- LUKEY, B.T., SHEFFIELD, J., BATHURST, J.C., LAVABRE, J., MATHYS, N., & MARTIN, C. (1995). *Simulating the Effect of Vegetation Cover on the Sediment Yield of Mediterranean Catchments Using SHETRAN*. Phys.Chem.Earth, Vol.20,No.3-4, pp. 427-432.
- McCUEN, R.H. (1982). *A Guide to Hydrologic Analysis Using SCS Methods*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, United States.

- MUALEM, Y. (1978). *Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media: Generalized Macroscopic Approach*. Water Res. Res., Vol. 14, No. 2, 325-334.
- MONTEITH, J.L. (1965). *Evaporation and Environment*. In: The State and Movement of Water in Living Organisms, Proc. 15th Symposium for Experimental Biology, Swansea, Cambridge Univ. Press, London, 205-234.
- PENMAN, H.L. (1948). *Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass*. Proc. Roy. Soc. London, A193, 120-145.
- RAWLS, W.J., GIMENEZ, D., GROSSMANN, R. (1998). Use of soil texture, bulk density and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulics conductivity. Trans. ASAE 41 (4), 983-988.
- REFSGAARD, J.C., SETH, S.M., BATHURST, J.C., ERLICH, M., STORM, B., JORGENSEN, G.H., & CHANDRA, S. (1992). *Application of the SHE to Catchments in India*. Part 1. General Results. J. Hydrol., 140: 1-23.
- Rawls, W.J. and Brakensiek, D.L. (1989). Estimation of Soil Water Retention and Hydraulic Properties. In: H.J. Morel-Seytoux (editor). *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling Theory and Practice*, 275-300, Kluwer Academic Publisher.
- 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., V.50, 1031-1036.
- SHAW, E.M. (1994). *Hydrology in Practice*. Chapman and Hall. London.
- SIMONS, D. B. & SENTÜRK, F. (1992). *Sediment Transport Technology*. Fort Collins, Water Resources Publications. 807 p.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980). Predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Proc. SSSA, 44(5): 892-898.
- VANONI, V. A. (1975). *Sedimentation Engineering*. ASCE – Manuals and Reports on Engineering Practice. N° 54. New York.
- WAGNER, B., TARNAWSKI, V.R., HENNINGS, V., MULLER, U., WESSOLEK, G. & PLAGGE, R. (2001). Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* 102 (2001) 275-297.
- WICKS, J.M. (1988). *Physically-Based Mathematical Modelling of Catchment Sediment Yield*. PhD Thesis. Dept. of Civil Eng., Univ. of Newcastle upon Tyne, England, UK., 238 p.
- WISCHMEIER, W.H. & SMITH, D. D. (1960). A Universal Soil-Loss Estimating Equation to Guide Conservation Farm Planning. Trans. of the 7th Cong. Int. Soil Sci. Soc., 1:418-425.
- YALIN, M.S. (1963). *An Expression for Bedload Transportation*. J. Hydr. Div., Proc. ASCE, 89(HY3):221-250.