

PSEM_2D : UN MODÈLE D'ÉROSION HYDRIQUE À BASE PHYSIQUE À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE

Guillaume NORD ⁽¹⁾ et Michel ESTEVES ⁽²⁾

- (1) : Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE), UMR 1572, CEA, CNRS, UVSQ, Bâtiment 12, Avenue de la Terrasse, Domaine du CNRS, 91 198 GIF-SUR-YVETTE cedex.
Courriel : Guillaume.Nord@lsce.cnrs-gif.fr .
- (2) : Laboratoire d'étude des transferts en hydrologie et environnement (LTHE), UMR 5564, CNRS, INPG, IRD, UJF, BP 53, 38041 GRENOBLE cedex 09.

RÉSUMÉ : Cette étude s'inscrit dans le développement de modèles à base physique de l'érosion hydrique à l'échelle des versants. Elle présente la construction d'un modèle numérique (PSEM_2D, Plot Soil Erosion Model) couplant les mécanismes d'infiltration, de ruissellement et d'érosion. Les particularités de ce modèle proviennent de la prise en compte de la microtopographie et de l'évolution de la surface du sol au cours du temps en réponse aux processus d'érosion et de dépôt. Les paramétrisations des processus d'érosion diffuse et concentrée sont sélectionnées dans la littérature. Une application du modèle sur une surface de 75 m² montre l'intérêt d'un tel outil pour l'étude des transferts d'eau et de particules.

MOTS-CLÉS : érosion hydrique, modélisation à base physique, parcelle, ruissellement, transport de sédiment, microtopographie.

ABSTRACT : This study comes within the development of physically based models of water erosion at the field scale. The building of a numerical model (PSEM_2D, Plot Soil Erosion Model) coupling the mechanisms of infiltration, overland flow and erosion is presented. The specificities of this model come from the explicit description of microtopography and the evolution of the soil surface as a result of erosion or deposition. The parameterizations selected in the literature are implemented in the model. An application of the model over a plot of 75 m² highlights the usefulness of such a tool for studying the transfer of water and sediment.

KEY-WORDS : water erosion, physical-based modelling, plot scale, overland flow, sediment transport, microtopography.

I - INTRODUCTION

L'érosion hydrique implique la mobilisation et le transport de particules par l'action de l'impact des gouttes de pluie et l'écoulement depuis les versants jusqu'aux cours d'eau. L'érosion hydrique constitue l'une des menaces les plus importantes pour les sols et, par voie de conséquence, l'un des grands problèmes environnementaux contemporains. On distingue couramment deux niveaux d'impact de l'érosion hydrique. Sur les versants, l'érosion de la couche superficielle du sol, la plus fertile, riche en matière organique, conduit à une baisse de la productivité agricole. Plus à l'aval, le mouvement des sédiments et des polluants dans les cours d'eau conduit à la contamination de l'eau potable, à l'eutrophisation et au remplissage des barrages par sédimentation. Les impacts de l'érosion hydrique coûtent très cher à la société et ils vont devenir de plus en plus pesants dans un contexte

de rareté de la ressource en eau de qualité. Pour limiter les effets directs et indirects de l'érosion, il est nécessaire de réfléchir en profondeur à nos pratiques agricoles. La modélisation de l'érosion et du transport de particules à l'échelle de petits bassins versants de l'ordre du km² constitue un outil très utile pour aider à la gestion des ressources en eau et en sol. Cette échelle intègre la transition entre les écoulements de surface sur les versants et les écoulements concentrés dans le réseau de drainage. Elle inclut aussi les discontinuités spatiales et temporelles qui interviennent dans le transfert de sédiments depuis les versants jusqu'aux cours d'eau.

Les modèles d'érosion distribués à base physique développés à ce jour donnent des résultats relativement corrects au niveau des volumes ruisselés mais peu encourageants au niveau des pertes en sol (V. JETTEN *et al.*, 1999, 2003). En outre, il existe peu de données spatialement distribuées permettant d'évaluer ces

modèles à l'intérieur des bassins versants et pas uniquement à l'exutoire. La défaillance des modèles d'érosion se traduit par une mauvaise estimation des flux qui quittent les versants pour entrer dans le réseau hydrographique. Un des champs d'étude pour améliorer les modèles concerne la description et la paramétrisation des processus d'érosion sur les versants. La microtopographie, qui est un facteur influençant fortement la nature des écoulements et l'évolution de la surface du sol, n'est pas prise en compte dans les modèles actuels.

PSEM_2D (Plot Soil Erosion Model 2D) a été développé pour améliorer la représentation des écoulements de surface sur les versants et mieux prendre en compte la dynamique spatiale

et temporelle des processus d'érosion sur les versants. Le ruissellement est distribué spatialement en fonction du microrelief. Les zones d'érosion diffuse et d'érosion concentrée ne sont pas distinguées explicitement.

II - DESCRIPTION DU MODÈLE

1) Les équations fondamentales

Le ruissellement est décrit à l'aide des équations de Saint Venant. La formulation de ces équations à deux dimensions est la suivante (W. ZHANG et T.W. CUNDY, 1989 ; M. ESTEVES *et al.*, 2000) :

$$\frac{\partial(\bar{U}h)}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{V}h)}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial t} = R - I(x, y) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} + g \left[\frac{\partial h}{\partial x} + S_{fx} - S_{ox} \right] = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} + g \left[\frac{\partial h}{\partial y} + S_{fy} - S_{oy} \right] = 0 \quad (3)$$

où : ∂ est la dérivée partielle ; \bar{U} et \bar{V} sont les vitesses latérales de l'écoulement (respectivement selon les directions x , largeur de la parcelle, et y , longueur de la parcelle) moyennées sur l'épaisseur de la lame d'eau (en m/s) ; h est l'épaisseur de la lame d'eau (en m) ; R est l'intensité de la pluie (en m/s) ; I est la vitesse d'infiltration (en m/s) ; x et y sont les coordonnées spatiales dans le plan (en m – les coordonnées spatiales sont déterminées par rapport à l'angle inférieur gauche de la parcelle, en regardant vers le haut) ; t est le temps (en secondes) ; S_{fx} et S_{fy} sont les tangentes des angles correspondant à la pente d'énergie selon les directions x et y ; S_{ox} et S_{oy} sont les tangentes des angles correspondant à la pente du sol selon les directions x et y ; et g est l'accélération de la gravité en (m/s²).

L'équation 1 est l'équation de continuité et les équations 2 et 3 sont les équations de quantité de mouvement dans les deux directions x et y du plan horizontal. Les pentes d'énergie sont estimées à l'aide des équations de DARCY-WEISBACH développées pour un écoulement permanent et uniforme. L'infiltration est calculée avec le modèle de W.H. GREEN et G.A. AMPT (1911). Le sol peut présenter une croûte de surface. La particularité du modèle est qu'il

permet de résoudre les équations hydrodynamiques générales en deux dimensions avec une vitesse d'infiltration variable pour des événements pluvieux complexes.

L'équation de conservation de la masse des sédiments en suspension décrit le mouvement des sédiments. Sa formulation pour un écoulement bi-dimensionnel est donnée par l'expression suivante :

$$\frac{\partial(hc)}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{U}hc)}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{V}hc)}{\partial y} = \frac{(D_{rd_d} + D_{rd_rd} + D_{fd_d} + D_{fd_e})}{\rho_s} \quad (4)$$

où : c est la concentration volumique des particules en suspension (en m³/m³) ; D_{rd_d} est taux de détachement par l'impact des gouttes de pluie de particules de la matrice cohésive du sol (en kg/m²/s) ; D_{rd_rd} est le taux de re-détachement par l'impact des gouttes de pluie de particules de la couche de

sédiments non-cohésifs (en $\text{kg/m}^2/\text{s}$); $D_{fd,d}$ est le taux d'arrachement ou de dépôt par l'écoulement de particules de la matrice de sol cohésive (en $\text{kg/m}^2/\text{s}$); $D_{fd,e}$ est le taux d'entraînement ou de dépôt par l'écoulement, de particules de la couche de sédiments non-cohésifs (en $\text{kg/m}^2/\text{s}$); et ρ_s est la masse volumique des sédiments (en kg/m^3).

Dans cette équation, \bar{V} remplace \bar{V}_s , la vitesse moyenne latérale des particules transportées par l'écoulement \bar{V}_s étant considérée égale à la vitesse moyenne de l'écoulement \bar{V} .

L'équation précédente est complétée par une équation de conservation de la masse de sédiments non-cohésifs présents dans la couche l_d à la surface du sol :

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s} (D_{rd,rd} + D_{fd,e}) \quad (5)$$

où : l_d est épaisseur de la couche de sédiments non-cohésifs (en m).

Cette description implique que la matrice de sol et les fragments érodés sont représentés par un seul et même diamètre médian. Par conséquent, la sélectivité granulométrique liée aux processus d'entraînement, de transport et de dépôt des particules n'est pas prise en compte par le modèle.

2) Les processus d'érosion représentés dans le modèle

La figure 1 fait la synthèse des processus présents dans PSEM_2D. Tant que la contrainte de cisaillement de l'écoulement τ est inférieure à la contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement τ_c , on considère que l'impact des gouttes de pluie contribue à casser les agrégats de la surface du sol et à redistribuer spatialement les sédiments. Cette phase comprend les deux situations que P.I.A. KINNELL (1990) appelle RD-ST (raindrop detachment and splash

transport) et RD-RIFT (rainfall detachment and rainfall-induced flow transport). RD-ST se produit en l'absence de lame d'eau à la surface du sol et RD-RIFT se manifeste quand la contrainte de cisaillement de l'écoulement est insuffisante pour entraîner les sédiments non-cohésifs appartenant à la couche l_d . Le modèle ne représente pas explicitement le transport de sédiments par splash ou par RIFT. On suppose que la surface du sol n'évolue pas durant cette phase. La concentration des sédiments reste nulle car l'équation 4 n'est pas active. En revanche, la désagrégation et la redistribution de la matière associée à l'impact des gouttes de pluie sont prises en compte à travers le remplissage de la couche l_d qui joue le rôle d'une couche tampon. Cette phase est illustrée par la figure 1-a. La couche l_d a des propriétés de résistance mécanique plus faibles que celles de la matrice de sol. Elle est composée de matériaux non-cohésifs. Durant cette phase, l'équation 5 a une expression légèrement différente :

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = \frac{1}{\rho_s} (D_{rd}) \quad (6)$$

où : D_{rd} est le taux de désagrégation et de redistribution de sédiments par l'impact des gouttes de pluie (en $\text{kg/m}^2/\text{s}$).

Quand la contrainte de cisaillement de l'écoulement devient supérieure à la contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement, l'écoulement a une capacité de transport et peut entraîner les sédiments issus de la couche non-cohésive l_d . Cette phase correspond au phéno-

mène RD-FT (rainfall detachment and flow transport) décrit par P.I.A. KINNELL (1990). Durant cette phase, il peut se produire un pic initial de concentration des sédiments si les mécanismes activés précédemment, quand la contrainte de cisaillement de l'écoulement au

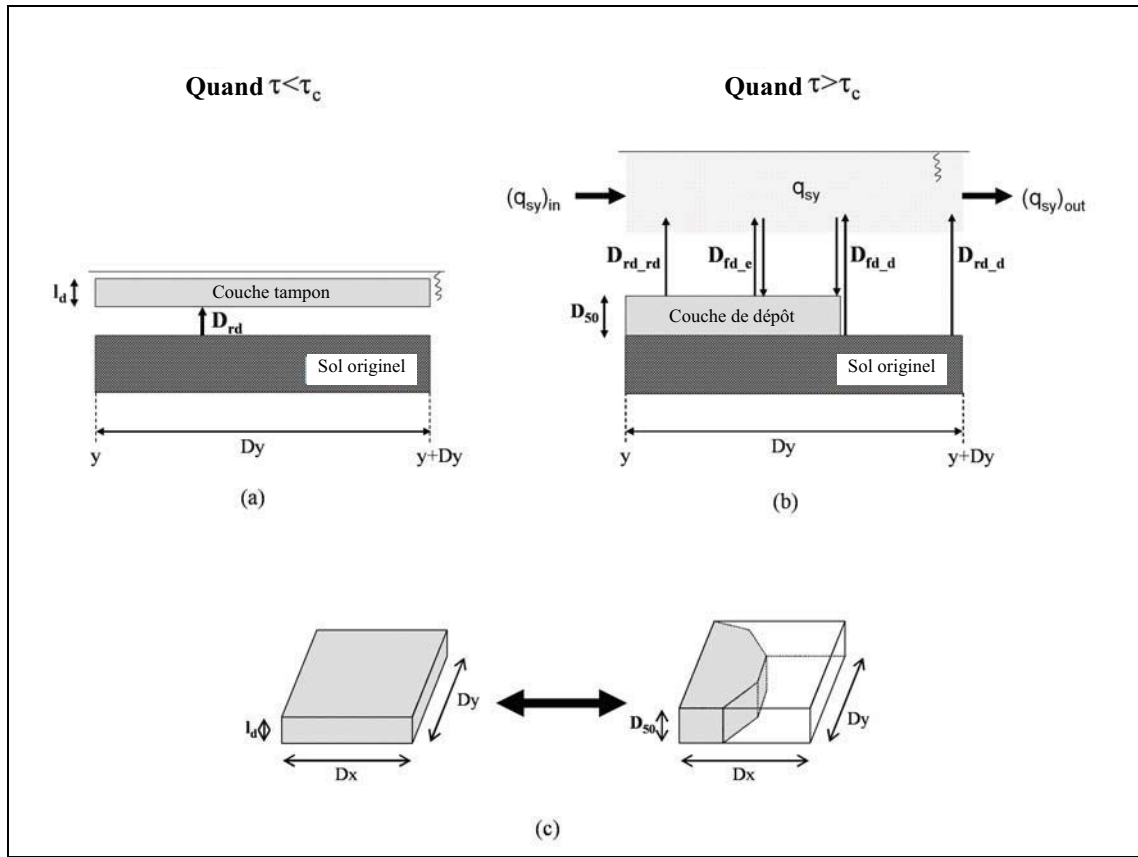


Figure 1 - Les processus d'érosion représentés dans PSEM_2D [d'après G. NORD et M. ESTEVES, 2005].

niveau du fond (τ) était inférieure à la contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement (τ_c), ont généré une couche de sédiments non-cohésifs suffisamment épaisse. Par conséquent, les mécanismes d'érosion liés principalement à l'action de la pluie ne sont pas négligés, mais seulement différés dans le temps. Lorsque toutes les particules de la couche non-cohésive ont été entraînées par l'écoulement ou mises en mouvement par l'impact des gouttes de pluie, davantage d'énergie doit être disponible pour arracher des fragments de sol issus de la matrice cohésive. Il faut dépasser la contrainte de cisaillement critique pour l'arrachement de particules liées à la

matrice de sol (τ_{sol}), que certains auteurs ont essayé de relier à la résistance au cisaillement du sol (J. LÉONARD et G. RICHARD, 2004). P.I.A. KINNELL (1990) nomme cette phase FD-FT (flow detachment and flow transport). La figure 1-b illustre les mécanismes impliqués durant cette phase. Dans ces conditions, l'équation 4 est active et l'équation de conservation de la masse de sédiments non-cohésifs de la couche l_d prend la forme présentée dans l'équation 5 dans un cas d'érosion nette (D_{fd_d} et $D_{fd_e} > 0$) et la forme suivante dans un cas de sédimentation (D_{fd_d} et $D_{fd_e} < 0$):

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s} (D_{rd_rd} + D_{fd_e} + D_{fd_d}) \quad (7)$$

La contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement (τ_c , en pascal) est fonction de la

contrainte de cisaillement critique adimensionnelle (Y_{cr}), appelée aussi paramètre de SHIELDS :

$$\tau_c = Y_{cr} g (\rho_s - \rho) D_{50} \quad (8)$$

où ρ est la masse volumique de l'eau (en kg/m^3) et D_{50} le diamètre médian des particules (en m).

Dans PSEM_2D, la contrainte de cisaillement critique a un rôle important, car elle définit une limite pour la résolution de l'équation de conservation de la masse des sédiments. Dans la réalité, il existe une gamme très étendue de valeurs de τ_c en fonction de la taille et de la densité des particules, mais aussi du régime hydraulique. L'inconvénient d'utiliser une seule classe de taille de particules est que l'on restreint énormément les conditions de mise en mouvement des particules et la simultanéité des processus. En effet, plusieurs processus devraient se produire en même temps localement, en fonction de la taille des particules présentes. Une particule de petite taille pourrait être entraînée par l'écoulement, car la contrainte de cisaillement

de l'écoulement dépasserait sa contrainte critique pour l'entraînement, tandis qu'une particule de plus grande taille serait soumise aux mécanismes décrits par la figure 1-a. Il est important de garder cette limite à l'esprit.

3) Le modèle de détachement par la pluie

Plusieurs modèles ont été développés pour calculer le taux de détachement de particules par la pluie. On citera pour exemple les modèles de R.M. LI (1979), de G.R. FOSTER (1982) et de G.E. GILLEY et S.C. FINKER (1985). Dans la présente étude, le modèle linéaire proposé par R.M. LI (1979) a été sélectionné :

$$D_{rd_d} = \alpha R^p \left(1 - \frac{h}{z_m}\right) (1 - \varepsilon) \quad (9)$$

$$D_{rd_rd} = \alpha_d R^p \left(1 - \frac{h}{z_m}\right) \varepsilon \quad (10)$$

avec

$$z_m = 3 \times \left(2.23 \times R^{0.182}\right) \times \frac{(3600 \times 1000)^{0.182}}{1000} \quad (11)$$

où : α est l'érodibilité moyenne par m de pluie de la matrice du sol vis-à-vis du splash (en $\text{kg/m}^2/\text{m}$) ; α_d est l'érodibilité moyenne par m de pluie de la couche de sédiments non-cohésifs vis-à-vis du splash (en $\text{kg/m}^2/\text{m}$) ; z_m est la profondeur maximale de pénétration des gouttes de pluie dans la lame d'eau à la surface du sol (en m) ; ε est le pourcentage de la maille recouverte par la couche de sédiments non-cohésifs d'épaisseur le diamètre médian des grains ; R est l'intensité de la pluie (en m/s) ; et p est un exposant.

Dans cette étude, pour avoir un modèle linéaire fonction de l'intensité de la pluie, on prend l'exposant p égal à 1,0. P.P. SHARMA *et al.* (1993) ont démontré l'intérêt d'utiliser un modèle linéaire. Le troisième terme dans la partie droite des équations 9 et 10 représente l'amortissement de l'effet de l'impact des gouttes de pluie lorsque l'épaisseur de la lame d'eau augmente.

Pour chaque maille de la grille, ε est conceptualisé comme étant le pourcentage de la maille recouverte par la couche de sédiments non-cohésifs d'épaisseur le diamètre médian des grains D_{50} . Le volume de cette couche est égal au volume de la couche répartie sur l'ensemble de la maille et d'épaisseur l_d comme le montre la figure 1-c. ε est donc calculé à l'aide de l'expression suivante :

$$\varepsilon = \frac{l_d}{D_{50}} \quad (12)$$

Quand $\varepsilon = 0$, les deux seuls processus impliqués sont le détachement par l'impact des gouttes de pluie et l'arrachement par l'écoulement de particules de la matrice de sol cohésive. Par

contre, quand $\varepsilon = 1$, les deux seuls processus impliqués sont le re-détachement par l'impact des gouttes de pluie et l'entraînement par l'écoulement de particules de la couche de sédiments

non-cohésifs. Dans la majorité des cas, $0 < \varepsilon < 1$ et les quatre processus mentionnés sont actifs.

Un modèle similaire est utilisé pour exprimer

$$D_{rd} = \alpha R^p \left(1 - \frac{h + l_d}{z_m} \right) \quad (13)$$

4) Le modèle d'arrachement/entraînement/dépôt par l'écoulement

On utilise un modèle discontinu qui distingue explicitement les cas d'érosion "nette" et de dépôt "net". Ce modèle propose des expressions

$$D_{fd_d} = K_r (\tau_f - \tau_{sol}) \left(1 - \frac{q_s}{T_c} \right) (1 - \varepsilon) \quad (14)$$

$$D_{fd_e} = K_r (\tau_f - \tau_c) \left(1 - \frac{q_s}{T_c} \right) \varepsilon \quad (15)$$

où : K_r est le paramètre d'érodibilité du sol vis-à-vis du ruissellement (en s/m) ; τ_{sol} est la contrainte de cisaillement critique pour l'arrachement de particules de la matrice de sol cohésive (en pa) ; q_s est le débit massique unitaire ou débit solide unitaire (en kg/m/s) ; et T_c est la capacité de transport de particules de l'écoulement (en kg/m/s).

Quand le débit solide unitaire est plus grand que la capacité de transport, une autre formulation est nécessaire pour calculer les taux de dépôt :

$$D_{fd_d} = \frac{\varphi V_s}{q} (T_c - q_s) (1 - \varepsilon) \quad (16)$$

$$D_{fd_e} = \frac{\varphi V_s}{q} (T_c - q_s) \varepsilon \quad (17)$$

où : φ est un paramètre compris entre 0 et 1 qui indique le degré d'homogénéité du profil vertical de concentration (il vaut 1 si le profil est homogène, ce qui correspond à de la suspension pure, et il tend vers 0 si le profil est très stratifié, ce qui correspond à du charriage), fixé arbitrairement à 0,5 dans cette étude ; V_s est la vitesse de chute d'une particule élémentaire dans un fluide au repos (en m/s) ; et q est le débit liquide unitaire dans la direction de l'écoulement (en m³/s/m).

Le rôle du coefficient φ , et d'une façon plus générale la paramétrisation du mécanisme de dépôt, sont largement méconnus à ce jour. Des études approfondies, alliant modélisation et expérimentation, seront nécessaires pour améliorer la compréhension de ce processus. Dans cette étude, V_s est estimée à partir de la formule de R.L. SOULSBY (1997).

Le modèle d'arrachement/dépôt présenté ici requiert la formulation d'une capacité de trans-

porter le taux de désagrégation et de redistribution de sédiments par l'impact des gouttes de pluie durant la phase où $\tau < \tau_c$:

différentes pour ces deux situations. Quand le débit solide unitaire q_s est inférieur à la capacité de transport de l'écoulement T_c , les taux d'arrachement et d'entraînement par l'écoulement sont calculés à l'aide des expressions suivantes (G.R. FOSTER *et al.*, 1995) :

port. Dans un premier temps G. NORD et M. ESTEVES (2005) ont adopté l'équation propo-

sée par G.R. FOSTER (1982) et reprise dans le modèle WEPP (G.R. FOSTER *et al.*, 1995), qui est fonction de la contrainte de cisaillement de l'écoulement. Par la suite, G. NORD (2006) a utilisé trois autres formulations, fonctions d'autres variables hydrauliques. Il s'agit de la formule de H.S. LOW (1989), fonction de stream power, et des deux formules de G. GOVERS (1992) à base de unit stream power et effective stream power.

Ce modèle de couplage au premier ordre des termes d'arrachement et de transport a été critiqué par certains auteurs (C.H. HUANG *et al.*, 1996). Une autre version de PSEM_2D a aussi été développée par G. NORD (2006) intégrant une approche inspirée des travaux de P.B. HAIRSIANE et C.W. ROSE (1992) et envisageant l'arrachement et le dépôt comme deux processus permanents et simultanés.

5) Le couplage hydraulique-érosion : les méthodes numériques

Les équations de l'hydraulique, équations 1 à 3, et l'équation de conservation de la masse de sédiments en suspension, équation 4, sont résolues indépendamment à chaque pas de temps, car on fait l'hypothèse que les concentrations des sédiments sont suffisamment faibles pour ne pas affecter significativement les propriétés hydrodynamiques de l'écoulement (G.P. BENNETT, 1974). Le couplage numérique entre le modèle de ruissellement et le modèle d'érosion est assuré par le calcul de l'altitude de la surface du sol en chaque nœud de la grille et à chaque pas de temps en fonction des taux d'érosion et de dépôt estimés. Les pentes sont également remises à jour à chaque pas de temps.

On utilise la méthode des différences finies pour résoudre le système d'équations. On s'appuie sur une grille régulière ayant la même résolution spatiale dans les deux directions. Les équations de Saint Venant sont résolues en premier à chaque pas de temps selon le schéma de R.W. MAC CORMACK (1969), un schéma explicite du second ordre. L'équation 4 est résolue dans un deuxième temps en appliquant un schéma centré diffusif apportant une précision du second ordre pour les dérivées spatiales et une précision du premier ordre pour les dérivées temporelles. La discrétisation des équations 1 à 3 est présentée en détails par M. ESTEVES *et al.* (2000). La discrétisation de l'équation 4 est exposée précisément par G. NORD et M. ESTEVES (2005) et par G. NORD (2006). À

chaque pas de temps, on finit par déterminer la variation de l'épaisseur de la couche de sédiments non-cohésifs l_d à l'aide des équations 5, 6 ou 7, et par ré-estimer les altitudes de la surface du sol et les pentes au niveau de chaque point de la grille.

Les conditions initiales et aux limites dépendent des expériences que l'on veut simuler avec le modèle. Dans la publication décrivant les résultats d'une première évaluation de PSEM_2D (G. NORD et ESTEVES, 2005), on représentait des parcelles rectangulaires avec trois parois non poreuses sur les côtés et à l'amont et une frontière ouverte à l'exutoire. G. NORD (2006) a aussi envisagé le cas d'une injection de débit répartie le long de la limite amont d'une parcelle rectangulaire de façon à pouvoir simuler un apport en ruissellement provenant de l'amont du versant.

III - ÉTUDE DE CAS DE L'ÉROSION HYDRIQUE SUR PARCELLES

1) Évaluations du modèle PSEM_2D

À ce jour, les performances du modèle ont été évaluées dans une gamme limitée de conditions. Certaines études ont porté spécifiquement sur la validation de l'hydraulique tandis que d'autres se sont intéressées à l'hydraulique et à l'érosion.

Le modèle de ruissellement a d'abord été évalué par M. ESTEVES *et al.* (2000). Ces auteurs ont comparé les résultats du modèle à des données expérimentales. Le modèle a montré ses capacités à reproduire des hydrogrammes à l'exutoire de parcelles de 100 m² avec microtopographie complexe. L. TATARD (2005) a utilisé des mesures locales de vitesse sur une parcelle de sable de 40 m² soumise à des simulations de pluie pour tester PSEM_2D et deux autres modèles distribués (D.T. FAVIS-MORTLOCK *et al.*, 2000 ; A.J. PARSONS *et al.*, 2004). Les valeurs de vitesse locale ont été obtenues en appliquant une méthode développée par O. PLANCHON *et al.* (2005). L'étude a montré que PSEM_2D est le modèle qui parvient le mieux à reproduire le champ de vitesses distribuées.

G. NORD et M. ESTEVES (2005) ont évalué PSEM_2D dans des conditions d'érosion diffuse sur des parcelles planes de moins de 10 m² à partir des données expérimentales obtenues par

M. KILINC et M.V. RICHARDSON (1973) et M.G. SINGER et P.H. WALKER (1983). Les résultats ont montré que le modèle reproduit bien les variations des pertes en sol liées aux variations de pente et d'intensité de la pluie. G. NORD (2006) a aussi évalué le modèle dans des conditions d'érosion concentrée en s'appuyant sur les données d'une expérimentation américaine de ruissellement et d'érosion en rigole. Différentes équations de transport des particules ont été testées ainsi que le couplage de ce transport avec l'arrachement. Ce travail a permis de sélectionner l'équation de capacité de transport la mieux adaptée en fonction du type de sol, cohésif et non-cohésif. L'étude a aussi montré certaines limites du modèle, qui n'arrive pas à rendre compte des cas dans lesquels des rigoles profondes se mettent en place sur pentes fortes.

2) Dynamique spatiale et temporelle des processus d'érosion

PSEM_2D a été appliqué à une parcelle défrichée de 75 m² (15 m de long, 5 m de large). Pour la microtopographie, nous avons adopté celle d'une parcelle expérimentale anciennement exploitée au Niger. Cette parcelle offre une microtopographie complexe. Un relevé topographique effectué par M. ESTEVES *et al.* (2000) a fourni une grille d'altitudes avec une résolution

spatiale de 0,2 m dans les deux directions du plan. Les pentes moyennes sont de 1,96 et 6,4 % selon les directions x (perpendiculaire à la ligne de plus grande pente) et y (ligne de plus grande pente) respectivement. Les caractères granulométriques retenus pour le sol affichent une prédominance des limons et sables fins (59,2 % d'éléments entre 2 et 100 μm ; 13,9 % d'argile). La taille médiane des particules élémentaires avoisine 20 μm . Les paramètres d'infiltration et d'érodibilité du sol, totalement théoriques, sont ceux qui avaient été appliqués auparavant dans l'exercice d'évaluation de PSEM_2D utilisant les données expérimentales de M.G. SINGER et P.H. WALKER (1983). Ces paramètres sont présentés dans le tableau I.

La simulation numérique a été menée pour un épisode pluviométrique fictif. Nous avons appliqué le jeu de paramètres présenté dans le tableau 1. Les caractéristiques de la pluie et les résultats calculés à l'exutoire pour les débits et les concentrations des sédiments sont représentés sur la figure 2. On teste les interactions entre l'hydraulique du ruissellement et les processus d'érosion sur une surface naturelle avec intensité de pluie variable. Pour des sédiments d'un diamètre médian de 20 μm , la vitesse de chute estimée par le modèle est de $2,57 \cdot 10^{-4}$ m/s. La simulation dure 135 minutes.

Tableau I - Paramètres d'entrée du modèle.

Paramètre	Valeur *	Unité
<i>Infiltration et hydraulique</i>		
K_s (conductivité hydraulique à saturation)	$3,25 \cdot 10^{-6}$	m/s
$\theta_s - \theta_i$ (déficit de saturation en eau du sol)	0,2	
h_f (suction capillaire au front)	0,006	m
f (coefficient de frottement)	0,25	
<i>Érosion</i>		
D_{50} (diamètre médian)	$2 \cdot 10^{-5}$	m
ρ_s (masse volumique des sédiments)	2600	kg/m ³
ρ (masse volumique de l'eau)	1000	kg/m ³
α (érodibilité moyenne, par m de pluie, de la matrice cohésive du sol vis-à-vis du splash)	0,0012	kg/m ² /m
α_d (érodibilité moyenne, par m de pluie, de la couche de sédiments non-cohésifs vis-à-vis du splash)	0,012	kg/m ² /m
K_r (paramètre d'érodibilité du sol vis-à-vis de l'écoulement)	0,005	s/m
τ_{sol} (contrainte de cisaillement critique pour l'arrachement de sédiments de la matrice de sol)	0,15	pascal

* : La valeur de chaque paramètre a été choisie dans la fourchette des valeurs retenues pour le modèle WEPP (Water Erosion Predicting Project – E.E. ALBERTS *et al.*, 1995).

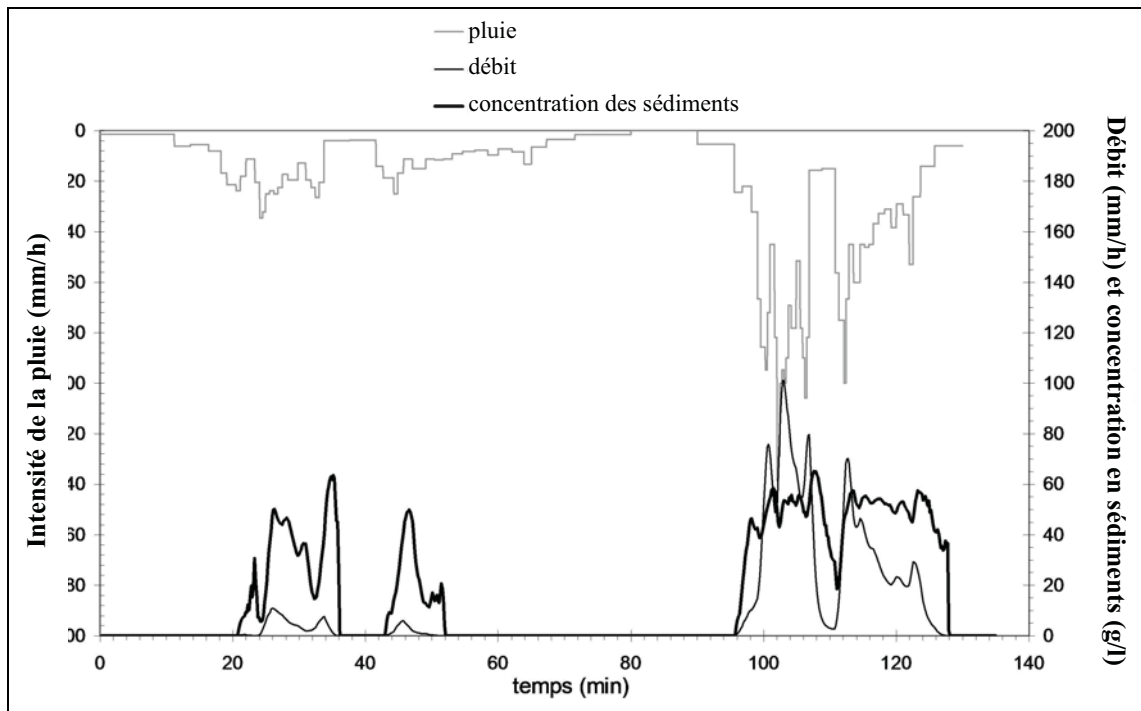


Figure 2 - Hyétogramme, hydrogramme et sédimentogramme à l'exutoire de la parcelle de 75 m².

La figure 3 montre l'érosion et le dépôt à la surface du sol à la fin de la simulation, calculés comme la différence entre les altitudes de la surface à la fin de la simulation et avant l'évènement pluvieux. C'est la valeur de la densité réelle des sédiments (2600 kg/m³) qui entre en jeu dans le calcul de l'épaisseur de sol érodé ou déposé, ce qui a pour effet de sous-estimer les variations d'altitude. Les valeurs négatives correspondent à des zones d'érosion nette et les valeurs positives à des zones de dépôt net. Les plus fortes valeurs d'érosion sont localisées dans des zones de pente forte où l'écoulement est concentré, comme le montre la figure 4.

La sédimentation se produit dans des zones concaves où la pente s'adoucit très rapidement. Les valeurs maximales de dépôt sont situées à l'aval de la zone de forte érosion. L'épaisseur du dépôt atteint alors environ 0,004 m. C'est suffisant pour dévier l'écoulement comme l'illustre la figure 4. On peut voir en effet que l'écoulement est concentré dans une rigole principale, sur la droite de la parcelle en début de simulation. Vers la fin de la simulation, l'écoulement se sépare en deux rigoles distinctes. Ces résultats montrent que le modèle est capable de tenir compte de changements topographiques liés aux mécanismes d'érosion et de dépôt.

Pour des précipitations totales de 37,8 mm, l'écoulement calculé s'élève à 19,6 mm et les

pertes de terre à 70 kg. La médiane des intensités de la pluies classées par tranches de 0,5 mm est de 24,0 mm/h, avec des intensités de 83 mm/h sur 5' et de 114 mm/h sur 1'.

IV - CONCLUSION

Le modèle numérique (PSEM_2D, Plot Soil Erosion Model) couple les mécanismes d'infiltration, de ruissellement et d'érosion. La microtopographie et les conditions hydrauliques rendent plus ou moins actifs les processus d'érosion liés à la pluie ou à l'écoulement en fonction de la position sur la parcelle. Le modèle travaille à l'échelle de l'évènement pluvieux, avec des intensités de pluie variables. Les sédiments sont représentés par une taille de particules unique. Le modèle assure le couplage entre les processus hydrologiques et les processus d'érosion, en recalculant la topographie à chaque pas de temps. On suppose que les sédiments se déplacent en suspension dans l'écoulement, mais leur concentration doit rester faible pour ne pas modifier significativement les propriétés hydrodynamiques de l'écoulement.

L'application du modèle réalisée pour une parcelle de 75 m² présentant une microtopographie complexe révèle la capacité du modèle à prendre en compte l'interaction entre les

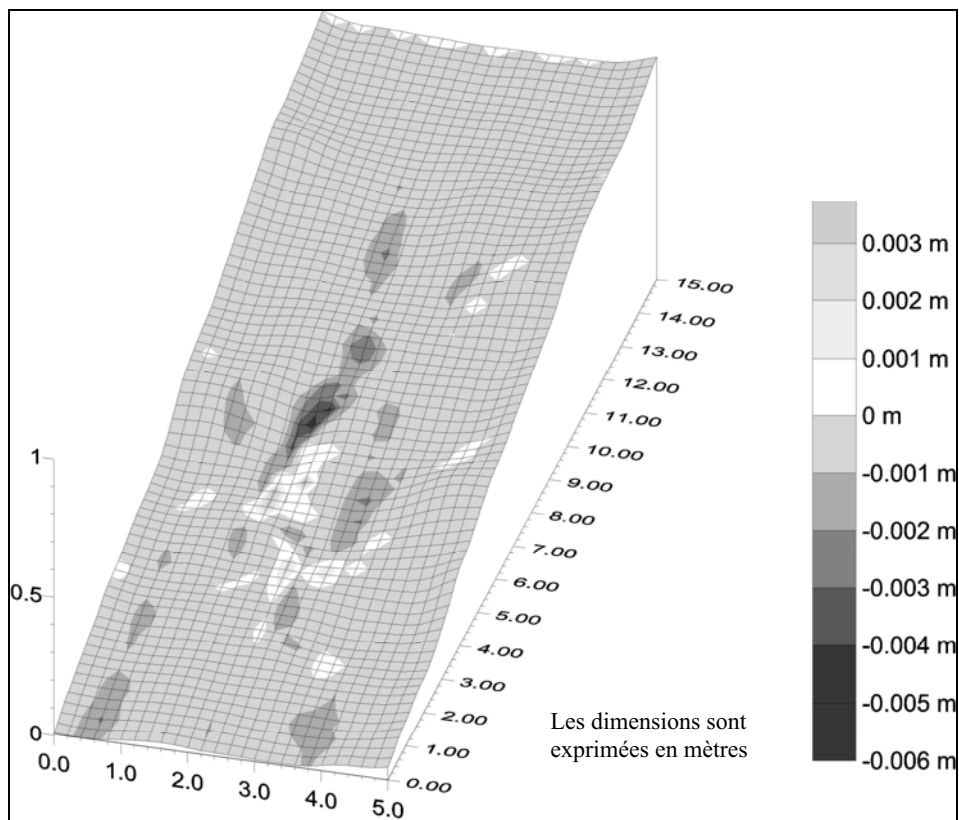


Figure 3 - Modifications subies par la surface du sol entre le début et la fin de la simulation (sur une surface qui a généralement subi une ablation comprise entre 0 et 1 mm, les zones d'érosion nette apparaissent en foncé et les zones de sédimentation nette en clair) [d'après G. NORD et M. ESTEVES, 2005].

processus hydrauliques et les processus d'érosion à l'échelle de la parcelle. Les paramétrisations nécessaires à la représentation des processus d'érosion ont été sélectionnées dans la littérature. Pour l'épisode pluviométrique fictif que nous avons analysé, les résultats obtenus apparaissent réalistes pour l'écoulement comme pour les pertes de terre.

PSEM_2D est un outil en constante évolution. Ses résultats devront être validés de manière plus systématique, afin d'améliorer les choix lors des paramétrisations. À plus long terme, l'objectif est de l'utiliser pour aider à la paramétrisation en sous-maille des modèles d'érosion pour les petits bassins versants.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBERTS E.E., NEARING M.A., WELTZ M.A., RISSE L.M., PIERSON F.B., ZHANG X.C., LAFLEN J.M. et SIMANTON J.R. (1995) - Soil component. In: *Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation*, NSERL Report N° 10, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana, D.C. FLANAGAN et M. NEARING édit., chapitre 7, p. 7.1-7.47.
- BENNETT J.P. (1974) - Concepts of mathematical modeling of sediment yield. *Water Resources Research*, vol. 10, n° 3, p. 485-492.
- ESTEVES M., FAUCHER X., GALLE S. et VAUCLIN M. (2000) - Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain : numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, vol. 228, n° 3, p. 265-282.
- FAVIS-MORTLOCK D.T., BOARDMAN J., PARSONS A.J. et LASCELLES B. (2000) - Emergence and erosion : a model for rill initiation and development. *Hydrological Processes*, vol. 14, p. 2173-2205.
- FOSTER G.R. (1982) - Modeling the erosion process. In: *Hydrologic Modeling of Small*

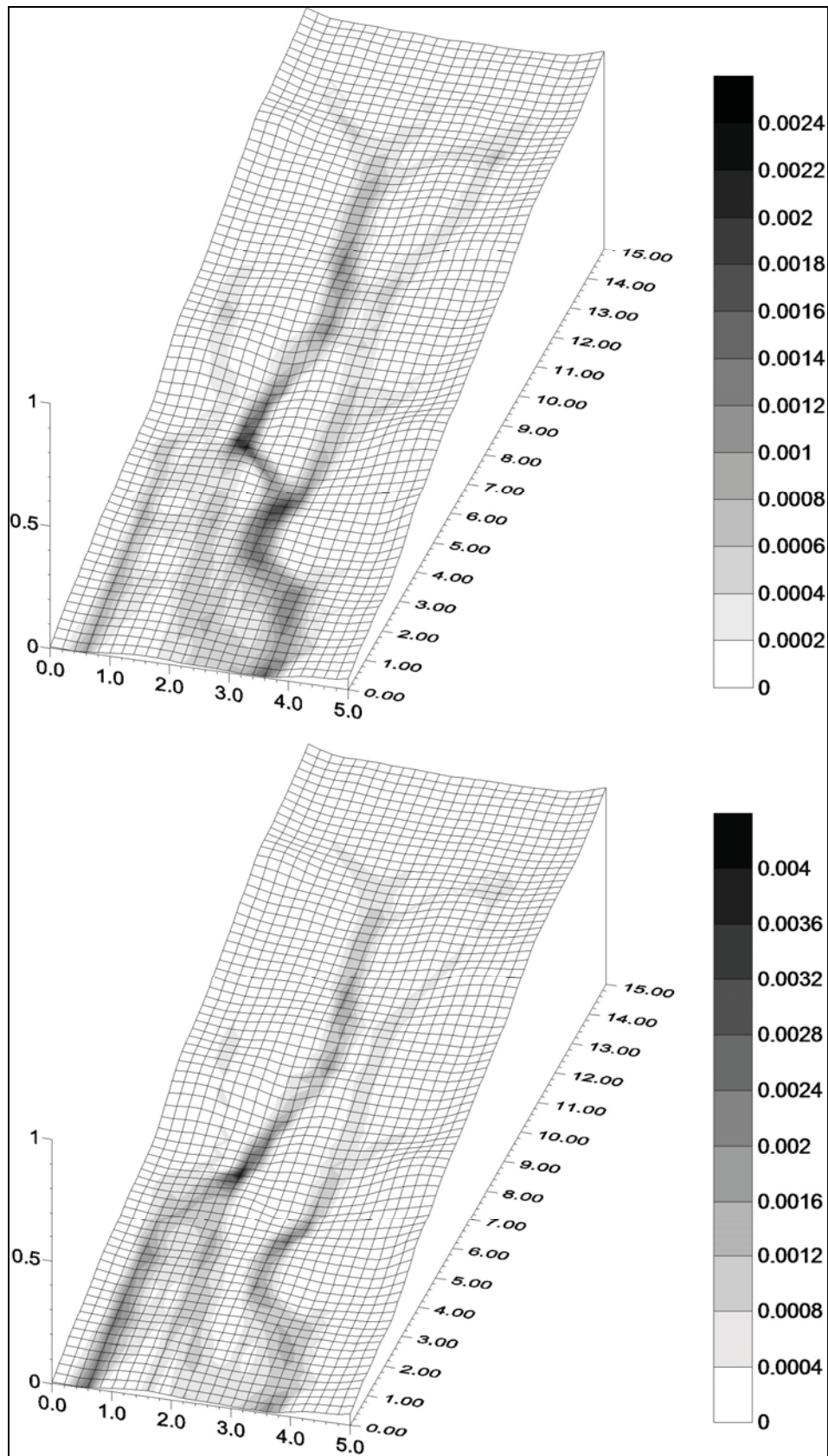


Figure 4 - Lames d'eau (exprimées en m) calculées en début de simulation (en-haut) et lames d'eau calculées en fin de simulation (en-bas) [d'après G. NORD et M. ESTEVES, 2005].

- FOSTER G.R., FLANAGAN D.C., NEARING M.A., LANE L.J., RISSE L.M. et FINKNER S.C. (1995) - Hillslope erosion component. *In: Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation*, NSERL Report N° 10, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana, D.C. FLANAGAN et M. NEARING édit., chapitre 11, p. 11.1-11.12.
- GILLEY J.E. et FINKNER S.C. (1985) - Estimating soil detachment caused by raindrop impact. *Transactions of ASAE*, p. 140-146.
- GOVERS G. (1992) - Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. *In: Overland flow, Hydraulics and Erosion Mechanics*, Édit. University College London Press, Londres, PARSONS A. et ABRAHAM A. édit., chapitre 11, p. 243-273.
- HAIRSINE P.B. et ROSE C.W. (1992) - Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 1: sheet flow. *Water Resource Research*, vol. 28, n° 1, p. 237-243.
- HUANG C.H., BRADFORD J.M. et LAFLEN J.M. (1996) - Evaluation of the detachment-transport coupling concept in the WEPP rill erosion equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 60, p. 734-739.
- JETTEN V., DE ROO A. et FAVIS-MORTLOCK D. (1999) - Evaluation of field-scale and catchment scale soil erosion models. *Catena*, vol. 37, n° 3-4, p. 521-541.
- JETTEN V., G. GOVERS G. et HESSEL R. (2003) - Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes*, vol. 17, p. 887-900.
- KILING M. et RICHARDSON E.V. (1973) - *Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall*. Hydrology Papers, Édit. Colorado State University, vol. 63, 54 p.
- KINNELL P.I.A. (1990) - The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, vol. 28, p. 497-516.
- LEONARD J. et RICHARD G. (2004) - Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. *Catena*, vol. 57, n° 3, p. 233-249.
- LI R.M. (1979) - Water and sediment routing from watersheds. *In: Modeling of rivers*, Édit. WILEY, New-York, H.W. SHEN édit., chapitre 9, p. 9.1-9.88.
- LOW H.S. (1989) - Effect of sediment density on bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 115, p. 124-138.
- MAC CORMAK R.W. (1969) - The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. *AIAA Journal*, vol. 7, p. 69-354.
- NORD G. et ESTEVES M. (2005) - Psem_2d: a physically-based model of erosion processes at the plot scale. *Water Resource Research*, vol. 41, n° 8.
- NORD G. (2006) - *Modélisation à base physique des processus de l'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle*. Thèse de l'Université Grenoble 1, 324 p. – Disponible en ligne à l'adresse : http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/11/69/01/PDF/these_GNord.pdf.
- PARSONS A.J., J. WAINWRIGHT J., POWELL D.M., KADUK J. et BRAZIER R.E. (2004) - A conceptual model for determining soil erosion by water. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, n° 10, p. 1293-1302.
- PLANCHON O., SILVERA N., GIMENEZ R., FAVIS-MORTLOCK D., WAINWRIGHT J., LE BISSONNAIS Y. et GOVERS G. (2005) - Estimation of flow velocity in a rill using an automated salt-tracing gauge. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, p. 833-844.
- SHARMA P.P., GUPTA S.C. et FOSTER G.R. (1993) - Predicting soil detachment by raindrops. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 57, n° 3, p. 674-680.
- SINGER M.J. et WALKER P.H. (1983) - Rainfall-runoff in soil erosion with simulated rainfall, overland flow and cover. *Australian Journal of Soil Research*, vol. 21, n° 2, p. 109-122.
- SOULSBY R.L. (1997) - *Dynamics of marine sands, a manual for practical applications*. Thomas TELFORD Publications, Londres, 249 p.
- TATARD L. (2005) - *Modélisation numérique de la vitesse de ruissellement sur sol nu ; implications sur la modélisation de l'érosion*. Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, UMR BioMCo, 39 p. + annexes.
- ZHANG W. et CUNDY T.W. (1989) - Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resources Research*, vol. 25, p. 2019-2035.