

EROSÃO DISTRIBUÍDA EM ÁREAS DE ENCOSTA

Antonio Marozzi Righetto e Lucien Akabassi

Departamento de Hidráulica e Saneamento da EESC-USP
Caixa Postal 359 - CEP 13560-970 – São Carlos, SP

RESUMO

A quantificação de sedimentos carreados pelos deflúvios superficiais durante chuvas intensas é uma tarefa importante nas atividades de manejo de práticas agrícolas, conservação do solo, perdas de nutrientes, transporte de poluentes, aporte de sedimentos aos corpos d'água, etc.

Desenvolveu-se um modelo numérico distribuído, em que o deflúvio superficial bidimensional é modelado através das equações da quantidade de movimento nas duas direções de superfície e da equação da continuidade. Utilizou-se o método da onda de difusão e não o da onda cinemática ou onda dinâmica, a fim de adequar o modelo a situações práticas em que podem ocorrer remanso ou escoamento reverso. As dimensões dos domínios considerados foram os das encostas de bacias hidrográficas.

Experimentos numéricos foram realizados com o objetivo de analisar a sensibilidade dos parâmetros do modelo e de levantar as faixas de possíveis valores a serem utilizados na simulação da erosão. Uma pequena área de ensaios, na qual foram obtidos resultados experimentais em condições de campo, foi utilizada para os estudos de sensibilidade e calibração do modelo matemático assim como para as observações do deflúvio e do processo erosivo.

Com o modelo calibrado, foram realizadas simulações do processo erosivo em áreas de encosta, com as dimensões usuais encontradas na região onde foi instalada a área experimental, a bacia do rio Jacaré-açu, SP.

INTRODUÇÃO

O processo erosivo do solo, manifestado durante períodos de chuva intensa, tem sido estudado exaustivamente nos últimos trinta anos, com propostas de formulação baseadas principalmente em experimentos (Wischmeier e Smith, 1965, 1978; Foster, 1982). Recentemente, expressões baseadas em princípios físicos vêm sendo utilizadas, porém, sempre com a utilização de dados experimentais, necessários para a quantificação dos parâmetros dos modelos teóricos (Hirsch e

Barfield, 1988; Roth et al., 1989; Zhang e Cundy, 1989; Wicks e Bathurst, 1996; Lei et al., 1998).

Os modelos com embasamento físico são usualmente desenvolvidos a partir da utilização das equações do movimento do deflúvio superficial, de equações que quantificam as ações erosivas do impacto das gotas de chuva e do escoamento superficial sobre o terreno e da capacidade de transporte de sedimentos deste escoamento.

As equações gerais que exprimem o deflúvio superficial são a da continuidade e da quantidade de movimento, esta, em geral desmembrada nas direções principais do domínio considerado. Para domínios bidimensionais, as equações que exprimem o deflúvio superficial são as seguintes (Zhang e Cundy, 1989):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = i - f \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial (q_x^2/h)}{\partial x} + \frac{\partial (q_x \cdot q_y/h)}{\partial y} = \\ - g \cdot z \cdot [\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x}] - \frac{1}{\rho} \tau_x - \frac{1}{\rho} \tau_{s,x} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial (q_y^2/h)}{\partial y} + \frac{\partial (q_x \cdot q_y/h)}{\partial x} = \\ - g \cdot z \cdot [\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial z}{\partial y}] - \frac{1}{\rho} \tau_y - \frac{1}{\rho} \tau_{s,y} \end{aligned} \quad (3)$$

sendo h a profundidade d'água do deflúvio em um ponto do domínio definido pelas coordenadas (x, y) e no instante t , (L) ; q_x e q_y as vazões específicas nas direções x e y , respectivamente, $(L^2 \cdot T^{-1})$; $i-f$ a intensidade de chuva excedente, isto é, a intensidade de chuva i subtraída da taxa de infiltração f , (LT^{-1}) ; ρ a massa específica da água (ML^{-3}) ; τ_x e τ_y as tensões de atrito do leito nas direções x e y , respectivamente, $(M \cdot L^{-1} T^{-2})$; $\tau_{s,x}$ e $\tau_{s,y}$ as tensões de atrito da superfície d'água nas direções x e y , respectivamente, $(M \cdot L^{-1} T^{-2})$; z a elevação do terreno no ponto considerado, (L) , e g a aceleração da gravidade, (LT^{-2}) .

As tensões de atrito são comumente determinadas pela equação de Manning, quando o escoamento superficial é turbulento; neste caso, tem-se que:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{g.n^2}{h^{7/3}} q_x \cdot (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} \quad (4)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{g.n^2}{h^{7/3}} q_y \cdot (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} \quad (5)$$

em que n é o coeficiente de rugosidade de Manning ($L^{-1/3} \cdot T$). As tensões de superfície são originadas pelo impacto das gotas de chuva, podendo ser expressas por (Zhang e Cundy, 1989):

$$\tau_{s,x} = \frac{\rho.i.q_x}{h} \quad (6)$$

$$\tau_{s,y} = \frac{\rho.i.q_y}{h} \quad (7)$$

O transporte de sedimentos pelo deflúvio superficial pode ser expresso por (Lei et al., 1998):

$$h \frac{\partial c}{\partial t} + q_x \frac{\partial c}{\partial x} + q_y \frac{\partial c}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} (h.D_x \frac{\partial c}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (h.D_y \frac{\partial c}{\partial y}) + S_s \quad (8)$$

sendo c a concentração em massa de sedimentos, ($M \cdot L^{-2}$), D_x e D_y os coeficientes de dispersão de sedimentos nas direções x e y , respectivamente, ($L^2 \cdot T^{-1}$); S_s a taxa de sedimentos carreados e depositados ($M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$).

A taxa de destacamento de solo pela ação de impacto das gotas de chuva pode ser avaliada por uma expressão que leve em consideração a energia cinética de impacto das gotas de chuva sobre a superfície e a tensão resistiva do solo. Uma expressão comumente utilizada é a seguinte (Righetto, 1998):

$$D_p = K_{p,\text{total}} \cdot (i - i_c) \quad (9)$$

sendo D_p a taxa de destacamento de solo pela ação das gotas de chuva ($ML^{-2}T^{-1}$), i a intensidade de chuva, (LT^{-1}); i_c a intensidade de chuva crítica, abaixo da qual não há energia suficiente para destacar partículas do solo e $K_{p,\text{total}}$ um coeficiente empírico (ML^{-3}). As seguintes relações podem ser

utilizadas para determinar os valores de i_c (mm/h) e $K_{p,\text{total}}$ ($kg \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$), (Sharma et al., 1991; Sharma e Gupta, 1989):

$$i_c = k_0 + k_1 \sqrt{e_c} \quad (10)$$

$$K_{p,\text{total}} = K_p \cdot (k_2 - k_3 \cdot \sqrt{e_c}) \quad (11)$$

sendo: $k_0 = 5,5 \text{ mm.h}^{-1}$, $k_1 = 763,4 \text{ mm.J}^{-1/2} \cdot h^{-1}$, $k_2 = 33 \text{ J.m}^{-2} \cdot mm^{-1}$ e $k_3 = 853 \text{ J}^{1/2} \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$; e_c a energia cinética crítica, abaixo da qual uma gota de chuva é incapaz de desagregar o solo.

O valor de e_c (J), pode ser obtido pela seguinte relação empírica:

$$e_c = 13 \cdot 10^{-5} \sigma + 5,0 \cdot 10^{-6} \text{ arg} \quad (12)$$

O coeficiente de destacamento de solo devido a uma gota de chuva, K_p , em kg/J, pode ser estimado por uma das seguintes expressões empíricas obtidas experimentalmente por Sharma et al. (1993):

$$K_p = 0,001 \alpha \cdot \sigma^{-b} \quad (13)$$

$$K_p = a_p \cdot \sigma^{-0,35} \cdot \exp(3,88 - 0,037 \cdot \text{arg}) \quad (14)$$

em que $a_p = 0,001 \text{ kg.kPa}^{7/20} \cdot J^{-1}$; σ a tensão de resistência ao desprendimento de partículas do solo (kPa); arg o percentual de argila do solo (%), α e b parâmetros empíricos dimensionais. Sharma et al. (1991) propõem a seguinte expressão empírica para a determinação de σ (kPa):

$$\sigma = \sigma_0 \exp[-8,46 + 0,00655 \cdot p_a + 0,061 \cdot \text{arg} - 0,87 \cdot p_c] \quad (15)$$

em que $\sigma_0 = 1,0 \text{ kPa}$; p_a é a massa específica aparente do solo em $kg \cdot m^{-3}$, p_c a pressão capilar em kPa (determinada através da curva de retenção de água no solo, isto é, da relação entre o teor de umidade inicial do solo e a pressão de succão) e arg o percentual de argila do solo. Valores típicos dos parâmetros α e b para solos arenosos e argilosos são, respectivamente, (33,1 e 0,275) e (5,5 e 0,372). Para solos com 52% de areia, 28% de silte, 18% de argila, 2% de matéria orgânica e $\sigma = 8,54 \text{ kPa}$, os valores correspondentes da energia crítica e_c e do coeficiente K_p obtidos por Sharma et al. (1991) foram, respectivamente, 0,17 mJ e 13,3 mg/mJ.

Na Equação (10), i_c é calculada em mm/h e na Equação (11), $K_{P,\text{total}}$ e K_P , respectivamente, em unidades $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ e kg/J , sendo e_c tomado em J. Dessa maneira, com a Equação (9), o valor calculado de D_p é expresso em $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$.

O escoamento superficial tem ação erosiva tanto no movimento de sedimentos destacados quanto no próprio destacamento de grãos da estrutura de solo do terreno. O destacamento de solo pelo escoamento é causado pela turbulência, ou mais especificamente, pelos turbilhões gerados próximos ao leito ou superfície do terreno. Nearing (1991), baseado em observações laboratoriais, obteve a seguinte equação para a taxa de destacamento de solo decorrente do escoamento, D_e ($\text{M} \cdot \text{L}^{-2} \cdot \text{T}^{-1}$):

$$D_e = F \cdot P \cdot M \quad (16)$$

sendo F a freqüência de ocorrência temporal e espacial de turbilhões (T^{-1}); P a probabilidade que a tensão gerada pelo evento turbulento seja superior à tensão de resistência do solo e M a massa média de grãos destacados, por unidade de área, pelo evento turbulento erosivo (ML^{-2}).

Através da adoção de distribuições de probabilidades Normal para as tensões originadas pela turbulência e para a resistência do solo, Nearing (1991) obteve uma expressão para D_e envolvendo a profundidade d'água do defluvio superficial, o coeficiente de atrito do escoamento, a declividade da linha de energia e parâmetros empíricos. Dessa maneira, a seguinte relação pode ser utilizada para expressar D_e :

$$D_e = K_e \cdot h^{2/3} \cdot S_f^{3/2} \quad (17)$$

sendo S_f a declividade da linha de carga do escoamento e K_e um coeficiente empírico ($\text{M} \cdot \text{L}^{-8/3} \cdot \text{T}^{-1}$) a ser determinado indiretamente através de experimentos.

Os grãos destacados da superfície do solo serão carreados caso a capacidade de transporte do defluvio seja superior à capacidade de resistência ao movimento da massa total destacada ou disponível em um intervalo de tempo Δt . No caso do defluvio superficial ser incapaz de carrear todas as partículas destacadas pelas gotas de chuva e pelo próprio escoamento nesse intervalo de tempo, então, apenas parte será transportada e, neste caso, haverá a necessidade de considerar duas condições de superfície: uma fração da superfície coberta com material já destacado, porém depositado na superfície, e outra fração em que partículas de solo encontram-se na condição natural de ten-

são de resistência ao destacamento. Assim, no balanço de material carreado, deve ser considerada a taxa de destacamento total, $(D_p + D_e)_{\text{total}}$, referente a essas duas frações de solo, ou seja,

$$(D_p + D_e)_{\text{total}} = f_{ms} \cdot (D_p + D_e)_{ms} + (1 - f_{ms}) \cdot (D_p + D_e)_{sn} \quad (18)$$

em que f_{ms} é a fração de área com material solto, $(D_p + D_e)_{ms}$ a taxa de movimentação da fração da área com material solto sem resistência e $(D_p + D_e)_{sn}$ a taxa de destacamento de partículas do solo natural.

O equacionamento apresentado é suficientemente abrangente para ser utilizado em situações práticas, principalmente quando se deseja detalhar o fenômeno físico do escoamento superficial e da erosão, em domínios pequenos ou médios.

Neste trabalho, procurou-se desenvolver um modelo numérico baseado nesse equacionamento, porém, com algumas simplificações a fim de permitir a utilização do algoritmo computacional em problemas práticos, envolvendo dimensões de encostas de bacias hidrográficas.

Com o modelo, foram realizados experimentos numéricos com o objetivo de analisar a sensibilidade dos parâmetros e de levantar as faixas de seus possíveis valores a serem utilizados na simulação da erosão de uma pequena área de encosta e comparação com resultados experimentais observados em condições de campo.

Nos itens seguintes, são apresentados em detalhe o modelo numérico desenvolvido, a análise de sensibilidade dos parâmetros, os experimentos realizados em condições de campo e a comparação de resultados simulados com os observados.

O MODELO NUMÉRICO

A Figura 1 ilustra o domínio utilizado para as simulações numéricas do defluvio superficial e da erosão distribuída do solo, a discretização desse domínio em células retangulares e a caracterização das principais variáveis envolvidas. As vazões específicas através das faces de jusante de uma célula (i,j) são denotadas por $q_x(i,j)$ na direção x e $q_y(i,j)$ na direção y. De maneira semelhante, as descargas de sedimentos são denotadas por $q_{s,x}(i,j)$ e $q_{s,y}(i,j)$. A elevação do terreno correspondente à célula (i,j) é denotada por $z_s(i,j)$ e a profundidade d'água por $h(i,j)$. As declividades médias do terreno nas direções x e y são denotadas, respectivamente, por $S_{o,x}$ e $S_{o,y}$.

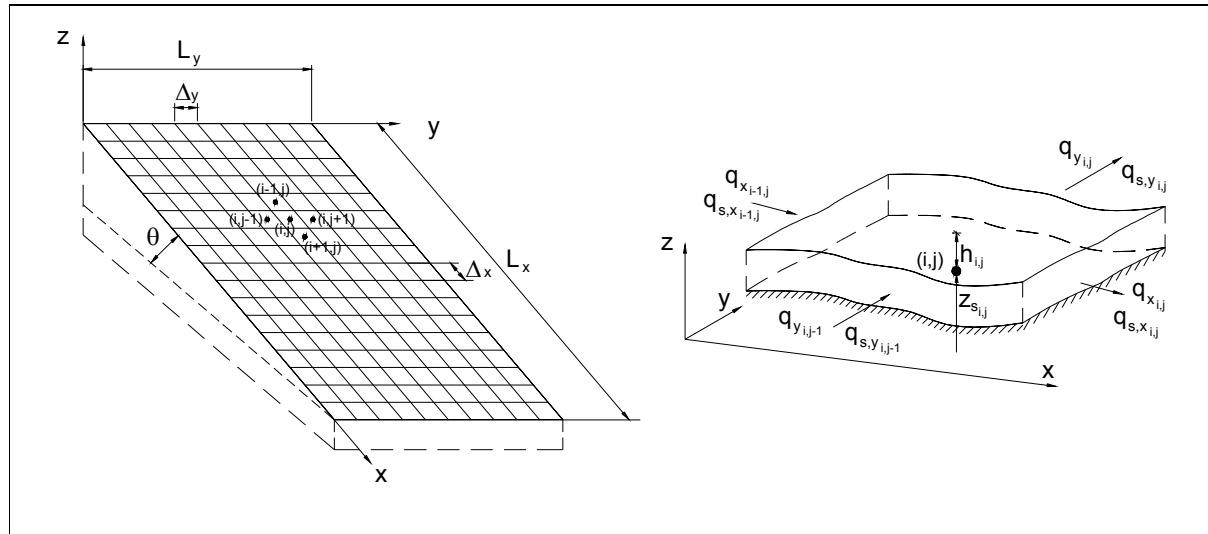


Figura 1. Área de encosta estudada, células de discretização e principais variáveis.

A dinâmica do deflúvio superficial e da configuração do terreno envolve fenômenos associados, pois, se de um lado o material destacado é continuamente transportado pelo escoamento, modificando as elevações do terreno, por outro lado, a alteração da declividade modifica as tensões de atrito, as profundidades do escoamento e as repartições de vazão nas direções principais x e y.

Por esse fato, o modelo numérico bidimensional foi concebido para calcular iterativamente o deflúvio superficial a partir das condições estabelecidas no início de um intervalo de tempo, isto é, no tempo genérico t e, em seguida, o destacamento e transporte de partículas de sedimentos do terreno, e o balanço de massa de sedimentos transportada ou depositada numa determinada célula do domínio.

Por meio de várias iterações de cálculo do deflúvio, do transporte de sedimentos e da modificação das elevações do terreno, são determinadas as vazões específicas, a profundidade d'água e as descargas de sedimentos no final do intervalo de tempo considerado, ou seja, no instante $t+\Delta t$. O fluxograma apresentado na Figura 2 ilustra a seqüência de cálculos do modelo numérico.

Deflúvio superficial

Tomando-se uma célula genérica do domínio (i,j) , $i = 1, 2, \dots, I$ e $j = 1, 2, \dots, J$, a equação da continuidade é expressa por:

$$\Delta x \Delta y \frac{h(i, j, t + \Delta t) - h(i, j, t)}{\Delta t} = \\ 0,5 \Delta y [q_x(i-1, j, t) + q_x(i-1, j, t + \Delta t) - \\ - q_x(i, j, t) - q_x(i, j, t + \Delta t)] + \\ + 0,5 \Delta x [q_y(i, j-1, t) + q_y(i, j-1, t + \Delta t) - \\ - q_y(i, j, t) - q_y(i, j, t + \Delta t)] + \\ + 0,5 \Delta x \Delta y [i(t) + i(t + \Delta t) - f(t) - f(t + \Delta t)] \quad (19)$$

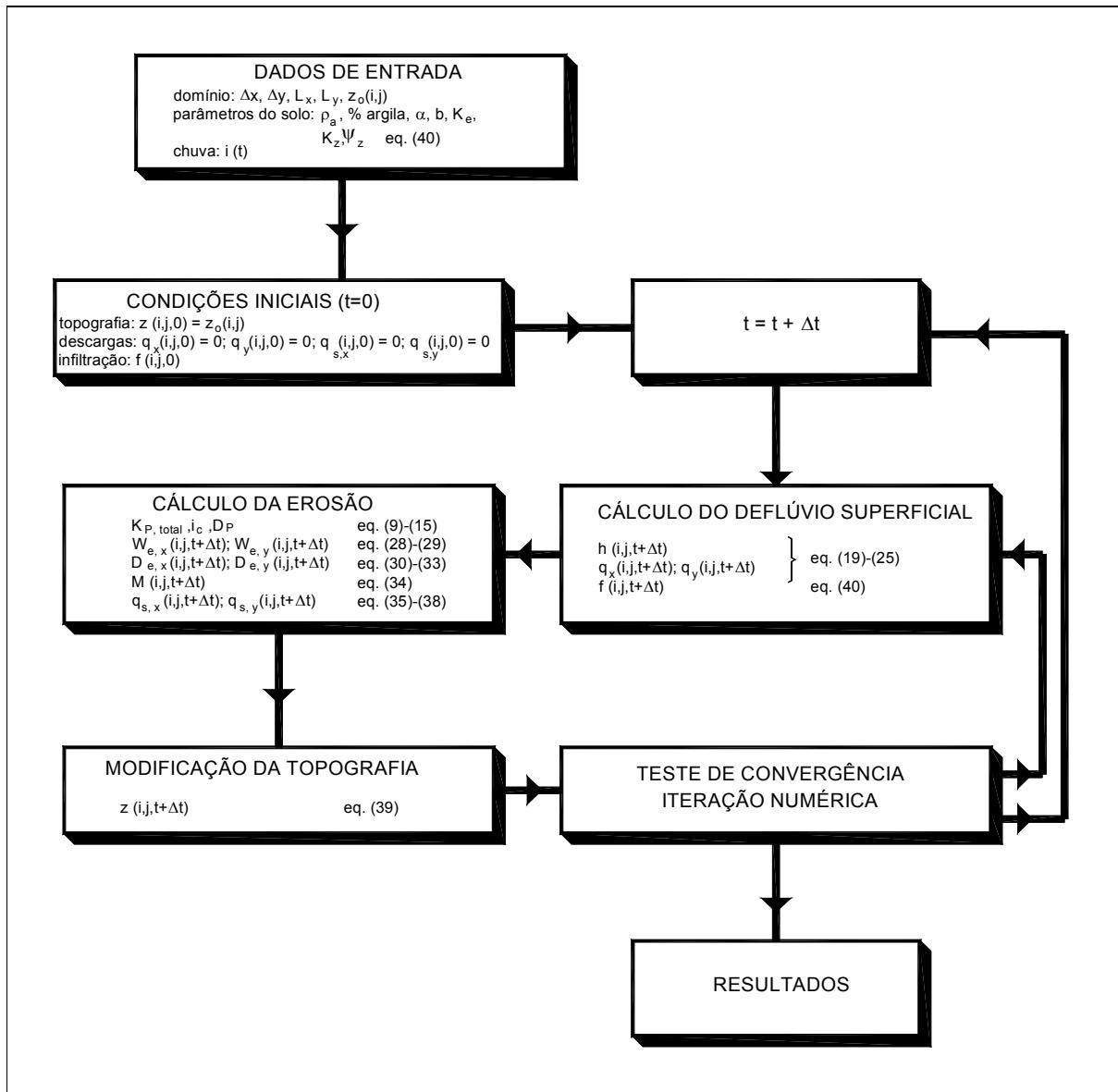
ou, para uma iteração (it), de cálculo do valor de h no tempo $t + \Delta t$:

$$h(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = 0,5 [h(i, j, t + \Delta t)^{(it-1)} + h(i, j, t)] + \\ + 0,25 \Delta t \cdot [q_x(i-1, j, t) + q_x(i-1, j, t + \Delta t)^{(it)} - \\ - q_x(i, j, t) - q_x(i, j, t + \Delta t)^{(it-1)}] / \Delta x + \\ + [q_y(i, j-1, t) + q_y(i, j-1, t + \Delta t)^{(it)} - q_y(i, j, t) - \\ - q_y(i, j, t + \Delta t)^{(it-1)}] / \Delta y + \\ + [i(t) - f(t) + i(t + \Delta t) - f(t + \Delta t)] \quad (20)$$

adotando-se na primeira iteração:

$$h(i, j, t + \Delta t)^{(it-1=0)} = h(i, j, t)$$

Usualmente os modelos utilizam o método das ondas cinemáticas para o cálculo das vazões, de modo que a equação da quantidade de movimento aplicada às direções x e y é expressa por equações simples de resistência ao escoamento como, por exemplo, a equação de Manning, identi-

**Figura 2. Fluxograma do modelo numérico.**

ficando-se a declividade da linha de energia com a declividade do terreno no ponto (i,j) ; essa identidade limita a aplicação desses modelos, tornando-os impróprios nas simulações em que o terreno tem pequena declividade ou mesmo declividade reversa em alguns pontos (Roth et al., 1989).

A fim de adequar o modelo para simular situações em que podem ocorrer remanso ou escoamento reverso, foi utilizado o método da difusão (Govindaraju et al., 1988; Ogden e Julien, 1993). Neste método, as declividades da linha de energia nas direções x e y , $S_{f,x}$ e $S_{f,y}$, são expressas, respectivamente, por:

$$S_{f,x} = -\frac{\partial}{\partial x}(h+z) = \frac{n^2 q_x^2}{h^{10/3}} \quad (21)$$

$$S_{f,y} = -\frac{\partial}{\partial y}(h+z) = \frac{n^2 q_y^2}{h^{10/3}} \quad (22)$$

No procedimento numérico iterativo, as variações $q_x(i,j,t+\Delta t)$ e $q_y(i,j,t+\Delta t)$ são calculadas através das seguintes expressões:

$$S_{f,x}^{(it-1)} = \frac{1}{\Delta x} [h(i, j, t + \Delta t) + z(i, j, t + \Delta t) - h(i + 1, j, t + \Delta t) - z(i + 1, j, t + \Delta t)]^{(it-1)} \quad (23)$$

$$q_x(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = \pm \left[\frac{|S_{f,x}^{(it-1)}|}{n^2} \right]^{1/2} \cdot [h(i, j, t + \Delta t)^{5/3}]^{(it)} \quad (24)$$

$$q_y(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = \pm \left[\frac{|S_{f,y}^{(it-1)}|}{n^2} \right]^{1/2} \cdot [h(i, j, t + \Delta t)^{5/3}]^{(it)} \quad (25)$$

Transporte de sedimentos

A capacidade de transporte de sedimentos pelo deflúvio superficial, T_e , é estimada através da seguinte relação obtida por Lei et al. (1998):

$$\log_{10}(T_e) = -35,47 + \frac{38,61 \cdot \exp[2,081 + 0,412 \cdot \log(W_e)]}{1 + \exp[2,081 + 0,412 \cdot \log(W_e)]} \quad (26)$$

sendo T_e em $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ e W_e a potência do escoamento em kg.s^{-3} , definida pela seguinte relação:

$$W_e = \gamma \cdot S_f \cdot q \quad (27)$$

sendo γ o peso específico da água em N.m^{-3} . No modelo numérico, as capacidades de transporte nas direções x e y são estimadas utilizando-se as potências do escoamento nessas direções, isto é:

$$W_{e,x}^{(it)}(i, j, t + \Delta t) = \gamma \cdot S_{f,x}^{(it)}(i, j, t + \Delta t) \cdot q_x^{(it)}(i, j, t + \Delta t) \quad (28)$$

$$W_{e,y}^{(it)}(i, j, t + \Delta t) = \gamma \cdot S_{f,y}^{(it)}(i, j, t + \Delta t) \cdot q_y^{(it)}(i, j, t + \Delta t) \quad (29)$$

A taxa de destaqueamento de solo pelas gotas de chuva é calculada através das Equações (9) a (15).

A taxas efetivas de destaqueamento do solo pelo escoamento, $D_{e,ef}$, nas direções x e y são quantificadas através da Equação (17), ou seja, para a célula (i,j) são calculadas as taxas potenciais de destaqueamento pelo escoamento, obtidas por:

$$D_{e,x}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = K_e \cdot [h(i, j, t + \Delta t)^{2/3} \cdot |S_{f,x}(i, j, t + \Delta t)|^{3/2}]^{(it)} \quad (30)$$

$$D_{e,y}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = K_e \cdot [h(i, j, t + \Delta t)^{2/3} \cdot |S_{f,y}(i, j, t + \Delta t)|^{3/2}]^{(it)} \quad (31)$$

Em seguida, são comparadas as descargas de sedimentos estimadas na iteração anterior com a capacidade de transporte de sedimentos pelo escoamento, a fim de verificar se há taxa de destaqueamento de solo pelo escoamento e, em caso afirmativo, a sua quantificação.

Assim, se $q_{s,x}^{(it-1)} < T_{e,x}^{(it)}$:

$$D_{e,x,ef}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = D_{e,x}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} \cdot \left[1 - \frac{q_{s,x}(i, j, t + \Delta t)^{(it-1)}}{T_{e,x}^{(it)}} \right] \quad (32)$$

se $q_{s,x}^{(it-1)} > T_{e,x}^{(it)}$:

$$D_{e,x,ef}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = b_e \cdot [q_{s,x}(i, j, t + \Delta t)^{(it-1)} - T_{e,x}^{(it)}] \quad (33)$$

em que b_e é um coeficiente empírico de ajuste. Procedimento semelhante é utilizado para a determinação de $D_{e,y,ef}(i, j, t + \Delta t)^{(it)}$. Convém ressaltar que as descargas de sedimentos podem ser positivas ou negativas, segundo o sentido das vazões. Dessa maneira, havendo a possibilidade dos valores de $q_{s,x}$ e $q_{s,y}$ serem negativos, deve-se então expressar as descargas de sedimentos em módulo quando aplica-as às Equações (32) e (33).

Finalmente, utiliza-se a equação da conservação da massa para realizar o balanço de massa de sedimentos erodida ou depositada com as descargas. Denotando por M a massa destacada disponível, tem-se então a seguinte equação de balanço para uma determinada célula (i,j):

$$M(i, j, t + \Delta t)^{(it)} = M(i, j, t) + [D_P + D_{e,x,ef}(i, j, t + \Delta t)^{(it)} + D_{e,y,ef}(i, j, t + \Delta t)^{(it)}] \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta t + 0,5 \cdot \Delta t \cdot \{\Delta y \cdot [q_{s,x}(i - 1, j, t) + q_{s,x}(i - 1, j, t + \Delta t)^{(it)}] - q_{s,x}(i, j, t) - q_{s,x}(i, j, t + \Delta t)^{(it)}\} + 0,5 \cdot \Delta t \cdot \{\Delta x \cdot [q_{s,y}(i, j - 1, t) + q_{s,y}(i, j - 1, t + \Delta t)^{(it)}] - q_{s,y}(i, j, t) - q_{s,y}(i, j, t + \Delta t)^{(it)}\} \quad (34)$$

Os valores de $q_{s,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}$ e $q_{s,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}$ são então calculados através da comparação dos valores de $M(i,j,t+\Delta t)^{(it)}$, $T_{e,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}$ e $T_{e,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}$, ou seja:

se $[M - (T_{e,x} \cdot \Delta y + T_{e,y} \cdot \Delta x) \Delta t] > 0$:

$$\begin{aligned} q_{s,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} = \\ 2 \cdot T_{e,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} - q_{s,x}(i,j,t) \end{aligned} \quad (35)$$

$$\begin{aligned} q_{s,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} = \\ 2 \cdot T_{e,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} - q_{s,y}(i,j,t) \end{aligned} \quad (36)$$

se $[M - (T_{e,x} \cdot \Delta y + T_{e,y} \cdot \Delta x) \Delta t] < 0$:

$$\begin{aligned} q_{s,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} = -q_{s,x}(i,j,t) + \\ \frac{2}{\Delta y \cdot \Delta t} \frac{T_{e,x,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} \cdot M(i,j,t+\Delta t)^{(it)}}{T_{e,x,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} + T_{e,y,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}} \end{aligned} \quad (37)$$

$$\begin{aligned} q_{s,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} = -q_{s,y}(i,j,t) + \\ \frac{2}{\Delta x \cdot \Delta t} \frac{T_{e,y,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} \cdot M(i,j,t+\Delta t)^{(it)}}{T_{e,x,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} + T_{e,y,ef}(i,j,t+\Delta t)^{(it)}} \end{aligned} \quad (38)$$

Com os valores de $M(i,j,t+\Delta t)$, $q_{s,x}(i,j,t+\Delta t)$ e $q_{s,y}(i,j,t+\Delta t)$ calcula-se imediatamente o valor da elevação do terreno em (i,j) , isto é, $z(i,j,t+\Delta t)$, através da expressão:

$$\begin{aligned} z(i,j,t+\Delta t)^{(it)} = z(i,j,t) + \{M(i,j,t+\Delta t)^{(it)} - \\ - M(i,j,t) + 0,5 \cdot \Delta t \cdot [\Delta y \cdot (q_{s,x}(i-1,j,t+\Delta t)^{(it)} + \\ + q_{s,x}(i-1,j,t) - q_{s,x}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} - \\ - q_{s,x}(i,j,t)) + \Delta x \cdot (q_{s,y}(i,j-1,t+\Delta t)^{(it)} + \\ + q_{s,y}(i,j-1,t) - q_{s,y}(i,j,t+\Delta t)^{(it)} - \\ - q_{s,y}(i,j,t))]\} / (\rho_s \cdot n_{ef} \cdot \Delta x \cdot \Delta y) \end{aligned} \quad (39)$$

sendo n_{ef} a porosidade média efetiva do solo des-tacado, disponível na célula (i,j) .

SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS

Os parâmetros das equações que exprimem o processo erosivo, correspondentes às taxas de destacamento do solo pela ação das gotas de chuva e pelo deflúvio superficial e à capacidade de transporte do deflúvio são os seguintes: o coeficiente $K_{P,total}$ que caracteriza a taxa de destacamento do solo pela chuva e o parâmetro K_e usado para a determinação das taxas de destacamento pelo deflúvio superficial. O coeficiente $K_{P,total}$ depende apenas dos valores ajustados dos parâmetros α e b , admitindo que sejam válidas as expressões de e_c e σ , ao passo que o valor ou valores de K_e são ajustados através das Equações (30) e (31). Para a capacidade de transporte de sedimentos pelo deflúvio superficial (Equações 26 a 29) não há parâmetro de calibração, uma vez que o equacionamento é função apenas da potência do escoamento, W_e .

A Figura 3 apresenta a relação entre a tensão de resistência ao destacamento do solo, σ , em função da massa específica aparente do solo, ρ_a , e o percentual de argila do solo com $p_c = -1,0$ kPa; e a Figura 4, a relação entre a intensidade de chuva crítica, i_c em mm/h em função dessas mesmas variáveis.

As Figuras 5 e 6 mostram a variabilidade do coeficiente $K_{P,total}$ em função de ρ_a e do percentual de argila, com valores para os parâmetros ($\alpha;b$) iguais a (1; 0,1) e (1;1), respectivamente. Nessa análise de parâmetros, tomou-se $p_c = -1,0$ kPa.

A Figura 7 fornece valores da taxa de destacamento de solo pelas gotas de chuva em função de ρ_a em kg/m³, do percentual de argila do solo, com os parâmetros $\alpha = 1$ e $b = 0,1$ para uma intensidade de chuva efetiva $i = 50$ mm/h.

Com relação à taxa de destacamento do solo pelo escoamento de superfície, a concentração de fluxo em linhas preferenciais do terreno aumenta significativamente a ação erosiva. Evidentemente, além das variáveis hidráulicas que influem no valor de D_e , o valor ajustado do coeficiente K_e é que permitirá a calibração do modelo. A Figura 8 ilustra a variabilidade de D_e em função da profundidade d'água do deflúvio e da declividade do terreno ($S_f=S_o$), para $K_e = 10$ através da utilização da Equação (17).

Através de ensaios experimentais em campo, pode-se estimar o valor do parâmetro K_e realizando o levantamento da erosão média dos sulcos após uma determinada chuva intensa. Como exemplo, considere um terreno desnudo com inclinação de 5% e solo com massa específica

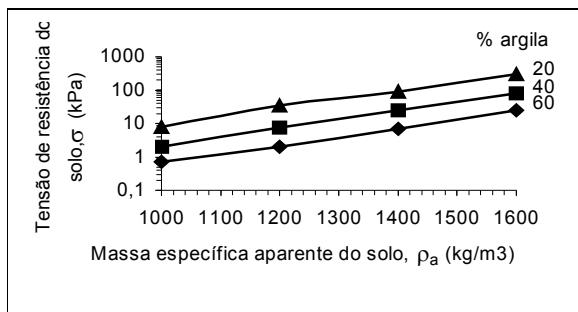


Figura 3. Tensão de resistência ao destaqueamento do solo (Equação 15).

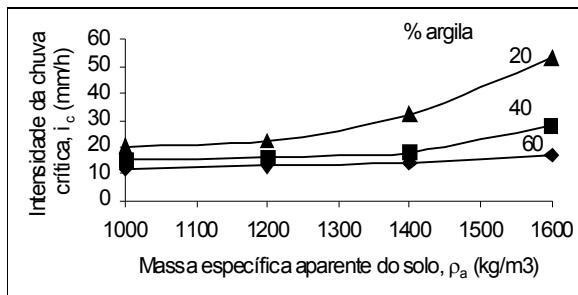


Figura 4. Intensidade de chuva crítica (Equação 10).

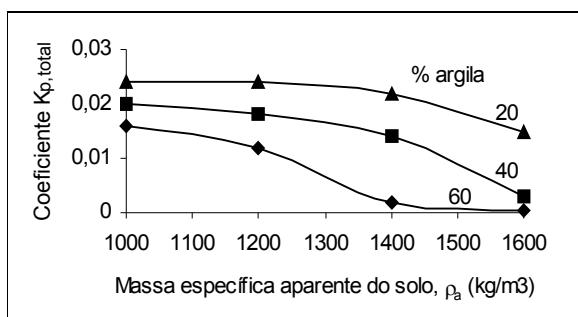


Figura 5. Coeficiente de destaqueamento do solo pela chuva, $K_p, total$, para $\alpha = 1$ e $b = 0,1$ (Equações 11 e 13).

aparente igual a 1300 kg/m³. Inicialmente, existe um sulco de forma triangular com largura igual a 0,30 m e altura de 0,03 m. Após uma chuva efetiva de 50 mm/h, duração de 1 h e deflúvio com altura de lâmina igual a 0,05 m, as dimensões do sulco foram modificadas para uma seção ainda triangular, porém, com largura de 0,40 m e altura de 0,05 m. Com esses valores, verifica-se, então, que houve erosão de 7,15 kg/m de solo e, pela Equação (30), com $D_e = 17,9 \text{ kg.m}^{-0,3} \cdot \text{h}^{-1}$, $h = 0,05 \text{ m}$ e $S_f = 0,05$, que $K_e = 3,3 \text{ kg.m}^{-0,3} \cdot \text{s}^{-1}$.

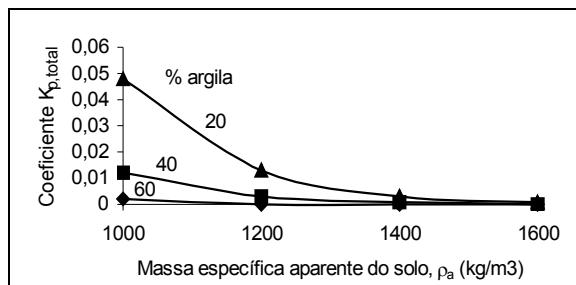


Figura 6. Coeficiente de destaqueamento do solo pela chuva, $K_p, total$, para $\alpha = 1$ e $b = 1$ (Equações 11 e 13).

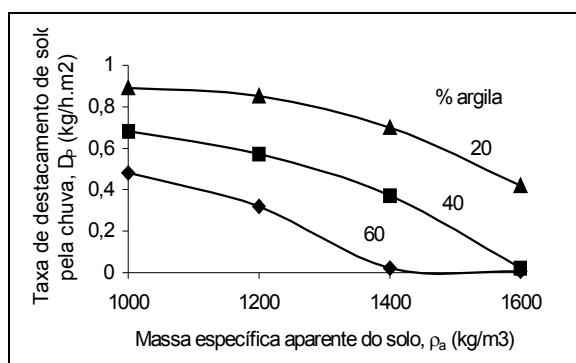


Figura 7. Taxa de destaqueamento de solo pela chuva D_p , para $i = 50 \text{ mm/h}$ (Equação 9).

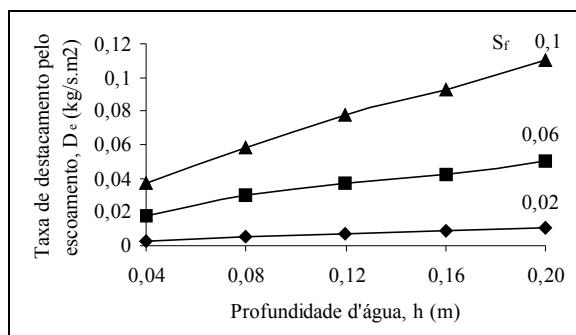


Figura 8. Taxa de destaqueamento do solo pelo deflúvio superficial, D_e , para $K_e = 10$ (Equação 17).

Em geral, a capacidade de transporte pelo deflúvio superficial em áreas de encosta é superior às taxas de destaqueamento de solo, como pode ser facilmente verificado utilizando-se as Equações (26) e (27). Tomando-se pares de valores de (h, S), calculase a potência do escoamento e , através da Equação (26), a capacidade de transporte do escoamento, T_e . A Figura 9 ilustra essa relação, tomando-se $S_f = S_0$.

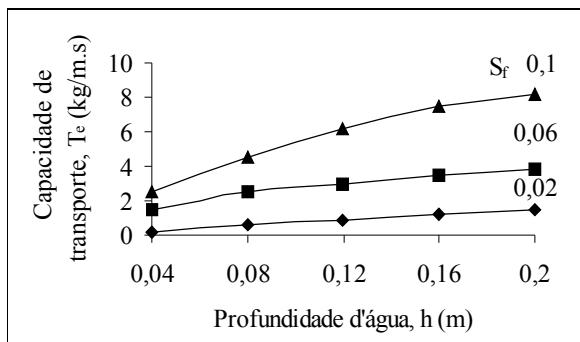


Figura 9. Capacidade de transporte de sedimentos pelo deflúvio superficial, T_e (Equação 26).

A Tabela 1 apresenta resultados de simulação com o modelo matemático, correspondentes à quantidade total de material erodido, em kg, num terreno retangular de 10 m de largura, 50 m de comprimento, declividade longitudinal de 4,58% e coeficiente de rugosidade de Manning igual a 0,020, em função da massa específica aparente ρ_a , da % de argila e dos parâmetros α , b e K_e , para chuvas com duração de 1 h e intensidades efetivas iguais a 50 e 100 mm/h, respectivamente.

ÁREA EXPERIMENTAL

Foi construída no Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada da EESC-USP situada na área de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Jacaré-açu, SP, uma bancada de ensaios em condições de campo para analisar o processo erosivo em área de encosta. A área experimental é retangular com largura de 10 m e comprimento de 50 m na direção de maior declive da encosta.

A Figura 10 mostra esquematicamente a área experimental, composta da área de ensaio propriamente dita, de uma calha coletora de sedimentos, de uma caixa de decantação, de um sistema de aspersão com uma instalação de recalque para a alimentação de água, de uma estrutura metálica móvel para medidas da elevação do terreno e de sensores para medidas de nível d'água.

A bancada é constituída de um simulador de chuva, composto de um sistema hidráulico de abastecimento d'água, um sistema suspenso de distribuição de água com uma bateria de aspersores, sistema de coleta de sedimentos erodidos e transportados para fora da área e medidores de vazão, de precipitação e de níveis d'água sobre o terreno. Conta também com uma estrutura metálica móvel para medidas fotogramétricas.

Na área de solo ensaiada, foi retirada toda a vegetação assim como todo o solo desestruturado da superfície após a realização de cortes e ajustes do terreno a fim de se conseguir aproximadamente um plano inclinado com declividade igual a 4,58%.

O solo é homogêneo, com 40% de areia, 17% de silte e 42% de argila. A massa específica aparente do solo é aproximadamente igual a 1150 kg/m³, porosidade de 57% e condutividade hidráulica saturada em torno de 20 mm/h.

Com a bancada experimental, foi possível simular precipitações com intensidades entre 50 e 150 mm/h, com boa uniformidade na distribuição espacial. Os ensaios foram realizados em períodos praticamente sem ventos.

Os níveis d'água sobre o terreno e a montante da seção de controle de vazão foram monitorados com o uso de uma bateria de sensores de nível d'água acoplados a um sistema de aquisição de dados. Basicamente, o sensor de nível d'água é composto de um sistema mecânico constituído de uma pequena bóia e de um braço metálico com contrapeso acoplado a um sistema eletrônico que transforma o sinal mecânico de deslocamento da bóia em um sinal de tensão elétrica. Este sensor, desenvolvido pelo segundo autor, tem resolução suficiente para detectar variações do nível d'água de décimos de milímetro.

Com relação às taxas de infiltração de água no solo, Arruda (1984) determinou os valores dos parâmetros da equação de Green-Ampt, obtendo $K_z = 14$ mm/h e $\psi_z = 20$ a 70 mm, este dependente das condições iniciais do solo. A taxa de infiltração é estimada através da equação de Green-Ampt (Righetto, 1998), expressa por

$$f = K_z \frac{h + \psi_z + z_f}{z_f} \quad (40)$$

sendo z_f a posição da frente de umidade em relação à superfície do terreno, K_z a condutividade hidráulica efetiva, ψ_z a carga de succão na frente de umidade.

CALIBRAÇÃO DO MODELO

Os ensaios de erosão realizados na área experimental e utilizados para a calibração do modelo numérico correspondem a precipitações de 1 h de duração e intensidades entre 100 e 141 mm.

A Tabela 2 apresenta os resultados de seis ensaios considerados os mais significativos para representar o processo erosivo da área. Nessa tabela, além dos números dos ensaios selecionados, estão apresentados valores observados das intensidades de precipitação, de precipitação excedente, da vazão máxima e da quantidade total de material erodido.

Tabela 1. Quantidade de material erodido m (kg) em função de ρ_a , % de argila, α , b , K_e , S_f e i_{ef} .

ρ_a (kg/m ³)	argila (%)	α (Eq.13)	b (Eq.13)	K_e (kg.m ^{-8/3} .s ⁻¹)	$i_{ef} = 50\text{mm/h}$		$i_{ef} = 100\text{mm/h}$	
					$d_c = 1\text{ hora}$	$S_f = 0,04$	$d_c = 1\text{ hora}$	$S_f = 0,08$
1100	50	1,0	1,0	1,0	103,5	338,5	220,5	621,4
1100	50	1,0	1,0	0,1	15,6	51,8	28,6	78,8
1100	50	1,0	1,0	0,01	1,66	5,51	3,03	8,20
1100	50	5,0	1,0	0,01	1,75	5,64	3,39	8,63
1100	50	1,0	2,0	0,01	1,63	5,47	2,95	8,11
1100	50	1,0	0,5	0,01	1,69	5,55	3,16	8,36
1100	25	1,0	1,0	1,0	103,5	338,6	220,9	621,8
1100	25	1,0	1,0	0,1	15,7	52,0	29,1	79,3
1100	25	1,0	1,0	0,01	1,79	5,71	3,52	8,77
1100	25	5,0	1,0	0,01	2,44	6,67	5,83	11,5
1100	25	1,0	2,0	0,01	1,75	5,65	3,38	8,61
1100	25	1,0	0,5	0,01	1,81	5,74	3,60	8,87
1300	50	1,0	1,0	1,0	103,5	338,5	220,5	621,4
1300	50	1,0	1,0	0,1	15,5	51,8	28,6	78,7
1300	50	1,0	1,0	0,01	1,64	5,48	2,95	8,11
1300	50	5,0	1,0	0,01	1,65	5,50	3,02	8,19
1300	50	1,0	2,0	0,01	1,63	4,47	2,94	8,09
1300	50	1,0	0,5	0,01	1,65	5,50	3,02	8,19

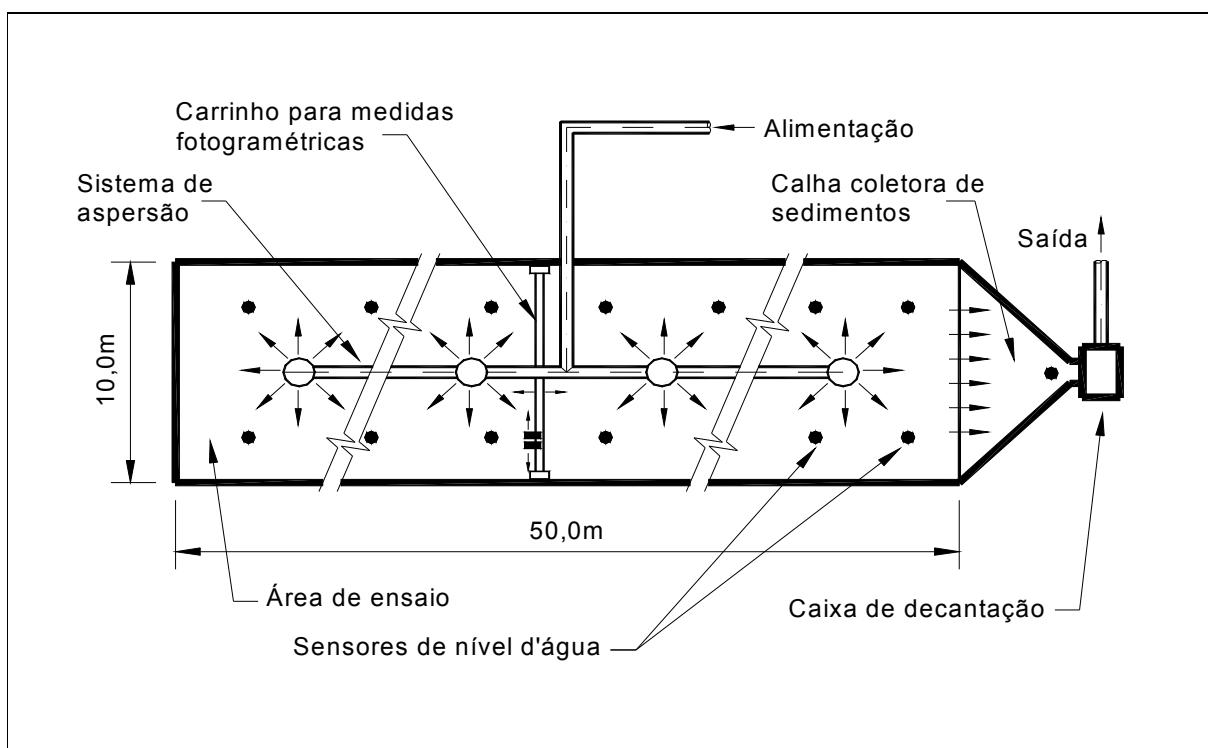
**Figura 10. Esquema da área experimental.**

Tabela 2. Características principais de seis ensaios experimentais de erosão, com precipitações de duração de 1 hora.

Ensaio	i(t) (mm/h)	i _{exc} (t) (mm/h)	Q _{max} (l/s)	M _{s,tot} (kg)
2	126	108	15,0	25,51
6	140	110	15,3	12,28
7	135	114	15,8	5,03
8	123	110	15,3	4,84
15	141	120	16,7	2,38
18	137	126	17,5	3,68

A Figura 11 ilustra um hidrograma observado, relativo ao ensaio 18, correspondente a uma intensidade de precipitação excedente de 126 mm/h e duração de 1 hora, com material erodido total igual a 3,68 kg.

Pelos valores observados do material erodido ao longo da seqüência de ensaios, verifica-se a ocorrência de decaimento da quantidade de material carreado pelo defluvio superficial, o que sugere que as características de resistência do solo na superfície variam com o tempo. De fato, o terreno está submetido a efeitos térmicos significativos durante períodos sem chuva, com possível formação de micro-fissuras e, consequentemente, diminuição da resistência contra a desagregação provocada pelos eventos de precipitação e defluvio superficial.

Ao longo de sucessivas precipitações, o material de superfície com baixa resistência à erosão vai sendo removido até que a superfície do terreno adquira resistência à erosão praticamente constante e função das características estruturais do perfil de solo natural. Caso a seqüência de precipitação seja interrompida por período suficientemente longo, verifica-se novamente, diminuição da resistência do terreno à erosão e aumento de sedimentos carreados durante um novo período de precipitação.

Utilizando-se o hidrograma observado, verifica-se que o volume escoado corresponde a uma altura de lâmina de 123 mm, resultando em infiltração acumulada de 20 mm. Tomando-se os instantes t = 3,5; 5,0; 10,0 e 60 min, obtém-se os valores de infiltração acumulada, F(t) e da taxa de infiltração, f(t), indicados na Tabela 3.

Com esses valores de infiltração em função do tempo, obtém-se facilmente os parâmetros da equação de Green-Ampt. Assim, a equação de infiltração de água no solo para as condições experimentais do ensaio 18 é expressa por:

$$f(t) \cong 11,4 \frac{3,58 + F(t - \Delta t)}{F(t - \Delta t)} \quad (41)$$

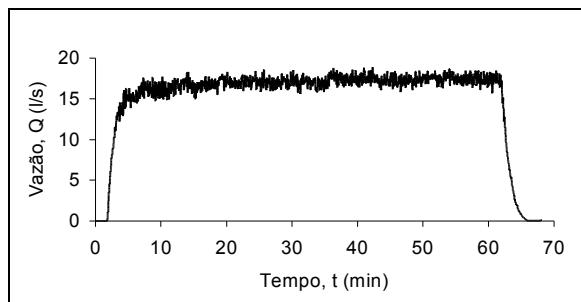


Figura 11. Hidrograma observado no ensaio 18.

Tabela 3. Taxas de infiltração observadas.

t (min)	Q(t) (l/s)	F(t) (mm)	f(t) (mm/h)
3,5	13,8	1,6	37
5,0	15,2	4,2	27
10,0	16,8	9,0	16
60,0	17,6	20,0	11

A Figura 12 apresenta o hidrograma simulado para as mesmas condições do ensaio 18. A fim de se obter hidrograma simulado semelhante ao observado, ajustou-se automaticamente o valor do coeficiente de rugosidade de Manning em $n = 0,030$. O domínio de $50 \times 10 \text{ m}^2$ foi discretizado em 500 células de dimensões $1,0 \times 1,0 \text{ m}^2$.

A Figura 13 mostra a evolução da quantidade de material erodido em função do tempo, obtida por simulação. Como o defluvio superficial atinge rapidamente a condição quase estacionária com vazões próximas do regime permanente, tem-se então, descarga de sedimento praticamente constante e, consequentemente, crescimento linear da quantidade de material erodido. Infelizmente, não foi possível obter valores experimentais do material erodido em função do tempo. Por essa razão, foram apenas comparados os valores das quantidades totais de material erodido, simulados e observados.

Com relação aos valores ajustados dos parâmetros de erosão aos vários ensaios realizados, verificou-se através de experimentação numérica que os parâmetros α e b exercem pequena influência nos valores das descargas de sedimentos, uma vez que é o defluvio superficial o principal responsável pela erosão. Assim, foram ajustados os valores desses dois parâmetros para todos os ensaios com $\alpha = 1,0$ e $b = 0,5$. Para o coeficiente K_e os valores ajustados ficaram compreendidos entre 0,075 (ensaio 2) e 0,0075 (ensaio 18).

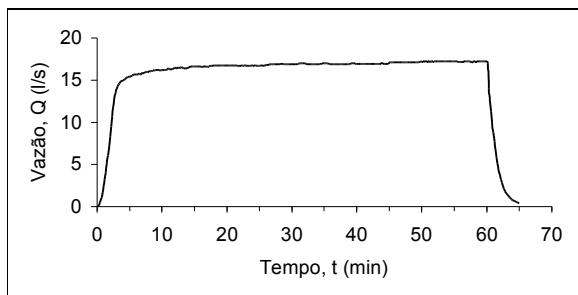


Figura 12. Hidrograma simulado, referente ao ensaio 18.

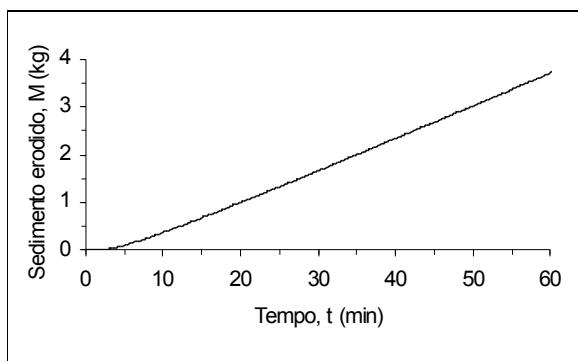


Figura 13. Simulação da erosão do solo referente ao ensaio 18.

SIMULAÇÃO DA EROSÃO EM ÁREAS DE ENCOSTA

Com o modelo calibrado, foram realizadas simulações a fim de determinar as descargas de sedimentos em áreas de encosta, tomando-se alguns valores para o comprimento, declividade e intensidade de precipitação. Em todas as simulações, a duração da precipitação foi fixada em 1 hora.

A Figura 14 fornece a quantidade de material erodido por unidade de largura de encosta em função da intensidade de chuva e dos valores limites de K_e encontrados para o solo dos ensaios, iguais a 0,0075 e 0,075, fixando-se $L = 50$ m e $S_e = S_o = 0,10$.

A Figura 15 apresenta a quantidade de material erodido por unidade de largura em função da intensidade de chuva e da declividade do terreno, tomando-se como comprimento da encosta $L = 50$ m e $K_e = 0,0075$.

As Figuras 16 e 17 fornecem as quantidades de material erodido por unidade de largura, em função da declividade e comprimento da encosta, tomando-se nas simulações correspondentes à Figura 16, intensidade de chuva $i = 50$ mm/h e $S_o = 0,05$; e nas da Figura 17, $i = 100$ mm/h e $S_o = 0,10$.

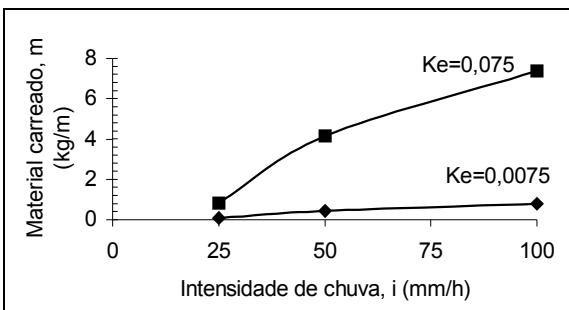


Figura 14. Material carreado em função da intensidade de chuva, com $L = 50$ m, $S_o = 0,10$.

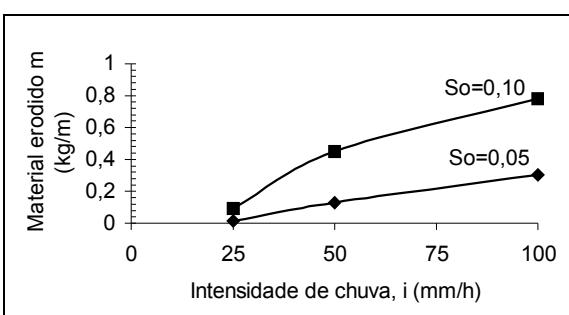


Figura 15. Quantidade de material erodido em função de i e S_o com $L = 50$ m e $K_e = 0,0075$.

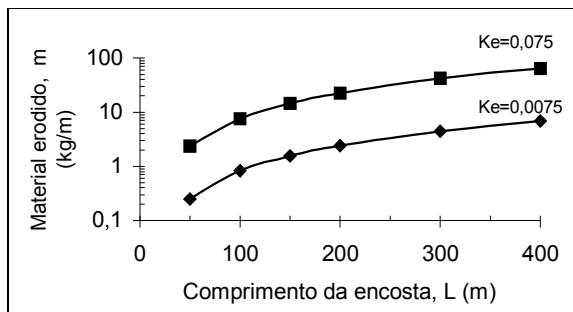


Figura 16. Material carreado em função do comprimento da encosta e de K_e ; $S_o = 0,05$ e $i = 50$ mm/h.

CONCLUSÕES

A experimentação em campo, através da simulação de chuvas artificiais intensas possibilitou o estudo do processo de erosão pela ação combinada da precipitação e do defluvio superficial.

O monitoramento da distribuição da altura do defluvio no domínio, com o auxílio de um sistema de aquisição de dados automatizado, mostrou que o escoamento sofre forte influência do microre-

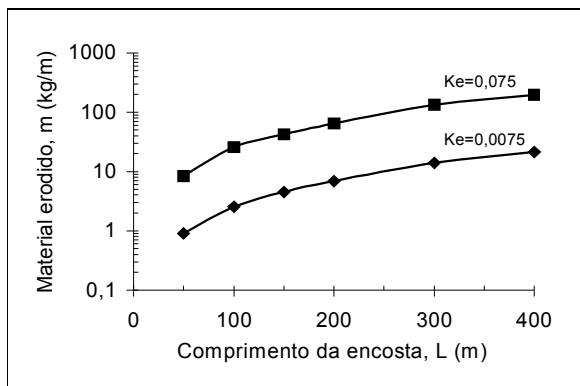


Figura 17. Material carreado em função do comprimento da encosta e de K_e ; $S_o = 0,10$ e $i = 100 \text{ mm/h}$.

levo à medida que este evolui. Com influência reduzida no início da sua evolução, o microrelevo não consegue orientar o escoamento; como resultado, observa-se espalhamento do deflúvio no domínio com alturas de lâmina muito pequenas.

À medida que o microrelevo se define, surgem lentamente, ainda com um aspecto pouco definido, as faixas de concentração ou caminhos preferenciais, precursores dos microcanais de drenagem. Com a inter-relação entre escoamento e microrelevo, o processo de erosão se intensifica, a micro topografia evolui e os microcanais aumentam de densidade e de extensão.

A característica de feedback existente entre o escoamento e o microrelevo é devida à efemeridade dos microcanais, os quais, conforme a interação mútua desaparece, se deslocam ou se juntam a outros, processo sustentado pela capacidade de remoção e de transporte de material pelo deflúvio.

Neste processo dinâmico, a turbulência provocada pelo microrelevo é fundamental. A intensidade da turbulência depende da evolução do microrelevo que pode gerar mais correntes secundárias, promovendo remoção de partículas e ressuspensão do material já erodido.

A definição do microrelevo e a consequente concentração do escoamento promovem o aumento da lâmina, principalmente nas seções de jusante. Como resultado, os microcanais são muito mais definidos na saída do que na parte de cabeceira, onde a desagregação do solo pela chuva é predominante devido às baixas alturas registradas nessa região.

Foi verificado que a produção de sedimento apresenta uma tendência de decaimento ao longo de eventos sucessivos com períodos chuvosos e secos, fato que pode ser explicado pelo au-

mento da resistência do solo promovido pelo impacto das gotas de chuvas e pelo processo de cimentação superficial (sealing). Observou-se, através dos dados de produção de sedimento, que existe influência climatológica sobre a suscetibilidade do solo à erosão. Pesquisa futura poderá ser realizada com o objetivo de incorporar esse aspecto fenomenológico no modelo matemático da erosão.

O modelo matemático de erosão distribuída, baseado na equação da continuidade e na difusão, mostrou-se eficiente para simular o deflúvio superficial e a erosão do solo, uma vez que conseguiu reproduzir os hidrogramas e a quantidade total de material erodido observados.

O modelo é suficientemente versátil para simular áreas heterogêneas, com características locais diferenciadas e com possibilidade de gerar deflúvios bidimensionais decorrentes da distribuição das elevações das células que compõem o domínio discretizado.

Para um domínio retangular com dimensões de 50 m de comprimento, 10 m de largura e discretizado em células com dimensões $1,0 \times 1,0 \text{ m}^2$ e, ainda, para uma chuva intensa com 1 h de duração, o tempo de processamento do modelo em microcomputador pessoal, com 16 MB de memória RAM, processador Pentium 200 MHz, foi de aproximadamente 55 min. No entanto, esse tempo pode ser bastante reduzido, uma vez que não houve a preocupação em otimizar os procedimentos de cálculo, através do uso de subrotinas e da otimização das operações aritméticas utilizadas no programa computacional, em linguagem FORTRAN 90.

A análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo mostrou que os valores de três parâmetros - dois relativos à erosão pelo impacto das gotas de chuva e um relativo à erosão provocada pelo deflúvio superficial - são os mais relevantes para a calibração do modelo numérico; destes, para a área de ensaios e simulada, o coeficiente da taxa de destacamento de solo pelo deflúvio superficial mostrou ser o preponderante, para a obtenção de material carreado simulado compatível com o observado.

O solo dos ensaios, por suas características de resistência decorrente do alto teor de argila e alta compactação, é altamente resistente à erosão, provocada tanto pela precipitação, quanto pelo deflúvio superficial. Na área de ensaio, com 50 m de comprimento e 10 m de largura, não se observou forte canalização que pudesse provocar concentração do deflúvio e consequentemente, erosão mais intensa. Evidentemente, esse processo ocorreria caso fosse utilizada área de maior comprimento como ocorre nas encostas dos cursos d'água, com surgimento de sulcos e ravinas.

Os valores dos parâmetros principais do modelo, após o processo de calibração, mostraram para a área de ensaios que valores do coeficiente de rugosidade de Manning compreendidos entre 0,020 e 0,040 resultam em hidrogramas compatíveis com os hidrogramas observados. Os valores dos parâmetros α e b da taxa de destacamento do solo pela precipitação foram fixados em 1,0 e 0,5, respectivamente, uma vez que a produção de sedimentos não é sensível às variações em torno destes valores.

O parâmetro K_e da taxa de destacamento de solo pelo deflúvio mostrou ser o parâmetro fundamental para a calibração do modelo. Pelos ensaios realizados, verificou-se que a quantidade de material erodido sofre decaimento ao longo de sucessivas chuvas, com intervalos de dias sem precipitação. Para o solo considerado, o parâmetro K_e assume valores em torno de 0,075 para as primeiras chuvas da seqüência e 0,0075 para as últimas precipitações.

Nas simulações realizadas em áreas de encosta com comprimentos entre 50 e 400 m, verificou-se forte dependência do material erodido com o comprimento e declividade da encosta. Para encostas com 300 m de largura, obteve-se para o solo considerado, erosões por unidade de largura de encosta de 42,5 kg/m e de 133 kg/m, respectivamente, para declividades de 0,05 e 0,10 e chuva de 50 mm/h e 1 hora de duração.

Este trabalho abriu novos horizontes de investigação, tanto em estudos experimentais quanto teóricos e de modelagem. Com relação a trabalhos experimentais, a área construída possibilitará a realização de ensaios com materiais diversos, com características adequadas para a observação da evolução de sulcos e intensificação do processo erosivo. Nessa área, será possível introduzir vegetação e práticas de conservação do solo e verificar os resultados relativos ao decaimento da erosão. No entanto, para a utilização do modelo em áreas de encosta de dimensões de dezenas ou centenas de hectares, é altamente desejável a realização de estudos experimentais locais, de quantificação da erosão em função de precipitações, dos deflúvios superficiais, das heterogeneidades topográficas, de solo, de cultivo e de práticas de conservação, a fim de possibilitar a introdução de novas formulações e parâmetros no modelo.

Com relação aos estudos teóricos, o modelo deve sofrer evolução no sentido de utilizar células geometricamente irregulares de modo a permitir a modelagem de encostas de bacias hidrográficas com as diversas peculiaridades e heterogeneidades existentes. Necessariamente, com relação à evolução do modelo, algoritmos probabilísticos ou

de incertezas devem ser introduzidos a fim de que os resultados sejam expressos dentro de intervalos ou faixas de confiança.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro, Proc.96/0025-6, e ao CNPq pela concessão de bolsas. Desejam especialmente agradecer ao revisor da RBRH pelas correções apontadas e sugestões.

REFERÊNCIAS

- ARRUDA L. B. (1984) *Estudo Experimental da Infiltração através do Balanço Hídrico em um Infiltrômetro com Aspersores*, Dissertação de Mestrado, EESC-USP, p155.
- FOSTER G. R. (1982) Modeling the Erosion Process, Chapter 8, in: *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, ASAE, C. T. Haan, H. P. Johnson, D. L. Brakensiek (ed.): 297-380.
- GOVINDARAJU R. S., JONES S. E., KAVVAS M. L. (1988) On the Diffusion Wave Model for Overland Flow 1. Solution for Steep Slopes, *Water Resources Research*, Vol. 24, No. 5, p734-744, May.
- HIRSCHI M. C., BARFIELD B. J. (1988) KYERMO-A Physically Based Research Erosion Model Part 1. *Model Trans. ASAE*, Vol 31 (3), p.804-813, May.
- NEARING M. A., (1991) A Probabilistic Model of Soil Detachment by Shallow Turbulent Flow. *Trans. ASAE*, Vol 34 (1), p.81-85, Jan.
- LEI T., NEARING M. A., HAGHIGHI K., BRALTS V. F. (1998) Rill Erosion and Morphological Evolution: A Simulation Model, *Water Resources Research*, Vol. 34, No. 11, p.3157-3168, Nov.
- OGDEN F. L., JULIEN P. Y. (1993) Runoff Sensitivity to Temporal and Spatial Rainfall Variability at Runoff Plane and Small Basin Scales, *Water Resources Research*, Vol 29, No.8, p.2589-2597, Aug.
- RIGHETTO A. M. (1998) *Hidrologia e Recursos Hídricos*, Publicação EESC-USP/RENGE,: p819.
- ROTH G., SICCARDI F., ROSSO R. (1989) Hydrodynamic Description of the Erosional Development of Drainage Patterns, *Water Resources Research*, Vol.25, No.2, p319-332, Febr.
- SHARMA P. P., GUPTA S. C., FOSTER G. R. (1993) Predicting Soil Detachment by Raindrops, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 57, p674-680.
- SHARMA P. P., GUPTA S. C., RAWLS W. J. (1991) Soil Detachment by Single Raindrops of Varying Kinetic Energy, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 55, p301-307.
- SHARMA P. P., GUPTA S. C. (1989) Sand Detachment by Single Raindrops of Varying Energy and Momentum, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 53, p1005-1010.

- WISCHMEIER, W. H., SMITH D. D. (1965) Predicting Rainfall Erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains. USDA Agriculture Handbook No. 282, Washington, D. C.
- WISCHMEIER, W. H., SMITH D. D. (1978) Predicting Rainfall Erosion Losses – A Guide to Conservation Planning. Science and Education Administration, U. S. Department of Agriculture in Cooperation with Purdue Agricultural Experiment Station, Agriculture Handbook No. 537: p52.
- WICKS, J. M., BATHURST J. C. (1996) SHESED: A Physically Based, Distributed Erosion and Sediment Yield Component for the SHE Hydrological Modelling System, *Journal of Hydrology*, Vol 175: p213-238.
- ZHANG W., CUNDY T. W. (1989) Modeling of Two-Dimensional Overland Flow, *Water Resources Research*, Vol 25, No. 9, p2019-2035, Sept..

Distributed Erosion in Hillslope Areas

ABSTRACT

The quantification of soil material transported by overland flow is an important problem in activities such as agricultural soil management, evaluation of nutrient losses, non-point source pollution, sediment transport to bodies of water, etc.

A distributed two-dimensional overland flow model was developed by using momentum and continuity equations. The diffusion method was used to simplify the model application as well as to consider varied flows such as convergent, divergent and inverse flows.

The sensibility of model parameters was obtained by simulation. Experimental results of erosion in a $50 \times 10 \text{ m}^2$ area were obtained by artificial rain with measurements of its intensities, overland flow height, discharges and eroded material.

The model calibration for the conditions in the experimental area was much facilitated by the previous sensibility parameter analysis.

The experimental observations were important for the sensibility parameter analysis, model calibration as well as for to qualitatively characterize the evolution of overland flow and soil erosion.

The model was applied to simulate erosion on hillslopes in which several values of rain and hillslope length, slope and erodibility parameter were considered.