

## Modèle analogique de ruissellement à stockage de surface: test sur parcelles et extrapolation sur versant homogène

**J. C. BADER**

*ORSTOM, Département Eaux Continentales, BP 1386, Dakar, Sénégal*

**Résumé** On propose un modèle analogique de ruissellement à stockage de surface, dans lequel l'infiltration est une fonction croissante de la lame d'eau en surface du sol. Le calage numérique des trois paramètres du modèle permet de reproduire correctement, y compris en régime transitoire d'écoulement, le ruissellement mesuré sur sept parcelles de 1 m<sup>2</sup>, pour un total de 40 averses simulées à intensité variable. L'extrapolation du modèle le long d'une pente homogène permet de suivre l'évolution du ruissellement dans le temps et l'espace, sous une averse à intensité variable. On met en évidence l'existence d'une abscisse limite comptée depuis le sommet de pente, à l'aval de laquelle le ruissellement est uniforme à tout instant. La limite et son asymptote augmentent avec l'intensité de pluie et le degré d'imperméabilité du sol.

### **Analogous runoff model with surface storage: test on plots and extrapolation to a homogeneous slope**

**Abstract** An analogue runoff model is proposed with surface storage and in which infiltration increases with water depth on the soil. Numerical fitting of three model parameters gave a correct modelling of runoff measured on seven 1 m<sup>2</sup> plots during 40 simulated rainfalls with variable intensity, including transient stages. Extrapolation of the model to a homogeneous slope gives a description of runoff evolution, in time and space, under variable intensity rainfall. The principal result is the uniformity of runoff, downstream of a limit that increases with time towards an asymptote during rainfall. The limit and the asymptote increase with rain intensity and imperviousness of the soil.

## INTRODUCTION

La conductivité hydraulique des sols naturels peut présenter, d'une verticale à une autre, de grandes variations sur des distances de quelques cm, à cause de la présence de macropores jouant un rôle prépondérant dans l'infiltration de l'eau dans le sol (Smettem *et al.*, 1991). Même sur des colonnes de sol à granulométrie calibrée, de structure homogène, certains tests d'infiltration sous flux constant effectués en laboratoire font apparaître des instabilités du front d'humectation, dont le profil présente alors des protubérances tubulaires verticales de quelques cm de diamètre, correspondant à une progression préférentielle de l'infiltration (Selker *et al.*, 1992). Cette variabilité à petite échelle spatiale de l'aptitude à l'infiltration des sols, est à l'origine de

l'augmentation de l'infiltration en fonction de l'intensité de pluie, constatée sur parcelles expérimentales par plusieurs auteurs (Bouchardeau & Rodier, 1960; Valentin, 1981; Collinet, 1985; Albergel, 1988). Comme le proposent en effet Moldenhauer *et al.* (1960), ce phénomène peut s'expliquer non seulement par une mise en charge plus complète de la surface, comme avancé par Cook (1946), mais aussi par l'accroissement du ruissellement avec l'intensité de pluie, qui entraîne une inondation plus importante des zones les plus perméables, accompagnée d'une augmentation de l'infiltration. En négligeant l'écoulement de surface pouvant se produire des zones à faible perméabilité vers les zones à forte perméabilité ("run-on") Lafforgue (1977) et Hawkins (1982) formalisent la relation liant le flux infiltré moyen  $F$  à l'intensité de pluie  $I$ , en fonction de la répartition statistique des conductivités ponctuelles, comprises entre  $f_1$ (minimum) et  $f_2$ (maximum). Ils obtiennent tous deux:

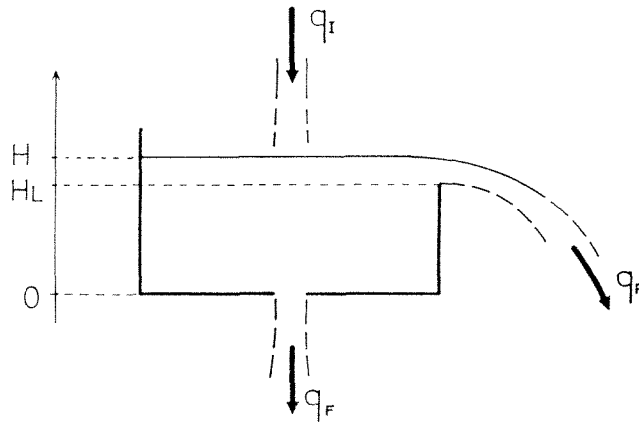
pour  $I < f_1$ :  $F = I$

pour  $f_1 < I < f_2$ :  $F$  croît avec  $I$  entre  $f_1$  et  $F(f_2)$ , avec  $dF/dI$  décroissant de 1 à zéro; et

pour  $f_2 < I$ :  $F = F(f_2)$  constante dépendant de la distribution des conductivités ponctuelles.

Dunne *et al.* (1991) étudient le cas d'un sol du Kénya où la perméabilité est faible sur les parties basses et dénudées de la microtopographie, et forte sur les parties hautes occupées par la végétation (cas par ailleurs observé sur d'autres sols (Planchon 1991)). Ils proposent un modèle physique d'écoulement pour ce type de sol, où l'infiltration croît avec l'intensité de pluie à la fois par le processus décrit plus haut, et par le biais de l'augmentation du ruissellement qui entraîne l'inondation progressive des parties les plus perméables du sol. Ce second processus entraîne par ailleurs une augmentation de l'infiltration le long de la pente, indépendamment de toute tendance spatiale dans la répartition des valeurs ponctuelles de conductivité.

On propose ici un modèle de ruissellement à stockage de surface permettant de reproduire, y compris en phase transitoire, le comportement de parcelles



**Fig. 1** Schéma du dispositif.

pour lesquelles l'infiltration apparaît comme une fonction croissante de l'intensité de pluie. Basé sur l'analogie avec un système hydraulique simple, et de type conceptuel, ce modèle peut être mis en oeuvre très simplement par calage numérique, sur les valeurs de ruissellement, de trois paramètres. Les deux premiers apparaissent comme des caractéristiques de la topographie de surface, et le troisième peut être relié à un indice des précipitations antérieures de type Kohler, par une fonction linéaire dont les coefficients doivent dépendre de la structure du sol. L'extrapolation du modèle le long d'une pente homogène fait apparaître une augmentation de l'infiltration de l'amont vers l'aval, comme prévu par Dunne *et al.* (1991).

## PRÉSENTATION DU MODÈLE ANALOGIQUE DE RUISSELLEMENT À STOCKAGE DE SURFACE

### Description du dispositif

Le modèle retenu représente la production de ruissellement d'une parcelle sous averse, à partir du fonctionnement hydraulique d'un dispositif simple, constitué d'une cuve en forme de parallélépipède rectangle, dont le fond horizontal est percé d'un orifice et dont le haut d'un des côtés est échancré de façon à former un déversoir (Fig. 1). On note:

- $g$  = accélération de la pesanteur, ( $m\ s^{-2}$ );
- $H$  = altitude de la surface libre, par rapport au fond de la cuve, (m);
- $H_L$  = altitude du seuil de déversoir, par rapport au fond de la cuve, (m);
- $I$  = intensité de pluie tombant sur la parcelle modélisée, ( $m\ s^{-1}$ );
- $L$  = longueur de la cuve, égale à la longueur de la parcelle modélisée, (m);
- $l_0$  = largeur de la cuve, égale à la largeur de la parcelle modélisée (m);
- $Q_F$  = débit infiltré dans la parcelle ( $m^3\ s^{-1}$ );
- $Q_R$  = débit ruisselé traversant la limite aval de la parcelle ( $m^3\ s^{-1}$ );
- $q_F$  = débit sortant de la cuve par l'orifice de fond ( $m^3\ s^{-1}$ );
- $q_I$  = débit des apports déversés dans la cuve ( $m^3\ s^{-1}$ );
- $q_R$  = débit sortant de la cuve par le déversoir ( $m^3\ s^{-1}$ );
- $S$  = rapport de la section de l'orifice de fond, sur la section de la cuve;
- $t$  = temps (s); et
- $V$  = vitesse moyenne de l'écoulement à travers l'orifice du fond ( $m\ s^{-1}$ ).

L'analogie est évidente: le fond de la cuve correspond à la surface topographique de la parcelle, et  $H$  représente la lame d'eau stockée en surface. On peut faire les assimilations suivantes:

$$\begin{aligned} q_R &= Q_R \\ q_F &= Q_F \\ q_I &= I L l_0 \end{aligned}$$

### Equations du fonctionnement hydraulique du système

Notre but n'étant que de schématiser le comportement d'une parcelle, on applique les équations de l'hydraulique sur le modèle en faisant un maximum d'hypothèses simplificatrices, sans entrer dans le détail des contractions de veine, coefficients correcteurs etc.

On suppose que le profil d'échancrure du déversoir réalise une loi  $q_R(H)$  du type:

$$\begin{aligned} q_R &= Kl_0(H-H_L)^{N/2} && \text{pour } H > H_L \\ q_R &= 0 && \text{pour } H < H_L \end{aligned} \quad (1)$$

$N$  et  $K$  ( $m^{2-N/2} s^{-1}$ ) sont des constantes.

Afin de diminuer le nombre de paramètres du modèle, on impose arbitrairement une valeur unitaire à  $K$ , et on suppose que la pression de l'air est la même au dessus de la surface libre et à la sortie de l'orifice de fond. Divers essais de calage du modèle sur des débits ruisselés observés, effectués avec ou sans ces simplifications, montrent que celles-ci n'altèrent pratiquement pas la qualité des ajustements.

L'application du théorème de Bernoulli entre la surface libre et l'orifice de fond nous permet, en négligeant la vitesse à la surface libre, d'évaluer la vitesse moyenne  $V$  de l'écoulement à travers l'orifice par:

$$\begin{aligned} V &= (2gH)^{1/2} \\ \Rightarrow q_F &= SLl_0(2gH)^{1/2} \end{aligned} \quad (2)$$

$$(1),(2) \Rightarrow q_F = SLl_0(2g)^{1/2} \left[ (q_R/Kl_0)^{2/N} + H_L \right]^{1/2} \quad \text{pour } H > H_L \quad (3)$$

La conservation des volumes nous permet enfin d'écrire:

$$q_I = q_R + q_F + Ll_0(dH/dt) \quad (4)$$

Le modèle représente donc l'aptitude au ruissellement d'une parcelle sous une averse donnée, à partir de trois paramètres:  $N$  et  $H_L$  sont des caractéristiques de la parcelle;  $S$  est à la fois une caractéristique de la parcelle et, comme on le verra plus loin, de son état d'humectation au début de l'averse.

### Réponse du système à un apport de débit $q_I(t)$

Pour des valeurs de  $S$ ,  $N$  et  $H_L$  fixées, et une valeur initiale  $H(t=0)$  donnée, les équations (1), (2) et (4) permettent de calculer les réponses  $q_R(t)$ ,  $q_F(t)$  et  $H(t)$  correspondant à un apport  $q_I(t)$ . Ce système d'équations n'admet malheureusement de solution analytique simple que dans le cas où  $q_I$  est constant et  $H$  inférieur à  $H_L$ . Pour le résoudre dans le cas général, on effectue la discrétisation suivante, dans laquelle  $Dt$  désigne le pas de temps:

$$\begin{aligned}
 q_R(t) &= 0 && \text{pour } H(t) < H_L \\
 q_R(t) &= Kl_0[H(t) - H_L]^{N/2} && \text{pour } H(t) > H_L \\
 q_F(t) &= SLl_0[2gH(t)]^{1/2} \\
 H(t+Dt) &= \max \{0, H(t) + [q_I(t) - q_R(t) - q_F(t)][Dt/(Ll_0)]\}
 \end{aligned} \tag{5}$$

## DONNÉES RECUEILLIES SUR PARCELLES DE RUISSÈLEMENT

Pour tester le modèle, on a utilisé les résultats obtenus lors d'une campagne de mesures menée au Togo (Afrique de l'Ouest), sur le bassin versant de la Dayes à Dzogbegan (Bader, 1985). Lors de cette campagne, 10 parcelles de 1 m<sup>2</sup> ( $L = l_0 = 1$  m) avaient été testées avec un mini-simulateur de pluie, mis au point par Asseline & Valentin (1978). Cet appareil arrosant une superficie d'environ quatre m<sup>2</sup> (parcelle + anneau de garde limitant les infiltrations latérales), permet de produire sur les parcelles une intensité de pluie variable par paliers, avec des gouttes dont l'énergie cinétique est comparable à celle des pluies naturelles (Valentin, 1981). Les parcelles étaient limitées par des cadres en tôle fichés dans le sol, dont les bordures aval, percées de trous, permettaient de recueillir le ruissellement dans une cuve de section 0.1 m<sup>2</sup> et de le mesurer par capacité, à l'aide d'un limnigraphe de précision (rapport de réduction: 1). Elles étaient réparties sur cinq sites présentant les types de sols suivants (Janeau, 1985), tous dépourvus de réorganisations superficielles (croûte de battance, etc.):

- Site 1 (parcelles 1 et 2 sur végétation naturelle): sol lithique sur quartzite fragmentée.
- Site 2 (parcelles 3 sur culture et 4 sur végétation naturelle): sol ferralitique modal sur quartzite.
- Site 3 (parcelles 5 sur végétation naturelle et 6 sur brûlis): sol ferralitique rajeuni sur quartzite.
- Site 4 (parcelles 7 sur végétation naturelle et 8 sur brûlis): sol ferralitique rajeuni sur micaschiste.
- Site 5 (parcelles 9 et 10 sur végétation naturelle): sol d'apport colluvial faiblement hydromorphe.

Chaque parcelle fut soumise en Janvier 1985, après plusieurs mois sans pluie naturelle, à une succession de six averses séparées par des temps de ressuyage décroissants (Tableau 1). Les hyétogrammes (Tableau 2), élaborés d'après les chroniques de pluies journalières connues dans la région, et d'après les courbes intensité - durée - fréquence établies par Brunet-Moret (1966) pour le Dahomey (pays voisin), étaient sensés reproduire une averse d'occurrence décennale (averse 1 et 6), ou annuelle (averses 2 à 5).

**Tableau 1** Temps de ressuyage précédant les averses (en heures, minutes)

averse	parcelle 1	2	3	5	6	7	8
1	-	-	-	-	-	-	-
2	72.40	66.25	72.00	72.05	66.30	72.25	67.20
3	27.30	32.00	28.00	27.55	32.10	27.50	32.10
4	25.20	21.00	25.00	25.01	21.00	25.15	20.50
5	17.00	21.00	17.00	16.59	21.00	16.45	21.10
6	16.50	17.30	16.50	16.50	17.10	16.50	17.00

**Tableau 2** Hyétogrammes des averses simulées

rang des averses								
1 et 6	intensité $I$ (mm h <sup>-1</sup> )	30	60	140	120	100	80	40
	durée (min)	30	10	10	10	10	10	10
2, 3, 4 et 5	intensité $I$ (mm h <sup>-1</sup> )	30	50	140	100	70	40	
	durée (min)	10	10	10	10	10	10	

Les diagrammes de ruissellement enregistrés pendant les averses, dépouillés au pas de temps fixe de 150 s, donnent directement les variations de lame d'eau ruisselée (volume ruisselé depuis le début de l'averse, divisé par la superficie de la parcelle) en fonction du temps, avec une précision de l'ordre de 0.025 mm. Les valeurs de débit ruisselé sont obtenues par différence entre lames d'eau successives, avec une incertitude  $e$  qui vaut:

$$e = 2 * 0.025 * 3600/150 = 1.2 \text{ m}^2 \text{ mm h}^{-1}$$

Les résultats obtenus sur certaines parcelles ne peuvent être utilisés pour cette étude, pour cause de non ruissellement (parcelles 9 et 10), ou de modifications importantes du sol survenues entre les averses, avec l'apparition de trous de souris et de fourmilières (parcelle 4). En outre, les averses 1 sur la parcelle 5, et 3 sur la parcelle 7, ne peuvent être exploitées du fait de pannes survenues sur le limnigraphe. En tout, 40 averses réparties sur sept parcelles ont été retenues.

Qualitativement, on observe sur l'ensemble des averses, pendant chaque palier d'intensité de pluie, une tendance du débit ruisselé à se stabiliser vers une valeur qui dépend de la parcelle, du rang de l'averse, et de l'intensité de pluie. Le débit infiltré stabilisé, obtenu par simple différence entre débit de pluie et débit ruisselé stabilisé, semble également dépendre de ces trois facteurs. Chaque changement d'intensité de pluie se traduit par une phase transitoire plus ou moins longue au niveau du ruissellement.

## CALAGE NUMÉRIQUE DES PARAMÈTRES DU MODÈLE SUR LES RÉSULTATS OBSERVÉS

### Méthode utilisée

On note  $p$ , le nombre d'averses prises en compte pour la modélisation d'une parcelle. Il nous faut alors déterminer les valeurs optimales des  $2 + p$  coefficients suivants:

- $N$  et  $H_L$ , valables pour toutes les averses; et
- $p$  coefficients  $S_i$  (valeur de  $S$  pour l'averse de rang  $i$ ).

**Calculs préliminaires sur le régime permanent** Une première évaluation est faite en ne prenant en compte que les débits ruisselés obtenus à la fin des plages d'intensité constante de pluie, de façon à ne conserver que des points correspondant à des régimes stabilisés ou presque. Pour ces points, en première approximation, le débit infiltré est donnée par:

$$Q_F = ILL_0 - Q_R$$

On trace alors pour chaque averse de rang  $i$ , avec les six ou sept points obtenus, une courbe lissée  $Q_{F_i}(Q_R)$ . On trace ensuite une courbe fictive moyenne, à partir de la somme de ces courbes lissées:

$$Q_{F_0}(Q_R) = \left[ \sum_{i=1}^p Q_{F_i}(Q_R) \right] / p \quad (6)$$

On détermine alors pour chaque averse de rang  $i$ , sur les six ou sept couples de débits ruisselé et infiltré, le coefficient  $k_i$  optimal (au sens des moindres carrés) pour la relation:

$$Q_{F_i}(Q_R) = k_i Q_{F_0}(Q_R) \quad (7)$$

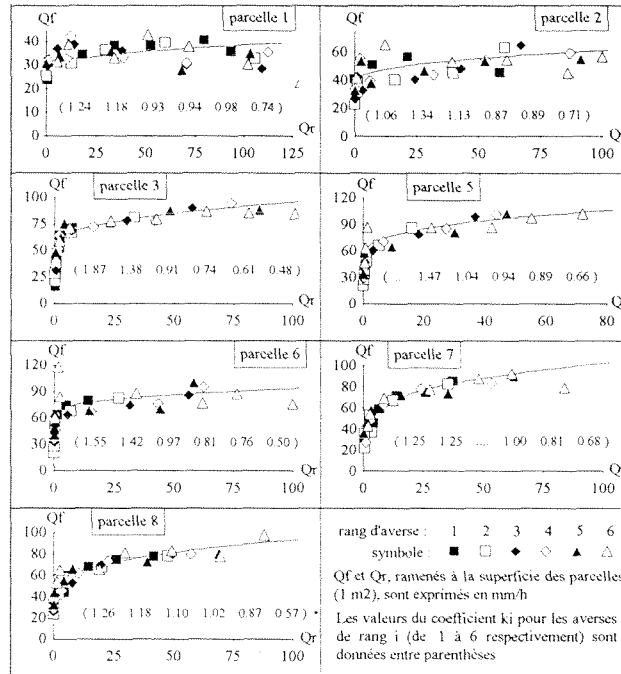
A l'exception de quelques points éventuellement non retenus pour l'optimisation des coefficients  $k_i$  (certains correspondant probablement à des écoulements trop éloignés du régime permanent), ces relations sont assez bien vérifiées pour toutes les parcelles (Fig. 2). Les ajustements les moins bons sont obtenus pour les parcelles 1 et 2 qui sont les moins perméables.

**Calculs sur l'ensemble des points** Les équations (3) et (6) nous montrent que la fonction fictive moyenne  $q_{F_0}$  du modèle, correspondant à la fonction  $Q_{F_0}(Q_R)$  de la parcelle, doit être de la forme:

$$q_{F_0}(q_R) = S_0 LL_0 (2g)^{1/2} \left[ (q_R / KL_0)^{2/N} + H_L \right]^{1/2} \quad (8)$$

où  $S_0$  est la valeur moyenne du paramètre  $S$  sur les  $p$  averses. Enfin:

$$(3), (7), (8) \Rightarrow S_i = k_i S_0$$



**Fig. 2** Débit infiltré  $Q_{f_i}$  en fin de plage d'intensité de pluie, en fonction du débit ruisselé  $Q_{R_i}$  pour les averses de rang  $i$  (variant de 1 à 6). Valeurs de  $Q_{f_i}/k_i$  pour chaque averse (points), et infiltration moyenne  $Q_{F_0}$  sur l'ensemble des averses (courbes).

Il reste donc à déterminer les valeurs optimales des trois coefficients  $N$ ,  $H_L$  et  $S_0$  pour résoudre le problème. On emploie la méthode de Nelder & Mead (1964), dans laquelle on a défini comme paramètre d'ajustement du modèle aux mesures de terrain, une erreur type d'estimation  $E$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) entre débit ruisselé mesuré  $Q_R(t)$  et débit ruisselé reconstitué par le modèle  $q_R(t)$  (calculé par la méthode exposée plus haut, avec un pas de temps  $Dt$  de 10 secondes), évaluée sur l'ensemble des  $p$  averses:

$$E = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p \left[ \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} (q_R(jT) - Q_R(jT))^2 \right]^{1/2}$$

avec  $T$  = pas de temps utilisé pour le dépouillement des limnigrammes (150 s) et  $n_i$  = nombre de pas de temps  $T$  compris dans la durée de l'averse de rang  $i$  augmentée de 600 s (prise en compte de la vidange du stock de surface après l'arrêt de la pluie).

Pour les sept parcelles étudiées, le calcul converge assez rapidement vers un triplet  $(N, H_L, S_0)$ , qui ne dépend pas des valeurs choisies pour l'initialisation du calcul.



**Ajustement définitif des coefficients** En conservant les valeurs de  $N$ ,  $H_L$ , et  $S_0$  déterminées ci-dessus, on effectue un nouveau calcul des valeurs de  $k_i$ , consistant à minimiser pour chaque averse de rang  $i$  l'expression:

$$\sum_{j=1}^{n_i} [q_R(jT) - Q_R(jT)]^2$$

On refait ensuite un calcul d'optimisation de  $N$ ,  $H_L$  et  $S_0$  en partant de la nouvelle série de  $k_i$  obtenue.

Cette seconde détermination des valeurs de  $N$ ,  $H_L$ ,  $S_0$  et des paramètres  $k_i$ , permet d'améliorer légèrement l'ajustement du modèle (diminution de  $E$ ). Pour l'ensemble des parcelles, les modifications sont cependant faibles par rapport aux premières valeurs obtenues, et il est inutile d'entreprendre un troisième ajustement.

## Résultats obtenus

**Calage des paramètres  $N$ ,  $H_L$  et  $S$**  Les valeurs des paramètres  $N$ ,  $H_L$  et  $S$  issues des calculs d'optimisation figurent dans le Tableau 3.

**Tableau 3** Calage des paramètres du modèle:  $N$ ,  $H_L$  et  $S$  (multiplié par  $10^6$ )

parcelle	1	2	3	5	6	7	8
$N$	3.56	4.15	3.60	4.29	3.96	4.00	3.73
$H_L$ (mm)	3.39	4.03	1.35	2.77	4.98	0.742	1.06
$S$ averse 1	38.3	39.5	181.0		91.0	105.0	110.0
$S$ averse 2	36.5	50.0	134.0	102.0	83.2	105.0	103.0
$S$ averse 3	28.7	42.1	88.4	71.7	57.2		95.6
$S$ averse 4	29.0	32.3	71.8	65.4	47.3	83.7	88.6
$S$ averse 5	30.3	33.1	59.2	61.3	44.7	67.8	76.3
$S$ averse 6	22.9	26.3	46.6	45.8	29.1	56.9	50.0

Les Figures 3 et 4 représentent les variations du débit ruisselé et de la lame ruisselée en fonction du temps, pour chacune des averses simulées sur les parcelles 1 (peu perméable) et 8 (assez perméable) respectivement. Pour l'ensemble des parcelles, la qualité d'ajustement du modèle aux valeurs mesurées est comparable à celle que l'on peut constater sur ces figures.

Le paramètre d'ajustement  $E$  donne une évaluation de l'erreur absolue moyenne commise par le modèle dans la reconstitution des débits ruisselés. En termes de lame ruisselée, la qualité d'ajustement peut être estimée par l'écart absolu moyen  $E_{AM}$  (m) entre lames ruisselées mesurée et calculée à la fin des averses:

$$E_{AM} = \left\{ \sum_{i=1}^p [\text{abs}(v_i - V_i)/(Ll_0)] \right\} / p$$

avec  $V_i$  = volume ruisselé total mesuré pendant l'averse de rang  $i$  ( $\text{m}^3$ ); et  $v_i$  = volume ruisselé total calculé pour l'averse de rang  $i$ .

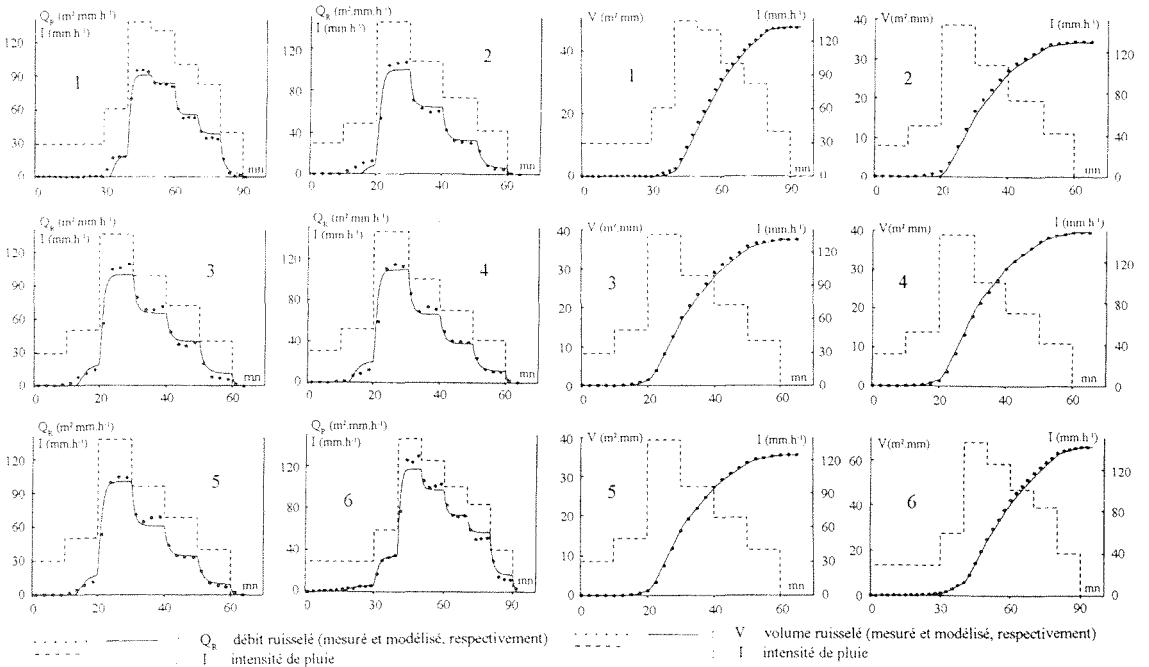


Fig. 3 Application du modèle sur les six averses de la parcelle 1.

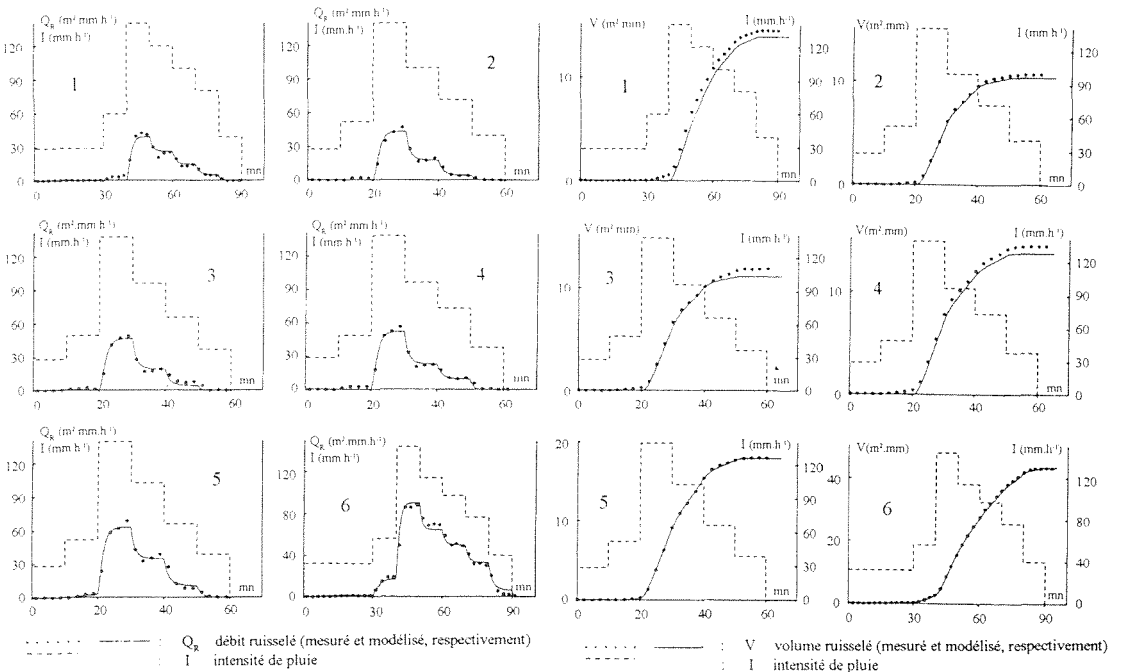


Fig. 4 Application du modèle sur les six averses de la parcelle 8.

Enfin, l'erreur relative moyenne sur les lames ruisselées peut être estimée par le rapport  $E_{AM}/L_m$ , en notant  $L_m$  (m), la lame ruisselée moyenne par averse:

$$L_m = [\sum_{i=1}^p V_i / (L_i l_0)] / p$$

Les valeurs de  $E$ ,  $E_{AM}$  et  $E_{AM}/L_m$  relatives aux différentes parcelles, données dans le Tableau 4, confirment le bon ajustement du modèle.

**Tableau 4** Qualité d'ajustement du modèle pour les différentes parcelles

parcelle	1	2	3	5	6	7	8
$E$ (m <sup>2</sup> mm h <sup>-1</sup> )	4.04	3.45	2.00	2.10	3.04	2.24	2.05
$E_{AM}$ (mm)	0.19	0.40	0.79	0.35	0.51	0.43	0.44
$E_{AM}/L_m$	0.004	0.014	0.039	0.028	0.032	0.024	0.024

**Variations du paramètre  $S$  avec l'état d'humectation du sol** L'indice  $IK$  (m) des précipitations antérieures défini par Linsley *et al.* (1949), est sensé représenter l'état d'humectation du sol à un instant donné. Evalué sous forme de lame d'eau, il peut être interprété comme un stock d'humidité du sol, nul pour un sol sec, qui augmenterait grâce à l'infiltration quand il pleut, et diminuerait à une vitesse proportionnelle à sa propre taille quand il ne pleut pas. Sous sa forme classique, il vérifie les relations suivantes:

$$\begin{aligned} IK_{i,f} &= IK_i + P_i \\ dIK/dt &= -K3IK \Rightarrow IK(t_2) = IK(t_1)\exp[-K3(t_2 - t_1)] \quad (\text{hors averse}) \\ \Rightarrow IK_{i+1} &= (IK_i + P_i)\exp[-K3(t_{i+1} - t_{i,p})] \end{aligned} \quad (9)$$

avec  $i$  = rang de l'averse;  $IK_i$  = indice au début de l'averse de rang  $i$  (m);  $IK_{i,f}$  = indice à la fin de l'averse de rang  $i$  (m);  $P_i$  = hauteur de pluie de l'averse de rang  $i$  (m);  $K3$  = constante (s<sup>-1</sup>);  $t_1, t_2$  = temps (s);  $t_{i+1}$  = temps marquant le début de l'averse de rang  $i+1$  (s); et  $t_{i,p}$  = temps marquant la fin de l'averse de rang  $i$  (s).

On utilise ici une forme légèrement différente, pour laquelle la relation (9) est remplacée par:

$$IK_{i+1} = (IK_i + F_i)\exp[-K3(t_{i+1} - t_{i,p})]$$

où  $F_i$  représente la lame d'eau (m) infiltrée pendant l'averse de rang  $i$ . Il semble en effet logique d'admettre que le stock d'eau du sol varie plus en fonction de la lame infiltrée que de la hauteur de pluie elle-même.

Dans l'indice  $IK$ , la valeur du paramètre  $K3$  caractérise la cinétique de ressuyage, a priori variable selon les sols. A l'échelle du bassin versant, Casenave (1978) et Séguis (1986) obtiennent ainsi que la valeur de  $K3$ , permettant de considérer  $IK$  comme facteur conditionnel du volume des crues,

varie d'un bassin à l'autre. A l'échelle de la parcelle, et dans l'optique de notre modèle, les valeurs optimales de  $K3$  sont celles qui donnent les meilleures corrélations entre  $S$  et  $IK$ :

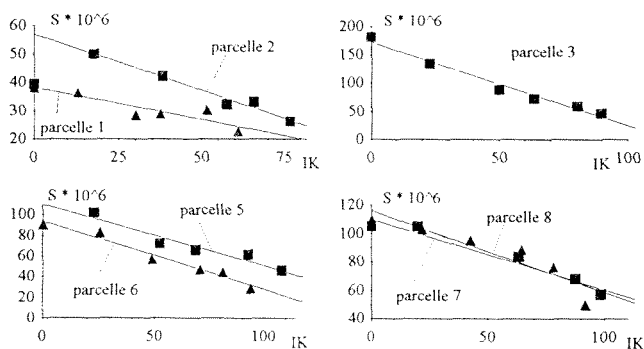
$$S_i = K1IK_i + K2$$

Il s'avère que les valeurs de  $K3$  ainsi obtenues, comprises entre 0.05 et 1.9 jour<sup>-1</sup> selon les parcelles, n'améliorent que très peu cette corrélation par rapport à la valeur moyenne 0.5 jour<sup>-1</sup> préconisée par Chevallier (1983). C'est cette valeur moyenne qui a été finalement retenue pour toutes les parcelles.

Le Tableau 5 donne les valeurs obtenues pour les coefficients de régression  $K1$  (mm<sup>-1</sup>) et  $K2$ , et pour le coefficient de corrélation  $R$  entre  $S$  et  $IK$ . La Figure 5 donne les graphiques correspondants.

**Tableau 5** Régression linéaire entre  $S$  et  $IK$  (mm)

parcelle	1	2	3	5	6	7	8
taille de l'échantillon	6	5	6	5	6	5	6
coef. de corrélation $R$	0.91	0.99	0.99	0.96	0.98	0.97	0.92
$K1$ (mm <sup>-1</sup> )	-0.225	-0.393	-1.47	-0.593	-0.659	-0.496	-0.573
$K2$	38.2	56.9	172	110	93.9	110	116



**Fig. 5** Variations du paramètre  $S$  en fonction de l'indice  $IK$  (mm) des précipitations antérieures.

Remarque: la valeur de  $S$  correspondant à l'averse 1 sur la parcelle 2 a été écartée de l'échantillon pour le calcul de régression. Le calibrage des intensités de pluie délivrées pendant cette averse est douteux, du fait d'un problème matériel survenu au niveau du simulateur de pluie.

Bien que la taille des échantillons soit faible, les fortes valeurs de  $R$  permettent de penser que les liaisons entre  $S$  et  $IK$  sont significatives pour toutes les parcelles, et que les valeurs de  $K1$  et  $K2$  sont des caractéristiques des sols. Les valeurs négatives de  $K1$  montrent une décroissance de l'aptitude à l'infiltration des sols, en fonction de leur état d'humectation en début d'averse.

Etant donné la bonne qualité des relations  $S(IK)$ , il est évident que les reconstitutions d'hydrogrammes à partir de  $N$ ,  $H_L$ ,  $K1$ ,  $K2$  et  $IK$  seraient proches de celles qui ont été faites à partir de  $N$ ,  $H_L$  et  $S_i$ .

## DISCUSSION

### Remarques sur les paramètres et les variables du modèle

**Les paramètres  $N$ ,  $H_L$ ,  $K1$  et  $K2$**  Le paramètre  $N$ , qui relie directement le débit ruisselé à la variable  $H$  sensée représenter l'épaisseur de lame d'eau, doit logiquement dépendre du recouvrement et de la topographie de surface des parcelles. Les valeurs obtenues, comprises entre 3.56 et 4.29, sont toutes supérieures à 3.33, valeur qui pour  $H_L$  nul permettrait de comparer l'équation (1) à la formule de Manning-Strickler. Le paramètre  $H_L$  représente dans le modèle, comme on le verra plus loin, une hauteur minimale de pluie d'imbibition, et doit donc être lié à la topographie de surface. Les paramètres  $K2$  et  $K1$  caractérisent respectivement dans le modèle, l'aptitude à l'infiltration du sol à l'état sec, et la variation de l'aptitude à l'infiltration en fonction de l'état d'humectation du sol. Comme le montre la répartition des valeurs obtenues, ces paramètres semblent être plutôt fonction de la nature et de la structure interne du sol, caractéristiques des sites de mesures, que de la topographie et du recouvrement de surface, variables d'une parcelle à l'autre sur chaque site:

- site 1 (parcelles 1 et 2):  $K2 = (47.5 \pm 9.3) \cdot 10^{-6}$ ;  $K1 = -0.309 \pm 0.084 \text{ mm}^{-1}$ ;
- site 3 (parcelles 5 et 6):  $K2 = (101.9 \pm 8.0) \cdot 10^{-6}$ ;  $K1 = -0.626 \pm 0.033 \text{ mm}^{-1}$ ;
- site 4 (parcelles 7 et 8):  $K2 = (113.0 \pm 3.0) \cdot 10^{-6}$ ;  $K1 = -0.534 \pm 0.038 \text{ mm}^{-1}$ ;
- site 2 (parcelle 3):  $K2 = 172 \cdot 10^{-6}$ ;  $K1 = -1.47 \text{ mm}^{-1}$ .

**Les variables  $H$ ,  $q_R$  et  $q_F$**  Le calage des paramètres du modèle permet à la variable  $q_R$  de représenter correctement, pour un sol dépourvu d'organisation superficielle imperméable, le débit ruisselé  $Q_R$  mesuré à la limite aval d'une parcelle de  $1 \text{ m}^2$  soumise à une série d'averses à intensité variable. On en déduit de façon indirecte que la variable  $q_f$  représente assez bien le débit infiltré  $Q_F$ , au moins pendant les phases de régime permanent. La variable  $H$  quant à elle ne peut pas être considérée pour le moment, faute de mesure, comme une évaluation directe de l'épaisseur de lame d'eau en surface de la parcelle. Tout au plus, l'analogie nous permet de l'interpréter comme un indice de cette épaisseur, ayant un ordre de grandeur compatible. Le Tableau 6 donne les valeurs maximales de  $H$  obtenues sur l'ensemble des expérimentations, à partir de l'équation (1).

*Tableau 6 Valeurs maximales (calculées par le modèle à partir des mesures de ruissellement) de  $H$ , indice d'épaisseur moyenne de lame d'eau en surface*

parcelle	1	2	3	5	6	7	8
$Q_R$ ( $\text{m}^2 \text{ mm h}^{-1}$ )	129	100	100	71	99	83	88
$H$ (mm)	6.6	10.4	4.3	9.2	10.0	5.5	4.4

### Confrontation du modèle avec les résultats d'autres études

L'intensité d'averse limite de ruissellement  $I_{\min}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ), que l'on définit comme l'intensité de pluie en dessous de laquelle aucun ruissellement n'est possible en régime permanent, peut être directement reliée aux paramètres  $S$  et  $H_L$  du modèle, à partir de l'équation (2):

$$I_{\min} = S(2gH_L)^{1/2}$$

On constate que les valeurs de  $I_{\min}$  ainsi calculées pour les parcelles testées, sont comme il se doit, pour la plupart des averses, inférieures aux intensités de pluie sous lesquelles débute le ruissellement pendant les expérimentations. A titre indicatif, les valeurs obtenues pour  $I_{\min}$  sont comprises selon les parcelles entre  $21.2 \text{ mm h}^{-1}$  (parcelle 1) et  $38.4 \text{ mm h}^{-1}$  (parcelle 5) pour la sixième averse. Par ailleurs,  $I_{\min}$  étant proportionnelle à  $S$ , est donc une fonction décroissante de l'humidité du sol en début d'averse, conformément aux résultats obtenus par Lafforgue & Naah (1976).

La pluie d'imbibition  $P_i$  (m), définie comme étant la lame d'eau reçue par la parcelle entre le début de l'averse et l'instant  $T_i$  (s) de début du ruissellement, peut être évaluée à partir du modèle en intégrant l'équation (4) pour  $H$  variant entre 0 et  $H_L$ , avec  $q_R$  nul et  $I$  constant supérieur à  $I_{\min}$ . On obtient ainsi:

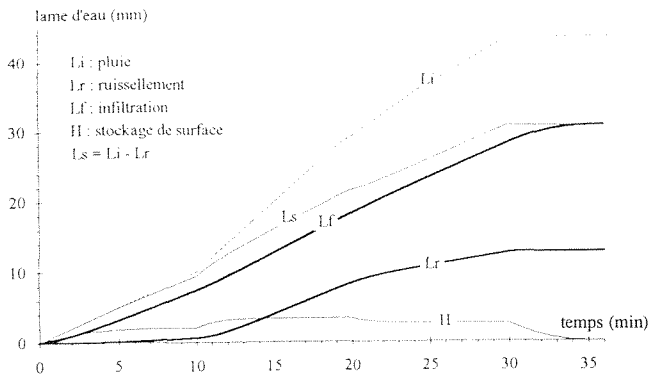
$$T_i = -2H_L[1 + (I/I_{\min})\log(1 - I_{\min})/I]/I_{\min}$$

$$P_i = IT_i$$

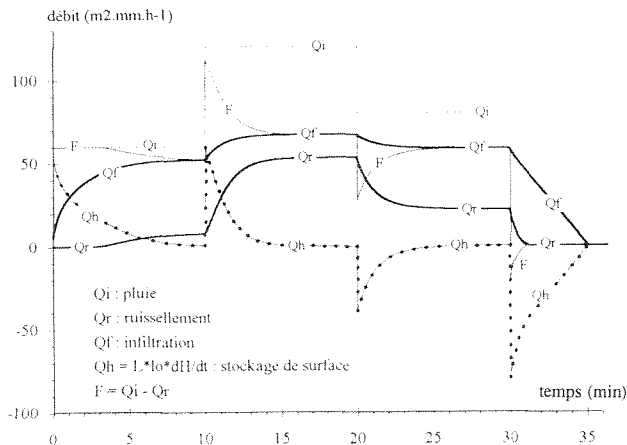
$P_i$  et  $T_i$  sont donc des fonctions décroissantes de  $I$ , tendant respectivement vers  $H_L$  (qui représente donc une hauteur minimale de pluie d'imbibition) et 0 quand  $I$  tend vers l'infini et tous deux vers l'infini quand  $I$  tend vers  $I_{\min}$ .  $P_i$  et  $T_i$  étant par ailleurs des fonctions croissantes de  $I_{\min}$ , donc de  $S$ , varient inversement à l'indice  $IK$  sensé représenter l'humidité du sol en début d'averse. La décroissance de  $P_i$  en fonction de  $I$  et de  $IK$  est en accord avec les résultats d'autres études: Morel-Seytoux (1975) et Dangler *et al.* (1976) montrent que la lame d'eau reçue par la parcelle entre le début d'averse et l'instant d'apparition d'une lame d'eau en surface, est une fonction décroissante de  $I$  et de la teneur en eau  $\theta$  du sol au début de l'averse; Lafforgue (1977) montre que  $P_i$  est une fonction décroissante de  $\theta$ .

La capacité d'infiltration (ou infiltrabilité) d'un sol est définie comme "le flux maximal que le sol peut absorber à travers sa surface en contact avec de l'eau à la pression atmosphérique" (Hillel, 1974). Les modèles empiriques (Horton, 1940; Kostiakov, 1932) décrivent une décroissance dans le temps, de l'infiltrabilité d'un sol soumis à une averse. Les modèles basés sur les équations de la mécanique des fluides explicitent l'infiltrabilité par une fonction décroissante du temps (Philip, 1957) ou de la lame infiltrée (Green & Ampt, 1911), tendant dans ce dernier cas vers la conductivité du sol à saturation. A

tout instant, le flux infiltré est égal au minimum de l'intensité de pluie et de l'infiltrabilité du sol. A l'échelle d'une parcelle soumise à une averse d'intensité suffisamment forte, l'hypothèse d'uniformité de l'infiltrabilité conduit classiquement à l'uniformité du flux infiltré qui, égal à l'intensité de pluie en début d'averse, décroît ensuite jusqu'à une limite indépendante de cette dernière. Comme l'explique Lafforgue (1977), ce résultat peut également s'obtenir dans le cas d'une répartition diffuse d'hétérogénéités d'infiltrabilité sur la parcelle. Pour des intensités de pluie insuffisantes, le ruissellement produit ponctuellement sur les zones les moins perméables ne peut alors se propager, du fait qu'il est repris par les zones perméables environnantes.



**Fig. 6** Variation des lames d'eau  $L_r$  (ruisselée),  $L_f$  (infiltrée) et  $H$  (stockée en surface) données par le modèle dans le cas de la parcelle 3 ( $S = 0.0000718$ ;  $N = 3.6$ ;  $H_L = 0.00135$ ) soumise à une averse d'intensité variable (10 min à  $60 \text{ mm h}^{-1}$ ; 10 min à  $120 \text{ mm h}^{-1}$ ; 10 min à  $80 \text{ mm h}^{-1}$ ).



**Fig. 7** Variation des débits  $Q_R$  (ruisselé),  $Q_F$  (infiltré) et  $Q_h$  (stockage de surface) données par le modèle dans le cas de la parcelle 3 ( $S = 0.0000718$ ;  $N = 3.6$ ;  $H_L = 0.00135$ ) soumise à une averse d'intensité variable (10 min à  $60 \text{ mm h}^{-1}$ ; 10 min à  $120 \text{ mm h}^{-1}$ ; 10 min à  $80 \text{ mm h}^{-1}$ ).

Les Figures 6 et 7 représentent, en lames d'eau et débit respectivement, les variations de pluie ( $L_i$  et  $Q_i$ ), de ruissellement ( $L_r$  et  $Q_r$ ), d'infiltration ( $L_f$  et  $Q_f$ ) et de stockage de surface ( $H$  et  $Q_h$ ) modélisés pour la parcelle 3 sous une averse d'intensité variable, pour un état d'humectation initial moyen. Figure également sur ces graphiques, l'infiltration ( $L_s$  en lame d'eau, et  $F$  en débit) déduite de la simple différence entre pluie et ruissellement, en négligeant le stockage de surface. Les courbes sûres sur ces graphiques sont celles relatives à la pluie et au ruissellement, ainsi qu'à l'infiltration en régime stabilisé.

On constate que pendant la première plage d'intensité de pluie, le débit infiltré estimé par  $F$  répond bien au schéma des modèles classiques: flux d'infiltration d'abord égal à l'intensité de pluie, puis apparition des flaques et du ruissellement alors que  $F$  décroît jusqu'à une asymptote interprétée comme la conductivité à saturation du sol. La théorie voudrait qu'à partir de ce moment, le flux d'infiltration reste constant et ne dépende pas de l'intensité de pluie, tant que celle-ci reste supérieure à la valeur de l'asymptote. Ce schéma ne convient pas à la parcelle, puisque le débit infiltré stabilisé varie en fonction de l'intensité de pluie.

Par ailleurs, le débit infiltré évalué par  $F$  présente des variations brutales au moment des changements d'intensité de pluie. Ce résultat, également observé par Albergel (1988), est difficile à justifier d'un point de vue physique, sinon comme étant dû à la non prise en compte du stockage de surface. Le modèle analogique montre en effet que celui-ci, bien que restant limité à des lames d'eau relativement faibles, peut présenter des débits importants au moment des changements d'intensité de pluie.

## **PASSAGE DE L'ÉCHELLE DU MÈTRE CARRÉ À L'ÉCHELLE D'UN VERSANT**

Les modèles physiques à paramètres distribués, visant à représenter les écoulements sur bassin versant, souffrent souvent d'un nombre insuffisant de données de terrain pour représenter correctement la variabilité spatiale de leurs paramètres. A défaut de données suffisantes, un recours au calage numérique de certains paramètres peut permettre à ces modèles de bien reproduire les débits observés à l'exutoire, mais alors il n'est pas garanti que les différents processus d'écoulement internes au bassin soient correctement représentés, comme le montrent Grayson *et al.* (1992) avec le modèle THALES. Bien que la variabilité spatiale des facteurs conditionnels de l'écoulement, puisse être très importante à une échelle supérieure à celle des points de mesure ( $1 \text{ m}^2$ ), comme le montrent Loague & Gander (1990) pour l'aptitude à l'infiltration des sols, nous écartons ici ce problème crucial. L'extrapolation du modèle analogique sera envisagée de façon quelque peu idéale, le long d'un versant homogène, afin de mettre en évidence l'effet de la relation entre intensité de pluie et infiltration, sur l'évolution du ruissellement le long d'un versant.



## Hypothèses

La condition d'homogénéité du versant est prise ici dans un sens très restrictif, puisqu'elle concerne la capacité au ruissellement du sol: le ruissellement produit par une parcelle de  $1 \text{ m}^2$  recevant la pluie comme seul apport, est supposé indépendant du lieu d'implantation de la parcelle sur le versant. On fait en outre l'hypothèse que les écoulements transversaux s'annulent globalement sur le versant, pour ne prendre en compte que le ruissellement dirigé dans le sens de la plus grande pente. Il est clair que dans la réalité, ces conditions sont rarement rencontrées du sommet de versant jusqu'au réseau de drainage, mais sont par contre envisageables sur des portions de versant. Ceci ne devra pas être perdu de vue pour la transposition éventuelle des résultats exposés plus loin, à des cas réels pour lesquels il serait nécessaire de prendre en compte l'éventuelle évolution des paramètres du modèle, le long de la pente.

En toute rigueur, l'extrapolation du modèle le long d'une pente devrait se limiter à des valeurs de ruissellement correspondant à celles des conditions de calage, qu'il serait donc souhaitable d'étendre au maximum d'intensité de pluie productible par le simulateur. Pour le cas idéal étudié ici, on outrepassera cette limitation, en supposant que les relations permettant de reproduire le ruissellement mesuré sur une parcelle de  $1 \text{ m}^2$ , à partir des paramètres  $N$ ,  $H_L$  et  $S$  (ou  $N$ ,  $H_L$ ,  $K1$ ,  $K2$  et  $IK$ ), restent valides pour des valeurs de ruissellement supérieures à celles des conditions de calage. Ceci est sous-tendu en particulier, par l'hypothèse que le ruissellement se propage en nappe tout le long de la pente.

On suppose enfin que sur un mètre carré de sol, les effets d'un apport de ruissellement provenant de l'amont, sont comparables au niveau du ruissellement produit à l'aval, à ceux d'un apport équivalent sous forme de pluie. A priori, ceci devrait être d'autant mieux vérifié que le débit ruisselé est fort. En effet, alors que l'apport sous forme de pluie touche toujours toute la superficie de la parcelle, un faible ruissellement ne concerne que le fond du micro-relief. Par contre, la proportion de surface émergée sur la parcelle devient très petite dans le cas d'un fort ruissellement, qui intéresse alors la presque totalité de la surface.

## Méthode d'extrapolation du modèle

En pratique, on considère maintenant une parcelle fictive de largeur  $l_0$  ( $= 1 \text{ m}$ ) et de longueur indéfinie, implantée dans le sens de la plus grande pente sur un sol homogène. Les paramètres  $N$ ,  $H_L$  et  $S$  (ou  $K1$  et  $K2$ ) du modèle sont calés à partir de mesures de ruissellement relatives à une parcelle de  $1 \text{ m}^2$ , de largeur  $l_0$  et de longueur  $L$  ( $= 1 \text{ m}$ ).

L'extrapolation du modèle se fait de façon très simple, en scindant la parcelle en tronçons successifs de longueur  $L$ . Lors d'une averse, chaque tronçon reçoit un apport constitué de la pluie et du ruissellement provenant du

tronçon supérieur. On note:  $j$  = rang du tronçon de longueur  $L$ , compté depuis la bordure amont de la parcelle; et  $X$  = abscisse comptée le long de la parcelle (m), depuis sa limite amont ( $X = jL$ ), équivaut à une longueur de pente de versant, comptée depuis le sommet.

A chaque pas de temps  $Dt$ , les calculs sont effectués sur l'ensemble des tronçons, en allant de l'amont vers l'aval. Sur chaque tronçon, le schéma de discrétisation est le suivant, en conservant les notations définies plus haut, affectées de l'indice  $j$  du tronçon:

$$\begin{aligned} q_{R_j}(t) &= 0 && \text{pour } H_j(t) < H_L \\ q_{R_j}(t) &= Kl_0[H_j(t) - H_L]^{N/2} && \text{pour } H_j(t) > H_L \\ q_{F_j}(t) &= S_{jL_0}[2gH_j(t)]^{1/2} \\ H_j(t+Dt) &= \max\{0, H_j(t) + [q_j(t) + q_{R_{j-1}}(t) - q_{R_j}(t) - q_{F_j}(t)]Dt\} \end{aligned}$$

Les valeurs du paramètre  $S$  relatives aux différents tronçons sont évaluées au moment du début de l'averse de rang  $i$ , par les relations suivantes:

$$\begin{aligned} S_j &= KIIK_j + K2 \\ IK_{i+1,j} &= (IK_{i,j} + F_{i,j})\exp[-K3(t_{i+1} - t_{i,j})] \end{aligned}$$

### Résultats obtenus pour une averse d'intensité constante

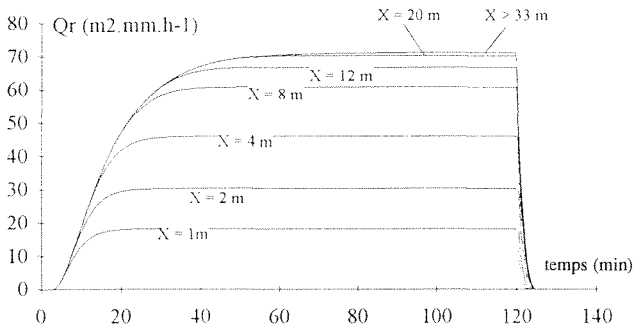
Les calculs sont faits au pas de temps  $Dt = 10$  s pour le sol de la parcelle expérimentale 5 ( $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ), en supposant un état d'humectation uniforme en début d'averse, correspondant à celui de la quatrième averse expérimentale ( $S = 0.00006545$ ). On suppose qu'aucune lame d'eau n'est présente sur le sol à l'instant  $t = 0$ , qui marque le début d'une averse de 120 minutes à intensité constante.

La Figure 8 montre les variations du débit ruisselé en fonction du temps pour différentes abscisses  $X$ , dans le cas d'une pluie de  $100 \text{ mm h}^{-1}$  pendant deux heures, retenue malgré son caractère irréaliste pour bien mettre en évidence les phénomènes. A partir du début de l'averse, on remarque pour chaque valeur de  $X$ , la succession des phases suivantes: (i) absence de ruissellement; (ii) apparition et augmentation du ruissellement; (iii) stabilisation du débit ruisselé à une valeur  $Q_{\text{stab}}$ ; et (iv) décroissance du ruissellement (à partir de l'instant où  $I$  s'annule) jusqu'à annulation. On peut faire les constatations suivantes:

- la durée de la phase transitoire 2 croît avec l'abscisse: le ruissellement se stabilise plus rapidement en haut qu'en bas de pente;
- la durée de la phase transitoire 4 croît avec l'abscisse: l'écoulement s'annule plus vite en haut qu'en bas de pente;
- il existe à tout moment de l'averse une abscisse limite  $X_L(t)$ , à l'aval de laquelle le débit ruisselé est uniforme le long de la pente. Cette limite, nulle jusqu'au début du ruissellement, croît ensuite avec le temps jusqu'à une valeur maximale  $X_M$ , qui vaut environ 33 m dans notre exemple.

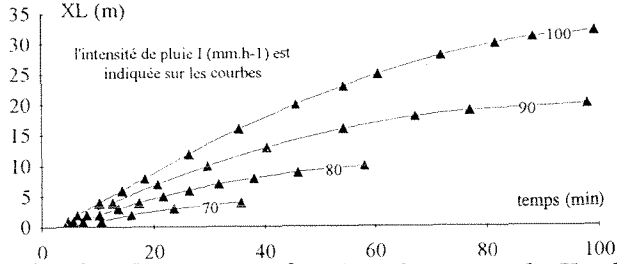
L'existence de la limite  $X_L$  est également mise en évidence par Morel-Seytoux (1988), qui propose une solution analytique des équations de l'hydraulique décrivant l'évolution dans le temps et l'espace, de la lame d'eau en surface et du débit ruisselé le long d'une pente plane et homogène. Dans le cas d'une infiltration uniforme constante et d'une intensité de pluie constante, cet auteur obtient une limite  $X_L$  qui croît linéairement en fonction du temps. Dans le modèle de Dunne *et al.* (1991), où l'infiltration en régime permanent apparaît comme une fonction croissante bornée, à la fois de l'intensité de pluie et de l'épaisseur moyenne d'eau en surface du sol, la limite  $X_M$  est obtenue pour les intensités de pluie inférieures à la borne supérieure de l'infiltration moyenne locale. Dans notre modèle, l'abscisse  $X_M$  est obtenue systématiquement, du fait que l'infiltration apparaît comme une fonction croissante non bornée du ruissellement. Pour les abscisses  $X$  supérieures ou égales à  $X_M$ , le principe de conservation des volumes permet de dire qu'à partir de l'instant  $T_{stab}(X)$  marquant la stabilisation du ruissellement, l'infiltration devient égale à l'intensité de pluie:

$$Q_R = 71.1 \text{ mm h}^{-1} \Rightarrow H = 0.00918 \text{ m} \Rightarrow Q_F = 100 \text{ m}^2 \text{ mm h}^{-1}$$

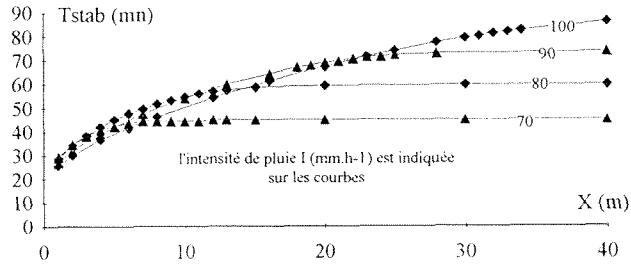


**Fig. 8** Débit ruisselé  $Q_R$  en fonction du temps, pour différentes longueurs de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ) soumis à une pluie de  $100 \text{ mm h}^{-1}$  pendant 120 minutes.

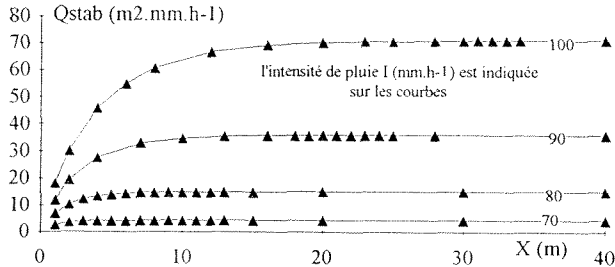
La Figure 9 montre les variations de  $X_L$  (déterminé ici comme l'abscisse à partir de laquelle le ruissellement diffère de celui de l'abscisse 50 m, de moins de  $0.1 \text{ m}^2 \text{ mm h}^{-1}$ ) en fonction du temps, pour différentes valeurs d'intensité de pluie. On constate que  $X_L$ , ainsi que sa valeur maximale  $X_M$ , croît avec l'intensité de pluie. Le temps de stabilisation  $T_{stab}$ , évalué comme l'instant à partir duquel le ruissellement diffère de celui de l'instant d'arrêt de la pluie, de moins de  $0.1 \text{ m}^2 \text{ mm h}^{-1}$ , croît avec l'abscisse et l'intensité de pluie (Fig. 10). Enfin, la Fig. 11 nous montre la croissance du débit ruisselé stabilisé  $Q_{stab}$  en fonction de l'abscisse et de l'intensité de pluie. Le fait que le ruissellement augmente moins vite que l'abscisse, (Figs 8 et 11), entraîne une décroissance rapide du coefficient de ruissellement  $K_{ru}$  de l'averse (volume ruisselé divisé par le volume de pluie intercepté), en fonction de l'abscisse (Figure 12).



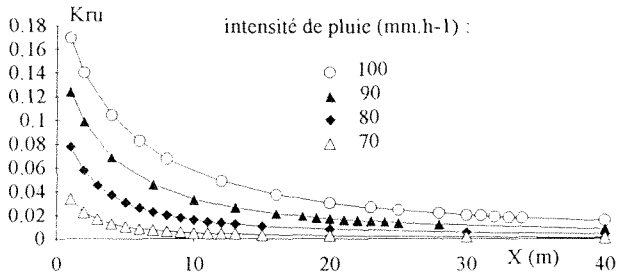
**Fig. 9** Variation en fonction du temps de  $X_L$ , longueur limite d'augmentation du ruissellement, pour le sol de la parcelle expérimentale no. 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ).



**Fig. 10** Variation du temps de stabilisation de ruissellement  $T_{stab}$ , en fonction de la longueur de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle expérimentale no. 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ).



**Fig. 11** Variation du débit ruisselé stabilisé  $Q_{stab}$ , en fonction de la longueur de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle expérimentale no. 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ).



**Fig. 12** Variation du coefficient de ruissellement  $K_{ru}$  en fonction de la longueur de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle expérimentale no. 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ).

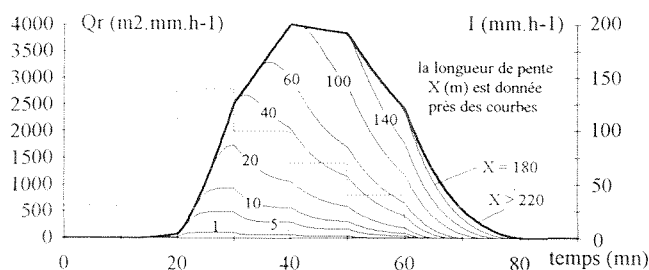
## Résultats obtenus pour une averse à intensité variable

Un calcul a été fait pour les sols des sept parcelles testées au Togo. A chaque fois, le modèle extrapolé a été utilisé avec les valeurs de  $N$  et  $H_L$  caractéristiques de la parcelle, une valeur de  $S$  uniforme correspondant à l'état d'humectation de la parcelle expérimentale au début de l'averse de rang 4, et le hétérogramme d'averse annuelle à pointe unique décrit dans le Tableau 2. Les Figs. 13 et 14 montrent la variation du débit ruisselé en fonction du temps pour différentes abscisses, pour les sols des parcelles 1 (la moins perméable) et 5 (la plus perméable) respectivement. Pour l'ensemble des parcelles, on peut faire les constatations suivantes:

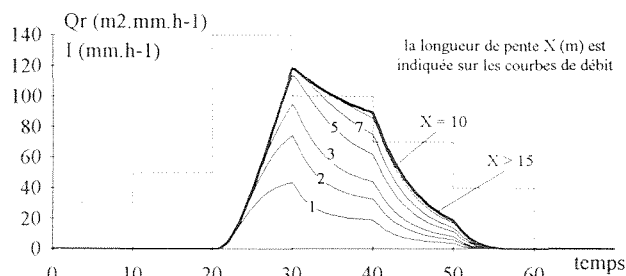
- comme dans le cas de l'averse à intensité constante, le début du ruissellement est simultané sur l'ensemble de la pente, alors que son arrêt se produit progressivement, du haut en bas de la pente. De même, le débit ruisselé croît toujours moins vite que la longueur de pente  $X$ , ce qui se traduit par une diminution du coefficient de ruissellement de l'amont vers l'aval. On observe encore qu'à tout instant, le ruissellement est uniforme pour les abscisses supérieures à une limite  $X_L$  qui est nulle jusqu'à l'apparition du ruissellement, croissante ensuite jusqu'à une valeur maximale  $X_M$ , et constante enfin jusqu'à l'arrêt complet du ruissellement;
- pour l'averse retenue,  $X_M$  (évalué comme l'abscisse à partir de laquelle le volume ruisselé total diffère de moins de 0.1% du volume ruisselé à l'abscisse 300 m) croît avec le degré d'imperméabilité du sol, passant de 16 m pour la parcelle 5, à 227 m pour la parcelle 1;
- le maximum de débit ruisselé coïncide pour toutes les abscisses, avec la fin de la plage d'intensité de pluie maximale, sauf pour les trois sols qui présentent les plus faibles valeurs de  $S$ , et qui sont donc les plus imperméables (parcelles 1, 2 et 6). Pour ces sols, à partir d'une certaine longueur de pente, le maximum arrive avec un retard qui augmente de l'amont vers l'aval;
- le débit ruisselé obtenu pour les abscisses supérieures à  $X_L$ , est égal à tout instant à celui qu'on obtient par la modélisation d'une parcelle de longueur  $L$  (1 m) soumise à la même averse, dans laquelle on simule le recyclage du débit ruisselé récupéré à l'aval, vers l'amont de la parcelle. Le schéma de discrétisation du modèle avec recyclage est identique à celui du modèle analogique simple, à l'exception de l'équation (5) qui devient:

$$H(t+Dt) = \max\{0, H(t) + [q_f(t) - q_r(t)][Dt/(Ll_0)]\}$$

La dernière constatation laisse entrevoir la possibilité de reproduire expérimentalement le ruissellement relatif à une longueur de pente supérieure ou égale à  $X_L$ , par le biais d'une parcelle de longueur 1 m sur laquelle le débit récupéré à l'aval serait simultanément mesuré et réinjecté en continu, au niveau de la limite amont. Un dispositif de terrain a d'ores et déjà été mis au point (Bader, 1990), pour faire ce genre d'expérimentation avec le simulateur de pluie.



**Fig. 13** Débit ruisselé  $Q_R$  pour différentes longueurs de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle 1 ( $S = 0.000029$ ;  $N = 3.56$ ;  $H_L = 0.00339$ ) soumis à une averse d'intensité  $I$  variable.



**Fig. 14** Débit ruisselé  $Q_R$  pour différentes longueurs de pente  $X$ , sur le sol de la parcelle 5 ( $S = 0.00006545$ ;  $N = 4.29$ ;  $H_L = 0.00277$ ) soumis à une averse d'intensité  $I$  variable.

## Conclusion

Le résultat essentiel apporté par l'extrapolation du modèle analogique de ruissellement le long d'une pente homogène, est la croissance du ruissellement de l'amont vers l'aval (avec un taux de croissance diminuant d'amont en aval), jusqu'à une abscisse limite  $X_L$  qui augmente avec le temps pendant l'averse, et tend de façon asymptotique vers une limite  $X_M$ . A l'aval de la distance  $X_L$  comptée depuis le haut de la pente, le ruissellement est uniforme à tout instant.

Remarquons que l'on peut aboutir intuitivement à ce résultat dans le cas d'une pluie d'intensité constante, dès l'instant où l'on admet que ruissellement et infiltration sont des fonctions croissantes non bornées de l'épaisseur de lame d'eau en surface. Ces hypothèses, conformes au comportement des sept parcelles testées au Togo, sont toutefois en contradiction avec les modèles classiques, pour lesquels l'infiltration sous averse est bornée par la capacité d'infiltration, décroissante dans le temps. Ceci rend d'autant plus nécessaires les mesures de terrain qui seules permettront de tester la validité des résultats obtenus par l'extrapolation du modèle.

S'il est validé par l'expérience, le modèle extrapolé pourra être utilisé par exemple pour optimiser l'écartement de dispositifs anti-érosifs. Cette utilisation pratique devra éventuellement s'accommoder de la succession de différents terrains (de longueurs souvent inférieures à  $X_L$ , surtout pour les

terrains peu perméables), entre le sommet de pente et l'arrivée dans le réseau de drainage. Ceci ne pose aucun problème pour l'application numérique, mais nécessitera le calage des coefficients du modèle pour chaque type de terrain rencontré sur la pente.

**Remerciements** L'auteur exprime ses remerciements à ses collègues J. Albergel, A. Casenave et J. Touma, pour leurs conseils sur la rédaction de cette note.

## REFERENCES

- Albergel, J. (1988) Genèse et prédétermination des crues au Burkina-Faso. Du  $m^2$  au  $km^2$ , étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Etudes et thèses, ed. ORSTOM, Paris, France.
- Asseline, J. & Valentin, C. (1978) Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XV**(4), 321-349.
- Bader, J. C. (1985) Etude du ruissellement sous pluies simulées sur les bassins versants du lac Elia et de la Dayes à Dzogbégan, Togo. ORSTOM, Lomé.
- Bader, J. C. (1990) Extrapolation des mesures ponctuelles de ruissellement à l'échelle d'un versant homogène. Proposition de 2 approches différentes du problème: 1- Modèle de ruissellement à stockage de surface. 2- Dispositif de recyclage du ruissellement sur parcelle. ORSTOM, Lomé.
- Bouchardeau, A. & Rodier, J. (1960) Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables. Mémoires et Travaux de la SHF, no. 1.
- Brunet-Moret, Y. (1966) Etude générale des averses exceptionnelles en Afrique Occidentale. République du Dahomey. ORSTOM, Paris, France.
- Casenave, A. (1978) Etude hydrologique des bassins de Senguéré. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XV**(1,2), 3-209.
- Chevallier, P. (1983) L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XX**(3,4), 179-190.
- Collinet, J. (1985) Hydrodynamique superficielle de quelques types de sols du Sahel Africain. Comparaison des données fournies par deux dimensions de parcelles de simulation de pluie. Journées hydrologiques de Montpellier. In: *Colloques et Séminaires ORSTOM* **I**, 12-162.
- Cook, H. L. (1946) The infiltration approach to the calculation of the surface runoff. *Trans. AGU* **27**, 726-747.
- Dangler, E. W., El-Swaify, S. A., Ahuja, L. R. & Barnett, A. P. (1976) Erodibility of selected Hawaii soils by rainfall simulation. *ARS-W35*, US Department of Agriculture, USA.
- Dunne, T., Zhang, W. & Aubry, B. F. (1991) Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Wat. Resour. Res.* **27**(9), 2271-2285.
- Grayson, R. B., Moore, I. D. & MacMahon, T. A. (1992) Physically based hydrologic modeling. 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Wat. Resour. Res.* **28**(10), 2639-2658.
- Green, W. H. & Ampt, G. A. (1911) Studies on soil physics: flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 1-24.
- Hawkins, R. H. (1982) Interpretation of source-area variability in rainfall-runoff relationships. In: *Rainfall-Runoff Relationships*, ed V. P. Singh, 303-324, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.
- Hillel, D. (1974) L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Dept. of Soil Science, The Hebrew University of Jerusalem. Trad. de l'anglais par L. W. De Backer. Wander, Louvain, Belgium.
- Horton, R. E. (1940) Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **5**, 339-417.
- Janeau, J. L. (1985) Compte rendu de mission au Togo du 5 au 19 Mai 1985. ORSTOM, Adiopodoumé.
- Kostiakov, A. N. (1932) On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Comm. Intern. Soil Science. Soc. Moscow*, 67th Part. A: 17-21.
- Lafforgue, A. & Naah, E. (1976) Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XIII**(3), 195-237.
- Lafforgue, A. (1977) Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XIV**(4), 299-344.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A., Paulus, J. L. H. (1949) *Applied Hydrology*, 414-418. MacGraw Hill, New York, USA.
- Loague, K. & Gander, G. (1990) R-5 Revisited. 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Wat. Resour. Res.* **26**(5), 957-971.

- Moldenhauer, W. C., Barrows, W. C. & Swartzendruber, D. (1960) Influence of rainstorm characteristics on infiltration measurements. *Trans.Int. Cong. Soil Sci.* **7**, 426-432.
- Morel-Seytoux, H. J. (1975) Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 5eme partie: le cas de pluie. *Cah. ORSTOM*, série Hydrologie, **XII**(4) 227-233.
- Morel-Seytoux, H. J. (1988) Introduction to overland flow theory. In: *Proc. 8th Annual AGU Front Range Branch. Hydrology Days*, 260-293. Colorado State University. Fort Collins, Colorado, USA.
- Nelder, J. A. & Mead, R. (1964) A simple method for function minimization. *Computer J.* **7**, 308-313.
- Philip, J. R. (1957) The theory of infiltration: the infiltration equation and its solutions. *Soil Sci.* **83**, 345-357.
- Planchon, O. (1991) La propagation du ruissellement le long d'un versant: nouvelles mesures et perspectives de modélisation. In: *Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*, 59-75. AUELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris, France.
- Séguis, L. (1986) Recherche, pour le Sahel, d'une fonction de production journalière (lame précipitée - lame écoulée), et sa régionalisation. Thèse de doctorat. U.S.T.L., Montpellier, France.
- Selker, J., Leclercq, P., Parlange, J. Y. & Steenhuis, T. (1992) Fingering flow in two dimensions. 1. Measurement of matric potential. *Wat. Resour. Res.* **28**(9), 2513-2521.
- Smettem, K. R. J., Chittleborough, D. J., Richards, B. G. & Leaney, F. W. (1991) The influence of macropores on runoff generation from a hillslope soil with a contrasting textural class. *J. Hydrol.* **122**, 235-252.
- Valentin, C. (1981) Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Colloques, études et thèses de l'ORSTOM. Thèse docteur 3eme cycle, Université Paris VII, France.

Received 24 February 1993; accepted 24 April 1994