

Détermination des variations de la capacité d'absorption d'un sol en place sous averses simulées

13 JUN 1994

ALAIN LAFFORGUE Service Hydrologique de l'ORSTOM,
19 rue Eugène Carrière, 75018 Paris, France

Reçu 14 avril 1978

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39640

Cote : B

Résumé. En soumettant une parcelle expérimentale à des arrosages d'intensités différentes, dans des conditions d'état d'humectation initiale variées, il est possible en pratique d'évaluer la capacité d'absorption du sol et, par suite, de caractériser son aptitude au ruissellement. Pour cela on extrait successivement des données expérimentales: la hauteur moyenne de la lame d'eau immobilisée par flaques; la hauteur moyenne de la détention superficielle mobilisable pour le ruissellement et les paramètres de la loi retenue pour modéliser l'infiltration.

Obtaining variations of field infiltration capacity from simulated rainstorm experiments

Abstract. By sprinkling an experimental plot with different intensities of simulated rainfall starting with different initial conditions of soil moisture, the variations of infiltration capacity and consequently the response of the soil surface to runoff are evaluated. The following values are successively determined from experimental data: the mean depth of surface storage; the mean depth of detention and the parameters of a chosen infiltration formula.

INTRODUCTION

Depuis 1975, l'ORSTOM a entrepris en Afrique de l'Ouest une étude expérimentale extensive de la susceptibilité des sols à l'érosion et au ruissellement en soumettant des parcelles représentatives à des séries d'averses simulées. Cette technique qui a déjà porté ses fruits en d'autres parties du monde, essentiellement aux Etats-Unis, permet en particulier d'analyser de façon détaillée les phases successives des processus d'infiltration et de ruissellement et de quantifier dans certains cas les influences respectives des différents facteurs en jeu (caractéristiques des averses, du sol, de la végétation, de l'état d'humectation préalable, des modifications introduites par l'action humaine, etc.). C'est ainsi qu'il est possible de dégager des protocoles de mesure ainsi que des méthodes d'interprétation des données débouchant sur une paramétrisation approchée mais pratiquement utilisable des complexes sol-végétation étudiés. Le but du présent article est de décrire sommairement celles de ces méthodes qui permettent l'obtention des éléments nécessaires à une estimation correcte de la capacité d'absorption de ces complexes, c'est-à-dire: (1) la valeur moyenne de la lame d'eau immobilisée sous forme de flaques en début d'averse et définitivement perdue pour le ruissellement, (2) la valeur

81100

moyenne de la détention superficielle (eau libre en mouvement à la surface du sol) correspondant à une intensité de ruissellement donnée et partiellement récupérable pour ce dernier, (3) les courbes de variation d'infiltrabilité du sol en fonction du temps relatives à différents états initiaux d'humectation.

On se limitera toutefois ici aux cas de sols relativement homogènes car les problèmes liés à l'hétérogénéité conduisent à des développements assez longs et ont déjà été abordés par ailleurs (Lafforgue, 1977).

EQUIPEMENTS, DONNEES EXPERIMENTALES, PROTOCOLES ADOPTES

Le dispositif expérimental comprend principalement:

(1) deux parcelles rectangulaires parallèles ayant chacune 5 m de largeur sur 10 m de longueur dans le sens de la pente, limitées latéralement et à leur partie amont par des bordures en tôle de 20 cm de hauteur enfoncées verticalement de 10 cm dans le sol. A l'aval, un canal récepteur couvert draine les eaux de ruissellement vers un dispositif de mesure des débits solides et liquides.

(2) Le simulateur de pluie susceptible d'arroser de façon homogène une surface circulaire de 200 m² englobant les deux parcelles. C'est un appareil à bras tournants du type 'rotating-boom rainfall simulator' de Swanson permettant de réaliser des arrosages à intensités constantes entre 25 et 150 mm/h. Il a été conçu pour que le diamètre

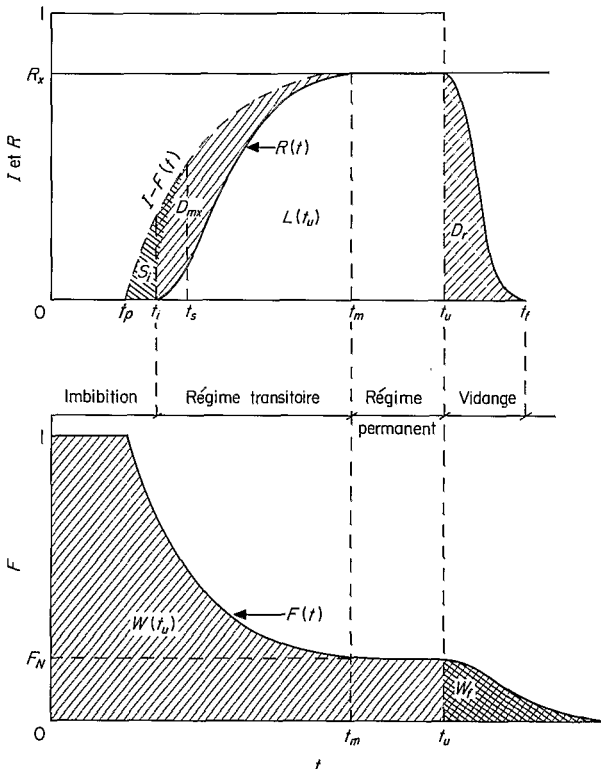


FIG. 1. Ruissellement et infiltration sous intensité d'averse constante.

moyen ainsi que l'énergie cinétique moyenne des gouttes de pluies délivrées soient voisins de ceux que l'on rencontre dans les averses naturelles pour les intensités de 60 mm/h et de 120 mm/h.

(3) Trois pluviomètres linéaires dont l'un, pourvu d'un enregistreur, permet de connaître avec précision les intensités des averses délivrées.

(4) Deux cuves réceptrices calibrées disposées au voisinage immédiat de l'exutoire des parcelles et équipées de limnigraphes pour l'enregistrement des volumes cumulés de ruissellement.

Grâce à ce dispositif, en prenant pour origine des temps t l'instant du début de la pluie, on obtient à l'issue de chaque essai et pour une parcelle donnée un hyétogramme $I(t)$ et un hydrogramme $R(t)$ d'aspects comparables à ceux de la Fig. 1.

Sur cette figure ont en outre été représentés par des surfaces hachurées les différents termes du bilan de surface qui sont la hauteur de pluie cumulée $P(t)$ qui correspond à l'intensité de pluie $I(t)$ généralement constante, la hauteur de la lame d'eau cumulée $L(t)$ à laquelle correspond l'intensité de ruissellement $R(t)$, la lame d'eau $S(t)$ stockée à la surface de la parcelle, la détention superficielle mobilisable $D_m(t)$ dont une fraction D_r est récupérée pour le ruissellement après l'arrêt de l'arrosage, la lame d'eau infiltrée cumulée $W(t)$ à laquelle correspond l'intensité d'infiltration $F(t)$.

Les deux premiers termes énumérés sont des données expérimentales directement accessibles aux mesures et les trois autres représentent les inconnues des problèmes qu'on se proposera de résoudre dans les paragraphes suivants.

Il apparaît d'autre part à l'examen de la Fig. 1 que le processus complet de ruissellement est constitué de quatre phases successives, bien individualisées si l'intensité de la pluie reste constante.

La phase d'imbibition

Du début de la pluie jusqu'au temps t_i on n'observe aucun ruissellement à l'exutoire. Durant les premiers temps, l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration du sol, mais au-delà d'un temps t_p , un excès d'eau apparaît en surface et sert au remplissage des dépressions du sol jusqu'au temps t_i . Pour cette phase, on distingue les hauteurs d'eau W_p et W_i qui se sont infiltrées respectivement aux temps t_p et t_i et l'on a évidemment en désignant par P_p et P_i les hauteurs de pluie cumulées jusqu'à ces mêmes instants:

$$\begin{aligned} P_p &= W_p \\ P_i &= W_i + S_i \end{aligned} \quad (1)$$

La phase de régime transitoire

Au temps t_i le ruissellement se déclenche et son intensité croît jusqu'au temps t_m selon une courbe en S qui traduit un régime transitoire durant lequel se superposent trois phénomènes variables: diminution continue de l'intensité d'infiltration, augmentation de la détention superficielle mobilisable et, dans une moindre mesure, du stockage définitif. L'équation de continuité relative au bilan s'écrit simplement dans le cas général:

$$P(t) - L(t) - W(t) - D_m(t) - S(t) = 0 \quad (2)$$

La phase de régime permanent

Au-delà du temps t_m , l'infiltration atteint une valeur minimale limite F_N à laquelle correspond une valeur de ruissellement maximale R_x constante. La lame d'eau ruisselée cumulée devient alors une fonction linéaire du temps:

$$L(t) = L(t_m) + R_x(t - t_m) \quad (3)$$

La phase de vidange

Dès l'instant t_u qui désigne l'arrêt de la pluie, le ruissellement décroît progressivement pour s'annuler au temps t . A chaque instant, la détention superficielle se partage entre ruissellement et infiltration, et la lame d'eau qui s'écoule hors de la parcelle pendant la durée de cette phase est donnée par:

$$D_r = D_{mx} - [W]_{t_u}^t \quad (4)$$

où D_{mx} désigne la valeur maximale de D_m correspondant au palier de ruissellement R_x .

Quant au protocole d'essais mis en oeuvre, il comprend des chroniques d'arrosage telles que l'on puisse étudier séparément les rôles des facteurs principaux susceptibles d'intervenir sur les quantités ruisselées ou infiltrées et leur répartition dans le temps. On s'accorde à penser que pour une parcelle donnée, ces facteurs sont la hauteur totale de la pluie, son intensité et l'état d'humectation initial du sol. En ce qui concerne la hauteur de pluie, la relation (3) montre qu'il est inutile de prolonger les arrosages au-delà du temps t_m . Par conséquent les durées d'averse ne sont pas fixées à l'avance mais on convient généralement d'arrêter un essai 15 ou 20 min après que le palier de ruissellement ait été atteint. En revanche les intensités testées sont toujours au nombre de quatre (30, 60, 90 et 120 mm/h) et à chacune d'entre elles correspond une série d'averses espacées par des intervalles t_a tels que l'état d'humectation initial puisse varier dans la plage la plus étendue possible. En pratique, on essaie de se rapprocher des valeurs de t_a suivantes: 48 h, 24 h, supérieure à 3 jours, inférieure à 6 h, et l'on termine la série d'essais par un train d'averses séparées par des intervalles de temps très courts, à peine supérieurs à la durée de disparition des flaques. Cette dernière séquence, permet d'étudier les réactions de la parcelle pour un état de saturation maximale du sol et d'obtenir ainsi une évaluation du stockage S .

EVALUATION DE LA DETENTION ET DU STOCKAGE SUPERFICIELS

Avec l'effet 'splash' des gouttes de pluie, les forces de cisaillement exercées sur les particules du sol par la lame d'eau qui ruisselle sont les seuls agents responsables des phénomènes d'érosion. On observera également qu'un sol à surface irrégulière recouvert par des flaques étendues et profondes est certainement bien mieux protégé de l'effet splash qu'un sol plan de même nature directement soumis aux impacts de la pluie. Ces remarques constituent une première raison pour qu'on cherche à évaluer la détention D_m et le stockage S_i à l'apparition du ruissellement. Une deuxième raison réside dans le fait que S_i est une composante de la 'pluie d'imbibition P_i ' (voir relation 1) et qu'à ce titre la valeur du stockage peut avoir une incidence déterminante sur l'importance des lames d'eau ruisselées. Enfin, comme on le précisera au paragraphe suivant, il est nécessaire de connaître D_m et S_i pour obtenir les courbes d'infiltration à partir des données expérimentales.

Afin d'analyser commodément les problèmes posés, on examinera successivement le cas d'un sol imperméable, celui d'un sol perméable mais plan, celui d'un sol perméable à surface irrégulière et enfin, le cas d'un sol saturé.

Cas d'une parcelle imperméable et plane

En considérant le régime permanent d'écoulement et en désignant par x la distance

d'une section droite de la parcelle à la bordure amont prise pour origine, le débit q par unité de largeur dans cette section est donné par:

$$q(x) = R_x x \quad (5)$$

D'autre part, ce même débit s'exprime en fonction de l'épaisseur h de la lame d'eau et de la vitesse moyenne v dans la section par:

$$q(x) = h(x) v(x) \quad (6)$$

Si l'on admet en outre que les lois d'écoulement en canaux découverts peuvent s'appliquer également au phénomène de ruissellement sous averse, la vitesse moyenne est donnée par la formule de Chezy:

$$v = C\sqrt{R i}$$

dans laquelle i est la pente de la surface libre (assimilable à la pente de la parcelle) et R le rayon hydraulique de la section qui, dans le cas présent, est égal à la charge h en raison de la petitesse de cette dernière par rapport à la largeur de la parcelle. Quant au coefficient C de Chezy, on peut l'évaluer par la formule de Manning:

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}$$

où n ne dépend que de la rugosité de la parcelle.

En éliminant q entre les équations (5) et (6) et en exprimant y en fonction de i et de n à l'aide des deux formules qui précèdent, on obtient donc:

$$h(x) = i^{-0.3} n^{0.6} R_x^{0.6} x^{0.6} \quad (7)$$

Cette relation montre, d'une part, que la détention superficielle n'est pas répartie uniformément mais qu'elle croît de l'amont vers l'aval de la parcelle. Elle permet, d'autre part, de calculer la valeur moyenne D_{mx} de cette détention à l'arrêt de la pluie. En effet, si l'on désigne par l la longueur totale de la parcelle, on a:

$$D_{mx} = \frac{1}{l} \int_0^l h(x) dx$$

soit en utilisant l'équation (7):

$$D_{mx} = 0.625 i^{-0.3} n^{0.6} l^{0.6} R_x^{0.6} \quad (8)$$

On voit donc que pour une parcelle plane et imperméable, la détention superficielle mobilisable et l'intensité de ruissellement en régime permanent sont liées par une relation de la forme:

$$D_{mx} = A R_x^m \quad (9)$$

dans laquelle A est un coefficient ne dépendant que des caractéristiques de la parcelle (pente, longueur et rugosité) et m un exposant qui serait égal à 0.6 si les formules de l'hydraulique classique s'adaptaient sans modifications au phénomène de ruissellement sous averse. Or, notons-le, en établissant l'expression (8) on n'a pas tenu compte des effets éventuels de l'impact des gouttes de pluie sur les écoulements: forces de frottement additionnelles au niveau de la surface libre et surpressions statiques locales au sein de la masse d'eau en mouvement.

Les conclusions de ce raisonnement simplifié ont été confrontées aux données expérimentales. Il apparaît que dans tous les cas (Fig. 2) la relation (9) s'ajuste très convenablement aux données avec $m = 0.5$, l'utilisation de la valeur $m = 0.6$ conduisant à des formes de courbes trop redressées.

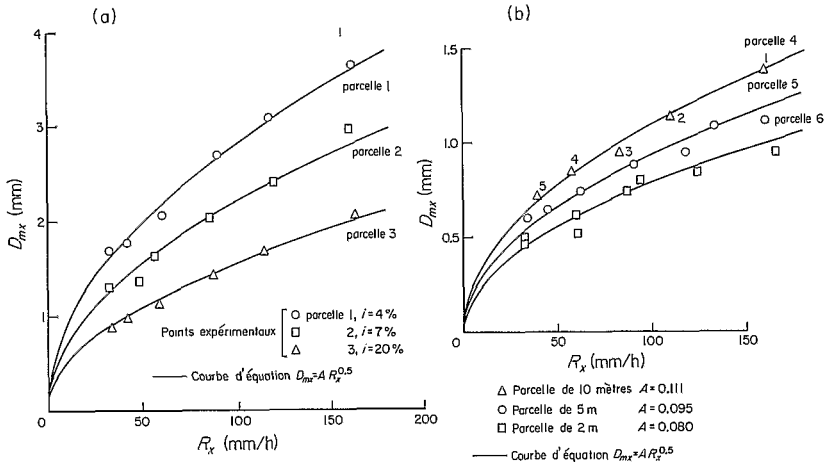


FIG. 2. Détention superficielle en régime permanent pour des parcelles imperméables. (a) Influence de la pente topographique; (b) influence de la longueur de parcelle.

Cas d'un sol perméable mais plan

Il n'y a aucune raison pour que la forme de la relation entre R_x et D_{mx} soit modifiée par le fait que le sol n'est plus imperméable, mais, dans ce cas, la valeur de D_{mx} n'est plus accessible aux mesures. Cependant, la détention récupérable D_r étant connue expérimentalement, d'après la relation (4) on peut espérer déterminer D_{mx} moyennant une évaluation de l'infiltration $[W]_{t_u}^{t_f}$ pendant la phase de vidange. Une telle évaluation peut être tentée avec les approximations suivantes:

(1) La relation (9) établie en régime permanent reste valable pendant la phase de vidange et l'on peut écrire avec $m = 0.5$:

$$D_m(t) = A \sqrt{R(t)} \quad (10)$$

(2) L'intensité moyenne de l'infiltration conserve sa valeur d'origine F_N , ce qui permet d'écrire qu'à chaque instant la diminution de la détention est égale à la somme du ruissellement $R(t)$ et de l'infiltration F_N , d'où l'équation de continuité relative aux intensités:

$$-\frac{dD_m(t)}{dt} = R(t) + F_N \quad (11)$$

Ces deux approximations reviennent essentiellement à supposer que la détention est répartie à la surface du sol selon un film uniforme dont l'épaisseur diminue également de façon spatialement uniforme. Ces hypothèses sont tout à fait criticables car l'expérience montre que la ligne d'eau selon un profil en long de la parcelle se déforme de façon beaucoup plus complexe et que, par ailleurs, la disparition du ruissellement ne touche pas simultanément tous les points de la surface. Néanmoins, ces approximations conduisent à un certain nombre de résultats conformes à la réalité des faits donc utilisables.

En dérivant (10) par rapport au temps on obtient:

$$\frac{dD_m}{dt} = \frac{A}{2\sqrt{R}} \frac{dR}{dt}$$

et (11) devient

$$R + \frac{A}{2\sqrt{R}} \frac{dR}{dt} = -F_N \quad (12)$$

équation qui s'intègre sans difficultés entre les temps 0 et $\tau = t - t_u$ par le changement de variable $\sqrt{R} = u$. On a en effet:

$$\left[-\frac{A}{\sqrt{F_N}} \operatorname{arctg} \frac{u}{\sqrt{F_N}} \right]_{\sqrt{R_x}}^{\sqrt{R}} = [t]_0^\tau \text{ soit} \\ \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} - \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R}{F_N}} = \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau \quad (13)$$

et il en résulte que la phase de vidange a une durée finie τ_f que l'on obtient pour $R = 0$:

$$\tau_f = \frac{A}{\sqrt{F_N}} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \quad (14)$$

D'où l'expression de la hauteur de la lame d'eau infiltrée pendant la vidange:

$$[W]_{t_u}^{t_f} = F_N \tau_f = A \sqrt{F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \quad (15)$$

ainsi que celle de la détention superficielle disponible pour le ruissellement:

$$D_r = D_{mx} - [W]_{t_u}^{t_f} = A \left(\sqrt{R_x} - \sqrt{F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \right) \quad (16)$$

Cette double relation permettant de calculer successivement A puis D_{mx} partir des données expérimentales.

Par ailleurs en inversant la fonction définie par l'équation (13), on a:

$$R = F_N \left(\frac{\sqrt{\frac{R_x}{F_N}} - \operatorname{tg} \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau}{1 + \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \operatorname{tg} \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau} \right)^2 \quad (17)$$

loi théorique de vidange qui peut s'écrire de façon plus condensée en utilisant (14):

$$R = F_N \operatorname{tg}^2 \frac{\sqrt{F_N}}{A} (\tau_f - \tau) \quad (18)$$

Si l'on compare ces expressions théoriques aux résultats expérimentaux obtenus sur des parcelles on constate, comme il fallait s'y attendre, qu'elles représentent médiocrement la portion d'hydrogramme correspondant à la vidange: elles entraînent en particulier une sous-estimation systématique des débits en début de phase, suivie d'une surestimation d'importance équivalente. En revanche elles rendent compte aussi bien des volumes globaux mis en jeu par détention, ruissellement et infiltration que de la durée réelle de la vidange. Ce dernier point est illustré par la Fig. 3 où les durées calculées ont été portées en regard des durées observées pour l'ensemble des essais réalisés sur quatre parcelles de sols plans de natures et de pentes très différentes.

Cas général d'un sol a surface irrégulière

L'eau libre en mouvement n'est plus répartie uniformément mais chemine entre les aspérités du sol selon un chevelu de drains plus ou moins dense. Les conséquences sur le mode d'infiltration sont importantes car les phénomènes auxquels on assiste sont très différents selon qu'on les observe pendant ou après la pluie. On a tenté de montrer cette différence (Figs 4 (a) et (b)) en schématisant dans les deux cas l'aspect de la surface mouillée sur une coupe transversale partielle de parcelle quelconque. Pendant la pluie,

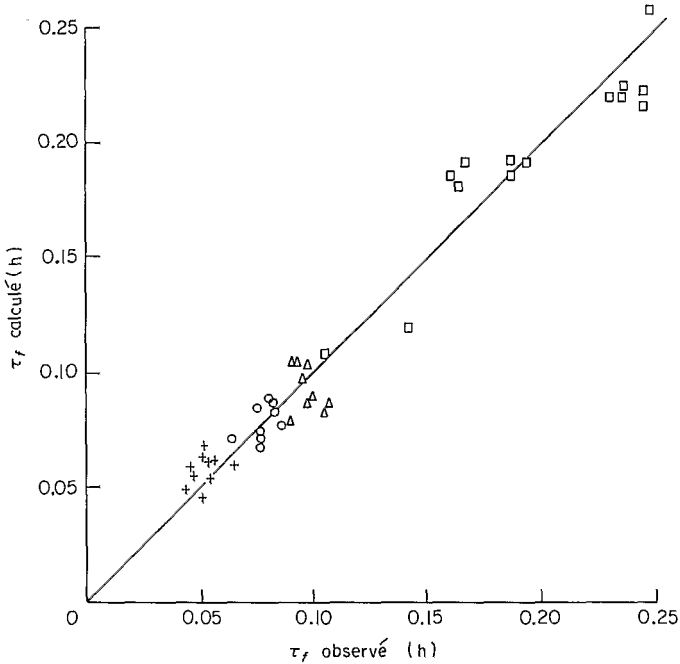


FIG. 3. Comparaison entre durées de vidange théoriques et observées.

si l'on suppose que le sol est homogène, lorsque le palier d'infiltration est atteint, un film d'eau d'épaisseur variable est entretenu par la redistribution des gouttes sur toute la largeur l du profil et, si l'intensité de la pluie est suffisamment élevée, on peut admettre qu'en tous les points du profil l'intensité d'infiltration est égale à la valeur moyenne F_N . En revanche, dès l'instant qui suit l'arrêt de la pluie, le film est rompu et disparaît très rapidement des régions les plus élevées du profil, ce qui diminue de façon assez brutale la proportion de surface ω offerte à l'infiltration. En effet, si l'on désigne par l_i la largeur de la surface libre sur l'un des n drains du profil, en un temps très court ϵ , ω passe de la valeur $\omega(0) = 1$ à la valeur

$$\omega(\epsilon) = \frac{\sum_1^n l_i(\epsilon)}{l}$$

qui peut être très faible.

Dès lors, pendant la phase de vidange, pour $\tau > \epsilon$, la valeur de l'infiltration moyenne instantanée n'est plus que:

$$F(\tau) = F_N \omega(\tau)$$

et l'équation de continuité (12) établie dans le cas d'un sol plan devient pour un sol quelconque:

$$R(\tau) + \frac{A}{2\sqrt{R(\tau)}} \frac{dR}{d\tau} + F_N \omega(\tau) = 0 \quad (19)$$

La courbe (C) de la Fig. 4 représente cette décroissance relativement lente de ω lorsque tout le ruissellement est concentré dans le réseau de drainage et pour intégrer commodément l'équation on peut admettre qu'à peu de choses près, tout se passe comme si l'infiltration conservait une valeur constante égale à la moyenne $\bar{\omega}F_N$, ce

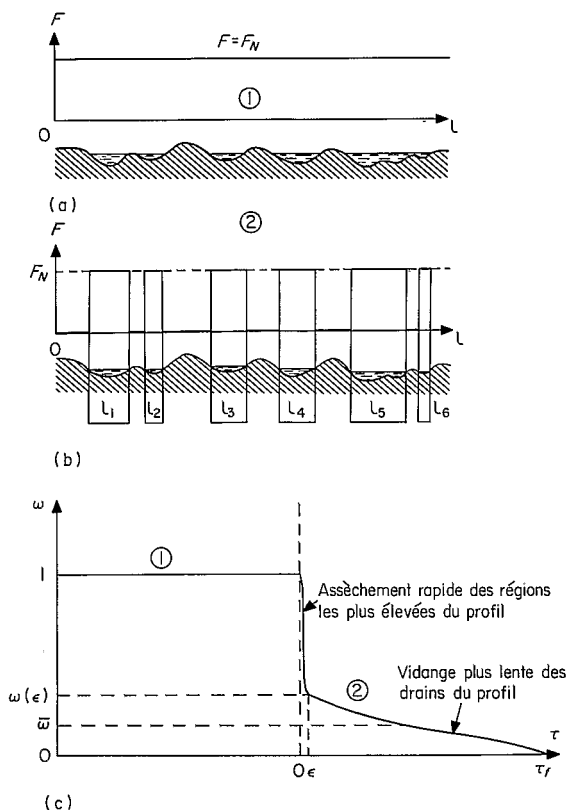


FIG. 4. Détention superficielle sur un sol à surface irrégulière. (a) Surface mouillée et infiltration pendant la pluie; (b) surface mouillée et infiltration après arrêt de la pluie; (c) évolution de la surface offerte à l'infiltration.

qui conduit à définir un pourcentage moyen de superficie offerte à l'infiltration pendant la vidange:

$$100 \bar{\omega} = \frac{100}{T_f} \int_0^{\tau_f} \omega(t) dt$$

Moyennant cette approximation, toutes les relations dérivées de l'équation (19) s'obtiennent aisément comme dans le cas d'une parcelle plane: il suffit de remplacer F_N par $\bar{\omega}F_N$ et en particulier la relation (16) devient:

$$D_r = A \left(\sqrt{R_x} - \sqrt{\bar{\omega}F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{\bar{\omega}F_N}} \right) \quad (20)$$

Cette nouvelle expression de la détention superficielle récupérable va permettre de déterminer successivement les paramètres A et $\bar{\omega}$ à partir des données expérimentales. En effet, on a formellement:

$$A = \frac{D_r}{\sqrt{R_x} - \sqrt{\bar{\omega}F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{\bar{\omega}F_N}}}$$

et si l'on pose par ailleurs que pour une parcelle donnée A est une constante indépendante de R_x , F_N et $\bar{\omega}$, on peut obtenir sa valeur en recherchant la limite de l'expression

ci-dessus lorsque F_N tend vers zéro, cette limite étant égale à $D_r/\sqrt{R_x}$ donc indépendante de $\bar{\omega}$.

En pratique, on procède graphiquement de la façon suivante. (1) En utilisant la formule ci-dessus, on calcule successivement sur chacun des essais les valeurs $A_i(\bar{\omega})$ pour $\bar{\omega} = 0$ et pour $\bar{\omega} = 1$. (2) Le report graphique (exemple de la Fig. 5) fournit deux distributions de points qui doivent converger sur l'axe OA, l'ordonnée du point de convergence donnant la valeur de A cherchée. (3) Connaissant A , il reste à rechercher par approximations successives la valeur de $\bar{\omega}$ qui, introduite dans la relation (20) fournit la dispersion minimale des valeurs de A_i .

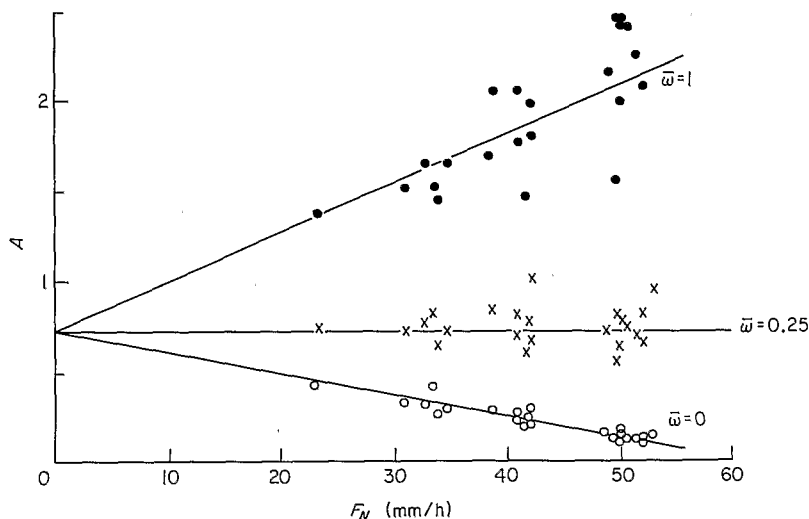


FIG. 5. Exemple de recherche graphique de A et $\bar{\omega}$.

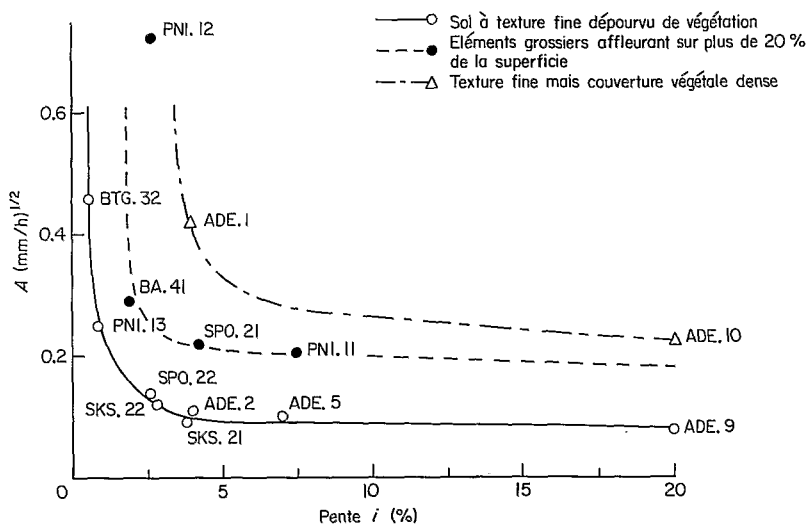


FIG. 6. Influence de la pente et de la rugosité sur le paramètre A .

Cette méthode a été appliquée aux données d'une douzaine de parcelles et les valeurs de A ainsi obtenues ont été reportées en fonction des pentes topographiques (Fig. 6). Bien que les points soient peu nombreux, il semble que l'on puisse tracer une courbe enveloppe inférieure d'allure hyperbolique passant par tous les points qui correspondent à des sols nus de texture superficielle fine ou très fine (de sablo-argileux comme SKS.22 ou ADE à argileux comme BTG.32) et l'on notera que l'ensemble des points situés au-dessus de cette courbe correspond à des sols comportant soit une proportion notable de gravillons affleurant (PNI.11, PNI.12, LBA.41 et SPO.21), soit une couverture végétale très dense au contact du sol (ADE.1 et ADE.10). Ces quelques résultats expérimentaux confirment donc bien que la résistance au ruissellement diminue avec la pente topographique et augmente avec la rugosité, la présence d'éléments grossiers sur un sol nu ayant à cet égard un effet presque aussi important que celui d'un couvert végétal.

Cas d'un sol initialement saturé

Supposer que le sol est saturé revient à dire que sa capacité d'infiltration a, dès le début de la pluie, une valeur constante F_N .

On a dessiné en Fig. 7 les hydrogrammes théoriques correspondant à deux parcelles d'un même sol saturé, l'une étant plane et l'autre non. Dans le premier cas le stockage définitif S est évidemment nul et la détention superficielle D_{mx} est représentée par l'aire hachurée du triangle curviligne limité par l'hydrogramme (2) et la droite (1)

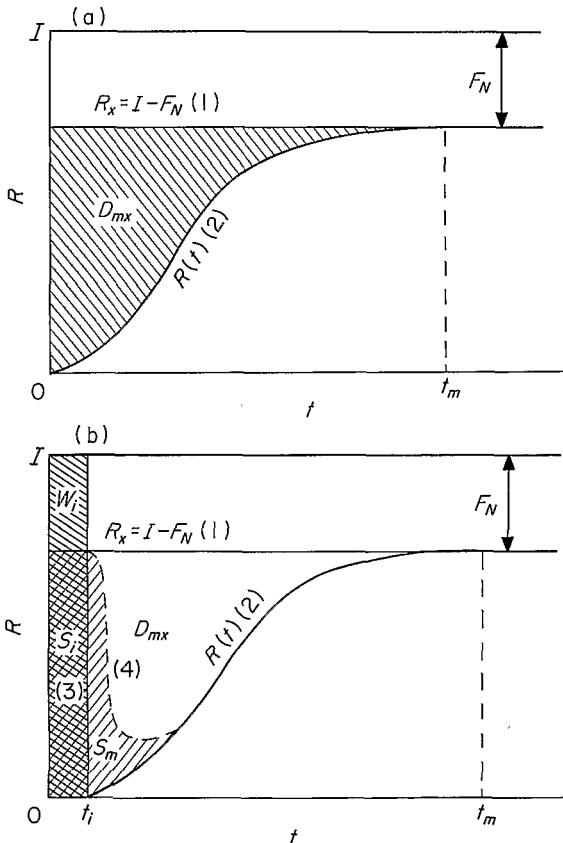


FIG. 7. Stockages superficiels sur sols initialement saturés. (a) Sol plan; (b) sol a surface irrégulière.

d'ordonnée $I-F$. Dans l'autre cas, à l'apparition du ruissellement, on a un stockage superficiel dont la valeur est donnée par l'aire du rectangle doublement hachuré sur la Fig. 7(b), soit,

$$S_i = P_i \frac{R_x}{I} \quad (21)$$

et l'aire du triangle curviligne limité par les courbes (1), (2) et (3) représente cette fois la somme $D_{mx} + S_m$, en désignant par ce dernier symbole la part du stockage définitif immobilisé après l'apparition du ruissellement. On voit donc qu'il est possible, à partir des données expérimentales, de déterminer la valeur du stockage superficiel par flaques: en appliquant sur la parcelle un train d'averses successives à même intensité avec des temps d'arrêt t_a très courts, on constate que la pluie d'imbibition P_i tend vers une limite inférieure dont la valeur reportée dans la relation (21) permet d'obtenir S_i . Quant à S_m , on l'obtient en retranchant D_{mx} de la somme $D_{mx} + S_m$ déterminée globalement par planimétrie du triangle curviligne défini plus haut. Cependant, l'expérience montrant qu'à moins d'avoir affaire avec des traitements culturaux très particuliers, les valeurs de S_m sont très faibles, de l'ordre de 1 ou 2 dixièmes de millimètres, on les négligera dans ce qui suit.

OBTENTION DES COURBES D'INFILTRABILITE

Parmi les nombreuses expressions qui ont été proposées pour décrire la décroissance dans le temps de l'intensité d'infiltration on a retenu celle de Horton en raison de sa simplicité et de sa souplesse et également parce qu'elle semble s'adapter généralement mieux que d'autres aux données expérimentales (Gifford, 1976). L'intensité d'infiltration minimale F_N ayant déjà été définie, on rappelle que la loi empirique de Horton s'écrit:

$$F(t) = F_N + (F_0 - F_N)e^{-kt} \quad (22)$$

où k est une constante de temps positive et F_0 la valeur de l'infiltration au début de l'arrosage ($t = 0$). Ces deux paramètres ne pouvant être obtenus directement à partir des données expérimentales, on se propose dans ce qui suit d'en rechercher des valeurs approchées aisément calculables. Selon la valeur de l'intensité de la pluie, on examinera successivement deux cas de figure.

Cas où l'intensité de la pluie est relativement élevée ($F_N < F_0 \leq I$)

Dans ce cas (Fig. 8 (a)) des flaques apparaissent sur le sol dès le début de l'averse ($P_p = 0$) et l'on peut écrire que pendant la courte phase d'imbibition l'infiltration a une valeur approximative moyenne:

$$\bar{F} = \frac{F_0 + F_i}{2} \quad (23)$$

en désignant par F_i la valeur de l'infiltration au temps t_i d'apparition du ruissellement. Comme on a d'autre part la relation de proportionnalité:

$$\frac{S_i}{P_i} = \frac{I - \bar{F}}{I} \quad (24)$$

en éliminant \bar{F} entre (23) et (24), il vient:

$$F_0 + F_i = 2I \left(1 - \frac{S_i}{P_i}\right) \quad (25)$$

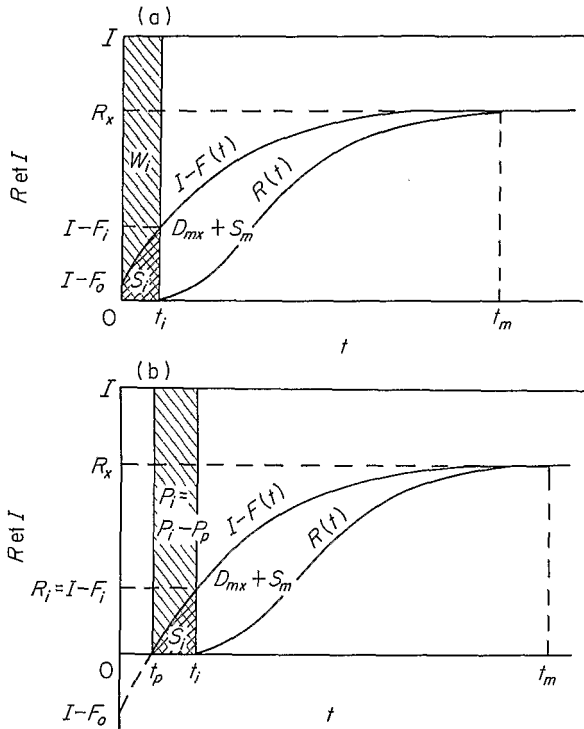


FIG. 8. Infiltration et ruissellement en régime transitoire. (a) $F_N < F_0 \leq I$; (b) $F_N < I < F_0$.

où la valeur du second membre est donnée grâce aux données, expérimentales (voir le paragraphe précédent pour la détermination de S_i).

Par ailleurs, l'intégration de la loi de Horton (22) entre les temps 0 et t permet d'exprimer la hauteur de la lame d'eau infiltrée à un instant quelconque depuis le début de la pluie. On a en effet:

$$W(t) = \frac{F_0 - F(t)}{k} + F_N t \text{ soit encore:}$$

$$W(t) = \frac{F_0 - F(t)}{k} + \frac{F_N}{I} P(t) \tag{26}$$

$P(t)$ étant, rappelons-le, la hauteur de pluie cumulée depuis le commencement de l'averse.

En utilisant l'expression (26), on va établir deux nouvelles équations qui permettront avec (25) de déterminer au mieux les valeurs de k , F_0 et F_i correspondant aux données expérimentales. Pour cela, on se propose d'exprimer en fonction de ces paramètres tout d'abord la quantité S_i puis ensuite W_u qui représente la hauteur d'eau infiltrée entre le début et l'arrêt t_u de la pluie.

D'après la Fig. 8(a), on a:

$$S_i = P_i - W_i, \text{ soit, d'après (26):}$$

$$S_i = P_i - \frac{F_0 - F_i}{k} - \frac{F_N}{I} P_i, \text{ soit encore:}$$

$$S_i = P_i \frac{R_x}{I} - \frac{F_0 - F_i}{k} \tag{27}$$

D'autre part, on a pour W_u :

$$W_u = \frac{F_0 - F_N}{k} + \frac{F_N}{I} P_u \quad (28)$$

expression dans laquelle on connaît expérimentalement I , F_N et P_u . Quant à la valeur de W_u , on peut l'obtenir aisément par bilan. En effet, entre les temps 0 et t_u , si l'on néglige S_m (voir paragraphe précédent) la lame d'eau stockée en surface est égale à $S_i + D_{mx}$ et d'autre part la lame d'eau écoulée est égale à $L_u = L - D_r$, par conséquent on peut écrire:

$$W_u = P_u - S_i - D_{mx} - L_u \quad (29)$$

Finalement en éliminant W_u entre (28) et (29) et en utilisant pour simplifier les écritures, la différence ΔW entre la lame d'eau réellement infiltrée W_u et la lame qui se serait infiltrée si le sol avait été saturé dès le départ, soit:

$$\Delta W = W_u - P_u \frac{F_N}{I} \quad (30)$$

les équations permettant de déterminer, les paramètres de la loi de Horton constituent le système linéaire suivant:

$$I \begin{cases} F_0 + F_i & = 2I \left(1 - \frac{S_i}{P_i} \right) \\ F_0 - F_i - k \left(P_i \frac{R_x}{I} - S_i \right) & = 0 \\ F_0 & - k \Delta W = F_N \end{cases}$$

d'où l'on peut tirer successivement:

$$\begin{cases} k = 2 \frac{R_x - I \frac{S_i}{P_i}}{2 \Delta W + S_i - P_i \frac{R_x}{I}} \\ F_0 = F_N + k \Delta W \\ F_i = F_0 - k \left(P_i \frac{R_x}{I} - S_i \right) \end{cases} \quad \text{avec } \Delta W = P_u \frac{R_x}{I} - L_u - D_{mx} - S_i \quad (31)$$

L'intensité de la pluie est relativement faible ($F_N < I < F_0$)

Dans ce cas (Fig. 8(b)) les flaques n'apparaissent qu'au bout d'un temps $t_p = P_p/I$ qui représente une inconnue supplémentaire, car il est très délicat d'évaluer sur le terrain un temps t_p moyen. Cependant, par définition de t_p on a $F_p = I$ et, par une approximation identique à celle du paragraphe précédent, on peut poser que l'infiltration moyenne entre les temps t_p et t_i est:

$$\bar{F} = \frac{I + F_i}{2}$$

Puisqu'on a d'autre part la relation de proportionnalité

$$\frac{S_i}{P_i - P_p} = \frac{I - \bar{F}}{I}, \text{ en éliminant } \bar{F} \text{ il vient}$$

$$S_i = \frac{P_i - P_p}{2I} (I - F_i) \quad (32)$$

Comme précédemment, on va chercher à exprimer S_i et W_u en fonction des paramètres à déterminer en remarquant que la relation (26) est encore utilisable pour le calcul des lames d'eau partielles $W(t) - W_p$ qui s'infiltrent au delà du temps t_p . On a tout d'abord, d'après la Fig. 8(b):

$$\begin{aligned} S_i &= P_i - P_p - (W_i - W_p) \text{ et d'après (26)} \\ &= P_i - P_p - \frac{I - F_i}{k} - \frac{F_N}{I} (P_i - P_p) \text{ soit:} \\ S_i &= (P_i - P_p) \frac{R_x}{I} - \frac{I - F_i}{k} \end{aligned} \quad (33)$$

puis,

$$\begin{aligned} W_u &= P_p + \frac{I - F_N}{k} + \frac{F_N}{I} (P_u - P_p) \text{ soit: } (I - F_N = R_x) \\ W_u &= \frac{R_x}{k} + P_p \frac{R_x}{I} + F_N \frac{P_u}{I} \end{aligned} \quad (34)$$

En éliminant W_u entre (34) et (29) et en utilisant pour simplifier la quantité ΔW (voir (30)) on obtient un nouveau système d'équations qui, cette fois, n'est plus linéaire. En effet si l'on pose $T_0 = 1/k$, il vient d'après (32), (33) et (34);

$$\text{II} \begin{cases} (P_i - P_p) (I - F_i) &= 2 I S_i \text{ (32) bis} \\ (P_i - P_p) R_x - T_0 I (I - F_i) &= I S_i \text{ (33) bis} \\ P_p R_x + T_0 I R_x &= I \Delta W \end{cases} \quad (35)$$

En éliminant T_0 entre les deux dernières équations, il vient:

$$(P_i - P_p) [R_x^2 - R_x (I - F_i)] + P_i R_x (I - F_i) - I \Delta W (I - F_i) - I R_x S_i = 0 \quad (36)$$

et en prenant comme variables auxiliaires:

$$P'_i = P_i - P_p \text{ et}$$

$$R'_i = I - F_i \text{ (voir Fig. 8(b)), on obtient}$$

par comparaison de (32) bis et (36):

$$(P'_i R_x)^2 - 3 I S_i (P'_i R_x) - 2 I S_i (I \Delta W - P_i R_x) = 0 \quad (37)$$

et le système se résout aisément après extraction de la racine positive de l'équation (37). On a en effet successivement:

$$\begin{aligned} P'_i &= \frac{3 I S_i}{2 R_x} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{8(I \Delta W - P_i R_x)}{9 I S_i}} \right) \\ R'_i &= \frac{4 R_x}{3} \left[\frac{1}{1 + \sqrt{1 + \frac{8(I \Delta W - P_i R_x)}{9 I S_i}}} \right] \\ F_i &= I - R'_i \end{aligned}$$

$$P_p = P_i - \frac{2 I S_i}{R_i'}$$

$$k = \frac{R_i'^2}{S_i (2 R_x - R_i')} \text{ et}$$

$$F_0 = F_N + (F_i - F_N) e^{+k \frac{P_i}{I}}$$

Application aux données expérimentales

Comme on ne sait pas a priori si la valeur de F_0 est inférieure ou supérieure à l'intensité de la pluie, il est naturel de se placer dans la première éventualité qui conduit aux calculs les plus simples. On commence donc par résoudre le système no. I et si la valeur de F_0 ainsi obtenue est bien inférieure à celle de I , le problème est résolu. Dans le cas contraire il convient de faire appel au système no. II.

On trouvera dans le Tableau 1 un exemple de données ainsi que les résultats des calculs pour les trois premières averses reçues par un sol naturel assez plan de Haute-Volta (PN1.13).

L'examen des hydrogrammes suivants dans le protocole et en particulier de ceux qui se rapportent à des trains de pluies très rapprochées a conduit à évaluer le stockage superficiel S_i à 0.9 mm, ce qui permet, avec les données de la partie gauche du tableau, de résoudre le système no. I. Pour les deux derniers essais, on peut voir que ce premier calcul suffit pour l'obtention des trois paramètres de Horton.

En revanche, pour la première averse on trouve une valeur de F_0 (70.1 mm/h) supérieure à celle de I (59.8 mm/h), ce qui oblige à refaire les calculs à partir du système II pour obtenir le résultat définitif $F_0 = 96$ mm/h.

On a ainsi les équations successives des lois de Horton.

Pour l'averse no. 1.

$$F = 12.8 + 83.2 e^{-0.107t} \quad (t \text{ en minutes})$$

Pour l'averse no. 2.

$$F = 11.2 + 33.9 e^{-0.199t} \quad (t \text{ en minutes})$$

Pour l'averse no. 3.

$$F = 6.2 + 10.0 e^{-0.147t} \quad (t \text{ en minutes})$$

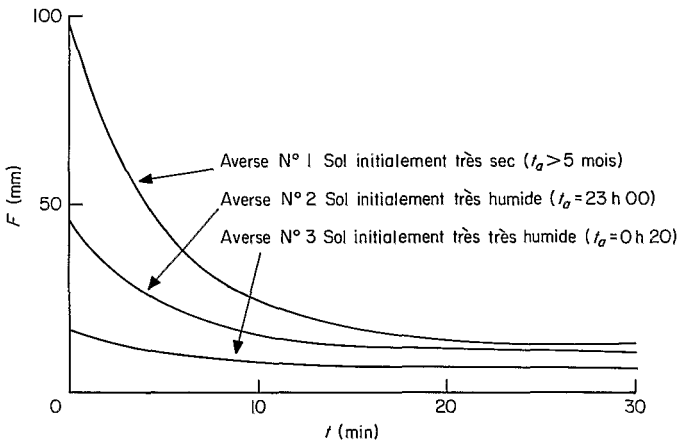


FIG. 9. Evolution des courbes d'infiltrabilité du sol en fonction de l'état d'humectation initial (ajustement sur une loi de Horton).

TABLEAU 1. Parcelle PN1.13; in Recherche des paramètres de la loi de Horton

No.	Données expérimentales				Système I				Système II					
	I (mm)	R_x (mm/h)	F_N (mm/h)	P_i (mm)	ΔW (mm)	k (h ⁻¹)	F_0 (mm/h)	F_i (mm/h)	P'_i (mm)	R'_i (mm/h)	F_i (mm/h)	P_p (mm)	k (h ⁻¹)	F_0 (mm/h)
1	59.8	47.0	12.8	8.4	9.78	5.86	(70.1)	36.7	5.2	20.6	39.2	3.2	6.42	96.0
2	60.2	49.0	11.2	2.5	2.84	11.93	45.1	32.0	—	—	—	—	—	—
3	61.2	55.0	6.2	1.2	1.13	8.83	16.2	14.4	—	—	—	—	—	—

Les courbes d'infiltration correspondantes sont reproduites en Fig. 9 et mettent en relief l'influence de l'état d'humectation initial aussi bien sur F_N que sur F_0 .

Cette approche du processus de l'écoulement, appuyée solidement sur de nombreux résultats expérimentaux est beaucoup plus fine que celles qui ont été utilisées sur les bassins représentatifs de l'ORSTOM. Elle explique parfaitement ce qui a été observé sur bon nombre d'entre eux et lorsqu'elle aura été utilisée sur de très nombreux types de sols et de couverts végétaux, elle facilitera beaucoup l'établissement de modèles représentatifs de l'écoulement et les études de synthèses sur les bassins à partir des caractéristiques physiographiques.

REFERENCES

- Gifford, G.F. (1976) Applicability of some infiltration formulae to rangeland infiltrometer data. *J. Hydrol.* 28, 1-11.
- Lafforgue, A. (1977) Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.* XIV, no. 4.