

Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles

Application à une exploitation
méthodique des données obtenues
sous pluies simulées

A. LAFFORGUE
Maître de Recherches à l'ORSTOM
Bureau Central Hydrologique, Paris

RÉSUMÉ

A partir d'observations de terrain sur parcelles expérimentales soumises à des séries d'averses simulées à intensités constantes, l'auteur tente d'inventorier et de définir les principales liaisons physiques susceptibles d'intervenir entre les caractéristiques des écoulements résultants, d'une part, celles du milieu et des averses, d'autre part.

Une première analyse des processus de ruissellement conduit à distinguer quatre phases individualisées dont l'examen plus détaillé permet de localiser les niveaux d'intervention des différents paramètres conditionnels du ruissellement, et de quantifier leurs influences relatives.

On constate tout d'abord que la phase d'imbibition du sol qui précède l'apparition du ruissellement est caractérisée par un seuil d'intensité I_f (intensité de pluie limite de ruissellement) et un seuil de hauteur de précipitation P_1 (hauteur de la pluie d'imbibition). Si l'intensité I de la pluie est inférieure à I_f , l'infiltration est totale. Dans le cas contraire, on observe du ruissellement au-delà d'une hauteur de pluie P_1 égale à la somme d'un terme constant S_i représentant le stockage superficiel immobilisé par flaques, et d'un terme variable P_p (pluie d'imbibition préalable) dont la valeur dépend essentiellement de l'état d'humectation initial du sol en surface. Cet état peut être approximativement défini par le temps t_a mesurant la durée du ressuyage depuis l'averse précédente jusqu'à l'averse considérée. Les liaisons entre P_p et t_a s'expriment assez simplement par le biais de paramètres dépendant, les uns des caractéristiques hydrodynamiques des sols, les autres du pouvoir évaporant de l'atmosphère, dont les valeurs sont expérimentalement accessibles moyennant un protocole de mesures approprié.

L'étude des phases transitoires au cours desquelles l'intensité R du ruissellement résultant augmente (régime transitoire succédant à la phase d'imbibition) ou diminue (vidange des réserves superficielles succédant à l'arrêt de la pluie) est basée sur la relation semi-empirique $D_m = A\sqrt{R}$ où D_m représente la hauteur moyenne de la lame d'eau en mouvement à la surface du sol, et A un coefficient ne dépendant que de la pente, de la longueur et de la rugosité de la parcelle. En phase de vidange, cette relation permet d'établir une expression analytique relativement simple de la loi de décroissance du ruissellement dans l'hypothèse où le régime permanent d'infiltration qui précède (intensité d'infiltration constante de valeur minimale F_N) est atteint à l'arrêt de la pluie. Toutefois, dans le cas général d'un sol non plan, pour que la loi de vidange s'ajuste correctement sur l'hydrogramme observé, l'intensité d'infiltration F_N doit être multipliée par un coefficient correctif $\omega < 1$ qui rend compte du fait que l'infiltration ne s'effectue pas sur la totalité de la parcelle.

Il est également possible d'établir l'équation approchée $R(t)$ de la partie de l'hydrogramme correspondant à la phase de croissance du ruissellement dans les cas particuliers d'un sol imperméable (pas d'infiltration) ou d'un sol saturé (infiltration minimale F_N). Inversement, dans le cas général où l'infiltration est décroissante, les caractéristiques de forme de l'hydrogramme expérimental permettent de déterminer les paramètres de la loi choisie pour modéliser l'infiltration (loi de HORTON par exemple).

Quant au régime permanent, il est défini par une intensité de ruissellement constante R_x dont la valeur dépend à la fois de l'intensité de la pluie et de l'état d'humectation initial. On montre que cette double influence, d'autant plus sensible que le sol est plus perméable, peut s'expliquer par l'hétérogénéité en surface et en profondeur. Il apparaît en particulier que R_x dépend généralement de I suivant une relation linéaire de la forme $R_x = K(I - I_f)$ dans laquelle K est un coefficient d'hétérogénéité caractérisant la distribution spatiale des perméabilités.

Ainsi conduit, l'examen systématique d'une centaine d'hydrogrammes expérimentaux obtenus sur différents types de parcelles a permis :

- 1) d'établir quelques méthodes générales d'analyse et d'interprétation des données,
- 2) de définir un nombre limité de paramètres synthétiques pratiquement mesurables qui suffisent à caractériser et à comparer entre eux les complexes sol - végétation étudiés,
- 3) d'évaluer l'importance des rôles souvent essentiels joués par l'hétérogénéité et la morphologie superficielles des sols,
- 4) d'envisager de nouveaux protocoles expérimentaux qu'il serait souhaitable de mettre en œuvre à l'avenir en vue de préciser certains points particuliers.

ABSTRACT

From the data obtained on experimental plots under simulated series of rainstorms with constant intensities, the author tries to inventory and define the main physical relationships between runoff characteristics and rainfall and environment parameters.

In a first step, the whole runoff and infiltration process is found to be composed of four phases. In each one of them, the effects of the various parameters are accurately analysed and their relative influences are quantified.

The first phase that occurs before runoff initiation (imbibition phase) is characterized by a rainfall intensity I_l (limit of runoff) and by P_i (initial rainfall). If the rainfall intensity I is less than I_l , the runoff does not occur. If it is greater, runoff begins when the rainfall height is upper than P_i , term equal to the amount of S_i , the constant value of surface detention, and P_p the rainfall to ponding. I_l and P_p values are both varying with initial soil moisture in its upper layer and this moisture may be approximately defined by the drying time t_a of the soil between the precedent rain and the studied one.

The relationships between P_p and t_a may be expressed rather easily by means of parameters depending on hydro-dynamical properties of soils and on evaporating capacity of the atmosphere. Values of these parameters are given by experimental measurements.

The analyse of the two transitory phases during which the runoff intensity is increasing (phase following the imbibition phase) or decreasing (recession phase occurring just after the end of the rain) is based upon the semi-empirical formula $D_m = A\sqrt{R}$, in which D_m is the mean depth of surface detention and A is a coefficient depending only on slope, length and roughness of the plot.

During the recession phase, it is easy to establish an analytical relationship of the runoff depletion if the preceding infiltration was in permanent regime (infiltration rate at its minimal constant value F_N) before the end of the rain. Nevertheless, when the soil is not plane (general case), to correctly fit the recession relationship on experimental hydrograph we need to multiply the infiltration rate F_N by a coefficient $\omega < 1$, because the infiltration process is not occurring on the whole plot.

It is also possible to set up the approximated equation $R(t)$ of the rising part of the hydrograph (increasing phase of runoff) in the special cases of impervious soil (no infiltration) or saturated soil (minimal infiltration F_N). On the contrary, in the general case when infiltration rate is decreasing, the shape characteristics of the experimental hydrograph could be used to define the parameters of the infiltration function (like the HORTON's one).

The permanent regime of runoff (third phase of the phenomena) is characterized by a constant rate R_x depending on rainfall intensity I and antecedent soil moisture. The influence of these two parameters is increasing with soil permeability and can be explained by the soil heterogeneity in upper and lower layers. For example, the relationship between R_x and I has a linear form such as : $R_x = K(I - I_l)$, in which K is a coefficient of heterogeneity showing the spatial repartition of surface soil permeabilities.

Following the above mentioned procedures, the systematical analysis of about one hundred experimental hydrographs observed on different kinds of plots has made possible :

- 1) to establish some general methods of data analysis,
- 2) to define a reduced number of synthetical parameters, easy to be measured, and sufficient to characterize and compare the different soils and vegetation systems,
- 3) to estimate the important papers of the heterogeneity and of the surface morphology of soils,
- 4) to consider some new experimental procedures that should be suitable to carry out in the future in order to improve the present results.

DÉFINITION DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISÉS

l et i	Longueur et pente topographique de la parcelle.	$W(t)$	Hauteur de la lame d'eau infiltrée cumulée.
t	Temps compté à partir du début de l'averse.	W_D et W_i	Hauteurs d'eau infiltrée aux temps t_D et t_i .
t_D	Instant d'apparition des flaques	W_f	Hauteur d'eau infiltrées entre les temps t_u et t_f .
t_i	Début du ruissellement.	$S(t)$	Hauteur de la lame d'eau stockée en surface par flaques.
t_u	Arrêt de la pluie.	S_i	Hauteur d'eau stockée en surface pendant la phase d'imbibition.
t_f	Arrêt du ruissellement.	S_m	Hauteur d'eau stockée en surface pendant la phase transitoire.
t_a	Durée de ressuyage entre deux averses successives.	D_m	Hauteur d'eau correspondant à la détention superficielle mobilisable.
$T (= t - t_i)$	Temps compté à partir du début du ruissellement.	D_r	Détention superficielle récupérable pour le ruissellement.
$\tau (= t - t_u)$	Temps compté à partir de l'arrêt de la pluie.	θ_s	Humidité volumique à saturation du sol en surface.
I	Intensité constante de la pluie.	θ_0	Humidité volumique du sol en surface au temps $t = 0$.
$I_{\mathcal{L}}$	Intensité de précipitation théorique, limite de ruissellement.	θ_r	Humidité volumique du sol en surface à la capacité de rétention.
$R(t)$	Intensité du ruissellement.	λ_1 et λ_2	Constantes de ressuyage du sol dans la tranche superficielle.
R_x	Valeur maximale de R en régime permanent.	$\omega(\tau)$	Rapport de la surface mouillée à la surface totale de la parcelle.
$F(t)$	Intensité de l'infiltration.	$f(x, y)$	Valeur de la capacité d'infiltration finale du sol au point de coordonnées x et y .
F_N	Valeur minimale de F en régime permanent.	$p(f)$	Fréquence au non dépassement de $f(x, y)$.
F_0 et F_1	Valeurs de F pour $t = 0$ et $t = t_1$.		
$P(t)$	Hauteur cumulée de précipitation.		
P_D	Pluie cumulée au temps t_D (pluie d'imbibition préalable).		
P_i	Pluie cumulée au temps t_i (pluie d'imbibition).		
P_u	Pluie cumulée au temps t_u (pluie utile).		
$L(t)$	Hauteur de la lame d'eau ruisselée cumulée.		

SOMMAIRE

Introduction

1. Description générale des processus observés — Définitions
2. La phase d'imbibition
 - 2.1. Facteurs en jeu
 - 2.2. Influence de l'état d'humectation initial
 - 2.2.1. Méthode directe
 - 2.2.2. Méthode indirecte
 - 2.3. Influence de l'intensité de la pluie
 - 2.4. Influence des autres facteurs
3. La phase de vidange
 - 3.1. Détention superficielle récupérable. Exploitation des données expérimentales et première approche de la loi de vidange

- 3.2. Détention superficielle mobilisable. Deuxième approche de la loi de vidange
 - 3.2.1. Cas des parcelles totalement imperméables
 - 3.2.2. Cas des parcelles perméables, mais planes
 - 3.2.3. Cas général :
 - Position du problème
 - Application aux données expérimentales
 - Présentation et critique de quelques résultats

- 4. *Le régime transitoire*
 - 4.1. Cas d'un sol homogène saturé
 - 4.1.1. Parcelle plane
 - 4.1.2. Parcelle à surface irrégulière
 - 4.2. Cas d'un sol non saturé
 - 4.2.1. L'intensité de la pluie est relativement élevée
 - 4.2.2. L'intensité de la pluie est relativement faible
 - 4.2.3. Application aux données expérimentales

- 5. *Le régime permanent*
 - 5.1. Les résultats expérimentaux
 - 5.2. Influence théorique de l'hétérogénéité en surface sur les intensités de ruissellement et d'infiltration en régime permanent
 - 5.2.1. Hypothèses de départ
 - 5.2.2. Effet intégrateur d'une parcelle — Cas général
 - 5.2.3. Application au cas d'une distribution uniforme continue
 - 5.2.4. Cas d'une distribution discontinue à lacune
 - 5.2.5. Hétérogénéité localisée et hétérogénéité diffuse

Conclusions

Bibliographie

INTRODUCTION

A l'issue de cinq campagnes de mesures sous pluies simulées menées de 1975 à 1977 dans des secteurs géographiques divers de l'Afrique de l'Ouest, un certain nombre de résultats encourageants ont été obtenus par l'équipe multidisciplinaire de l'ORSTOM en Côte d'Ivoire dans les domaines agronomique, pédologique et hydrologique. En ce qui concerne plus particulièrement l'étude de la susceptibilité des sols au ruissellement, un précédent article des *Cahiers ORSTOM*[1] a déjà montré, sur des exemples précis, de quelle façon des liaisons très significatives pouvaient être établies entre certaines caractéristiques du ruissellement et les paramètres conditionnels des averses et du milieu physique. Depuis lors, des tentatives de généralisation entreprises sur la base de données expérimentales beaucoup plus nombreuses ont fait apparaître quelques difficultés au niveau de l'interprétation lorsqu'il s'est agi de comparer entre eux les comportements de types de sols très divers : à ce stade, il convenait de ne retenir qu'un nombre aussi restreint que possible de paramètres globaux caractérisant au mieux les effets du complexe sol - végétation. Pour y parvenir, il a été nécessaire de pousser l'analyse plus à fond, afin de dégager les paramètres prépondérants du milieu et de l'averse dans chaque cas particulier et chacune des phases individualisées du processus général de ruissellement.

Le présent article fait le point des résultats encore fragmentaires auxquels a conduit cet effort de réflexion qui devrait déboucher sur une meilleure définition des objectifs à atteindre, des méthodes plus rigoureuses d'interprétation systématique des données et une amélioration des futurs protocoles d'essais.

Après avoir décrit dans leur ensemble les phénomènes généralement observés sous une averse d'intensité constante, on s'est proposé d'isoler et de définir les principales phases constituant le processus complet. Puis, en examinant des cas de figure de plus en plus complexes et en s'appuyant sur les données expérimentales, on a tenté de mettre en évidence et d'analyser les rôles des différents facteurs en jeu.

Les résultats partiels rassemblés ici, on doit le souligner, sont le fruit d'un important travail d'équipe qui n'aurait pu être mené à bien sans le concours des chercheurs et techniciens pédologues du Centre ORSTOM d'Adiopodoumé parmi lesquels il convient principalement de citer :

- Jean COLLINET pour la mise au point du simulateur de pluie et des protocoles d'essais, l'organisation de la plupart des campagnes de mesures, la participation au dépouillement et à l'interprétation des données.
- Eric ROOSE qui est à l'origine de la conception du programme de recherches et en a assuré le démarrage.
- Jean ASSELINE, principal artisan de la construction des appareils et responsable de leur mise en œuvre sur le terrain.

Il convient de mentionner également :

- Emmanuel NAAH et Christian VALENTIN, élèves hydrologue et pédologue de l'ORSTOM qui ont participé très activement à la réalisation de certaines campagnes.
- Jean-François BOIS et les techniciens du laboratoire de radio-isotopes du Centre d'Adiopodoumé grâce auxquels ont été rendues possibles les mesures neutroniques d'humidité du sol.

1. DESCRIPTION GÉNÉRALE DES PROCESSUS OBSERVÉS — DÉFINITIONS

Avec le dispositif expérimental utilisé qui a déjà été décrit dans un précédent article [1], la mesure du ruissellement résultant d'une averse à intensité constante est effectuée au voisinage immédiat de la bordure aval de petites parcelles ayant 10 m de longueur sur 5 de largeur. Etant donné ces faibles dimensions, on négligera par la suite les temps de transfert des points les plus éloignés de la parcelle à l'exutoire. En d'autres termes, on admettra qu'à un instant donné, le débit de ruissellement mesuré dans le canal collecteur est égal à la somme de tous les ruissellements ponctuels se produisant au même instant à la surface de la parcelle.

La figure 1 est la traduction graphique de ce qui est le plus généralement observé à l'exutoire.

Le temps t a été porté en abscisse avec pour origine l'instant correspondant au début de la pluie. En ordonnée sont portées en millimètres par heure, les variations d'intensité des différents termes du bilan de surface qui sont :

- La hauteur de pluie cumulée $P(t)$ à laquelle correspond l'intensité de pluie $I(t)$
- La lame d'eau ruisselée cumulée $L(t)$ à laquelle correspond l'intensité de ruissellement $R(t)$
- La lame d'eau infiltrée cumulée (Wt) à laquelle correspond l'intensité d'infiltration $F(t)$
- La lame d'eau stockée à la surface de la parcelle $S(t)$.

Ce dernier terme étant lui-même, comme on le verra, la somme de plusieurs autres, on n'affectera pas pour le moment de symbole particulier à l'intensité correspondante $\frac{dS}{dt}$.

Si l'intensité d'averse programmée est constante, en l'absence d'incidents tels que rafales de vent, défaillance d'une pompe, épuisement des réserves en eau et, d'une façon générale, toute cause susceptible de perturber le débit de l'appareil, le hétérogramme de l'averse simulée est représenté par un segment de droite d'ordonnée $I(t) = I$.

Quant à l'hydrogramme de ruissellement (en trait plein sur la figure 1), il est constitué, si l'averse est suffisamment longue, par quatre portions de courbe correspondant à des phases bien individualisées du processus : une phase d'imbibition ($R = 0$), une phase transitoire (R croissant), une phase de régime permanent (R constant) et une phase de vidange.

1.1. PHASE D'IMBIBITION

Du début de la pluie jusqu'au temps t_1 , on n'observe aucun ruissellement à l'exutoire. C'est ce qu'il est convenu d'appeler la phase d'imbibition. Durant les premiers temps de cette phase, l'intensité potentielle d'infiltration de la parcelle est en tous points supérieure à l'intensité de la pluie qui parvient au sol. Si l'on néglige la hauteur de précipitation interceptée par la végétation et qui figure pour mémoire (Int) sur le graphique, l'infiltration est totale.

Il arrive cependant un moment que l'on désigne d'ordinaire par t_p , (time to ponding), où la capacité d'infiltration ayant décroché, elle devient localement inférieure à l'intensité de la pluie. Dans le cas général, la surface du sol n'étant pas absolument plane, l'excès d'eau reste sur place et sert au remplissage des cuvettes formées par les dépressions.

En rapportant à la superficie de la parcelle le volume d'eau retenu par les flaques, on définit une hauteur moyenne $S(t)$ mentionnée plus haut et qui représente le stockage superficiel immobilisé.

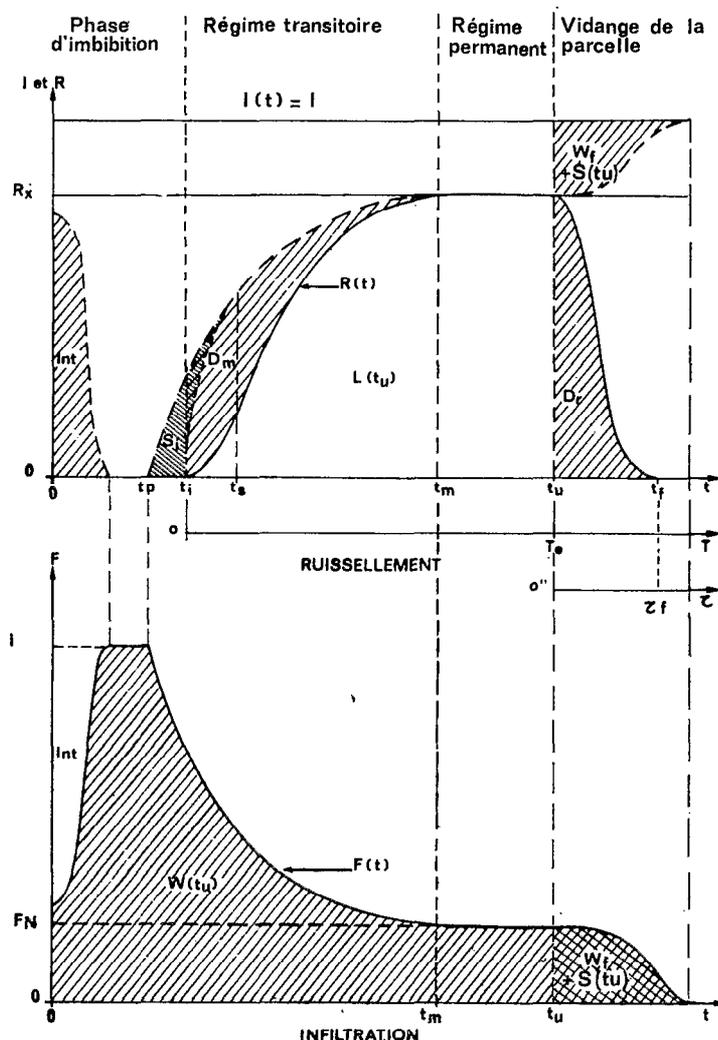


Fig. 1 et 2. — Ruissellement et infiltration sous intensité d'averse constante

Par la suite, on utilisera les notations suivantes pour désigner les hauteurs des différentes lames d'eau que l'on a besoin de prendre en considération :

- la hauteur totale de pluie d'imbibition $P_i = P(t_i)$
- la hauteur de pluie d'imbibition préliminaire ou préalable, $P_p = P(t_p)$
- la hauteur de la lame d'eau stockée à l'apparition du ruissellement, $S_i = S(t_i)$
- les hauteurs d'eau W_i et W_p qui ont en moyenne pénétré dans le sol aux temps respectifs t_i et t_p .

On notera toutefois que les cinq quantités ainsi définies peuvent être réduites à trois, car on a bien évidemment les relations :

$$P_p = W_p$$

et

$$P_i = W_i + S_i$$

1.2. RÉGIME TRANSITOIRE

Au temps t_i , quelques flaques commencent à déborder, de l'eau se met en mouvement et parvient à l'exutoire, le ruissellement se déclenche.

La portion d'hydrogramme correspondant à cette phase affecte la forme d'un S aux courbures plus ou moins accentuées qui traduit un régime transitoire. Les valeurs prises par l'intensité de ruissellement résultent en effet de la superposition de trois phénomènes variables :

- diminution continue de l'intensité d'infiltration,
- augmentation de la hauteur moyenne de la lame d'eau en mouvement à la surface de la parcelle (détention superficielle mobilisable D_m),
- augmentation jusqu'au temps t_s du stockage S par les flaques incomplètement remplies lorsque le ruissellement s'est localement déclenché. Au-delà du temps t_s , à moins que la parcelle ne comporte des dépressions très accusées dans lesquelles le niveau de remplissage se stabilise sans débordement, la totalité de la surface participe au ruissellement.

Compte tenu de ce qui précède, si l'on admet que les temps de transport sont négligeables, l'équation de continuité relative au bilan s'écrit simplement dans le cas général :

$$P(t) - L(t) - W(t) - D_m(t) - S(t) = 0 \quad (1),$$

soit encore en dérivant :

$$I - R(t) - F(t) - \frac{dD_m}{dt} - \frac{dS}{dt} = 0 \quad (2)$$

Moyennant certaines hypothèses, on sera conduit plus loin à donner une formulation mathématique de $L(t)$ ou de $R(t)$ dans quelques cas particuliers. Il sera alors pratique de prendre comme nouvelle origine des temps le début du ruissellement, c'est-à-dire de définir un temps efficace

$$T = t - t_i$$

et une durée d'averse efficace

$$T_e = t_u - t_i$$

(voir figure 1)

1.3. RÉGIME PERMANENT

À partir d'un temps t_m qui marque la fin du régime transitoire, on assiste à l'établissement d'un régime quasi permanent pour l'infiltration qui atteint une valeur minimale F_N . Ceci se traduit sur l'hydrogramme par un palier de ruissellement se poursuivant jusqu'à l'arrêt de la pluie. On désignera par le symbole R_x cette valeur maximale du ruissellement et l'on a bien évidemment pour $t > t_m$:

$$R(t) = R_x = I - F_N$$

et

$$L(t) = L(t_m) + (I - F_N)(t - t_m)$$

cette dernière relation montrant que la lame d'eau ruisselée devient une fonction linéaire du temps et de la hauteur de pluie.

1.4. PHASE DE VIDANGE

Au-delà de l'instant t_u qui marque l'arrêt de la pluie, le ruissellement décroît progressivement pour s'annuler au temps t_f . Il s'agit là de la phase de vidange des réserves superficielles mobilisables pour le ruissellement. À chaque instant la diminution de ces réserves se partage entre ruissellement et infiltration selon l'équation (2) dans laquelle on doit bien entendu annuler le terme $I(t)$. Quant à la quantité d'eau qui s'écoule hors de la parcelle pendant la durée totale de la vidange, elle est donnée par l'équation (1) qui devient :

$$L(t_f) - L(t_u) = D_m(t_u) + S(t_u) - S(t_f) + W(t_u) - W(t_f),$$

soit en désignant par D_r (détention superficielle récupérable pour le ruissellement) la hauteur de la lame d'eau qui s'écoule après l'arrêt de la pluie et par W_f celle qui s'infiltré entre les instants t_u et t_f :

$$D_r = D_m + S(t_u) - S(t_f) - W_f \quad (3)$$

Notons également ici que pour établir ultérieurement une expression de cette loi de vidange, il sera pratique de prendre l'instant t_u comme nouvelle origine et de définir un temps de vidange

$$\tau = t - t_u,$$

ainsi qu'une durée de vidange

$$\tau_f = t_f - t_u$$

Les quatre phases qui viennent d'être inventoriées et décrites seront successivement analysées dans ce qui suit. Pour cela on sera parfois conduit à examiner des cas de figure simplifiés correspondant à des sols imperméables, plans, homogènes, uniformes. Si les adjectifs « imperméable » et « plan » sont suffisamment explicites, il semble en revanche utile de préciser que l'on entend ici par « homogène » un sol dont la capacité d'infiltration est la même en tous les points de la parcelle pour un état donné d'humectation. Le sol sera en outre uniforme si ses propriétés de conductivité hydraulique sont indépendantes de la profondeur (par opposition aux sols constitués d'un empilement d'horizons de propriétés différentes). La condition d'uniformité étant fréquemment approchée dans les cas réels, sauf mention contraire, on la supposera implicitement remplie. Quant aux trois autres conditions, on ne les rencontre pratiquement jamais, mais il sera fructueux de les envisager de façon théorique pour mettre en évidence les effets de certains facteurs qui, dans les cas réels, n'apparaissent pas de façon suffisamment nette.

2. LA PHASE D'IMBIBITION

Elle est globalement caractérisée par la hauteur de pluie P_i absorbée par la parcelle sous différentes formes avant l'apparition du ruissellement. La valeur de P_i est d'ailleurs la seule, parmi celles de tous les termes définis pour cette phase, qui puisse être déterminée expérimentalement de façon directe et précise. On notera qu'elle correspond, à l'échelle de la parcelle, à la notion de « précipitation limite de ruissellement » fréquemment utilisée en hydrologie, et, étant donné son intérêt, on se proposera tout d'abord de dresser une liste aussi complète que possible des facteurs dont elle dépend. On essaiera ensuite de dégager une méthode d'étude directe de certains de ces facteurs à partir des données expérimentales.

2.1. LES FACTEURS EN JEU

On a pu constater à l'examen de la figure 1 que, sans parler de l'interception par la végétation, P_i est la somme de trois termes correspondant à des modes de stockage distincts.

- 1) Le terme $P_p = W_p$ représente la hauteur de précipitation qui s'est infiltrée totalement et sans submersion, donc avec une intensité constante et égale à celle de la pluie. On notera en outre que la valeur de P_p se confond avec celle de P_i dans le cas d'un sol plan et homogène. Ce cas théorique se prêtant d'ailleurs bien à des mesures de laboratoire sur colonnes, il a été étudié par de très nombreux chercheurs qui, moyennant des hypothèses simplificatrices plus ou moins importantes, ont tous donné des expressions analytiques de P_p à partir des formules d'infiltration obtenues.

A titre d'exemple, on rappellera celle qui a été récemment établie par H. J. MORELL-SEYTOUX [2] après que le problème de l'infiltration sur sol homogène ait été traité dans l'optique réaliste d'un écoulement biphasique air-eau. Moyennant l'hypothèse principale d'une teneur en eau initiale uniforme dans la zone superficielle intéressée par les premiers temps de l'infiltration, cet auteur parvient au résultat suivant :

$$P_p = \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) \cdot H_c (\tilde{\theta} - \theta_i)}{1 - f_i} \cdot \left[e^{\frac{1}{\beta r^* - 1}} - 1 \right] \quad (4)$$

expression dans laquelle,

$\tilde{\theta}$ est la teneur en eau à saturation du sol,

θ_i la teneur en eau en début d'averse que l'on désignera plus loin par θ_0 ,

H_c une pression capillaire effective, exprimée en hauteur d'eau et ne dépendant que de la teneur en eau θ_i ,

f_i est également une fonction de la teneur en eau initiale et sa forme est liée aux perméabilités relatives à l'eau et à l'air du sol considéré. Cette fonction prend toutefois les valeurs nulles ou pratiquement nulles, sauf pour des teneurs en eau élevées, proches de la saturation,

r^* est défini par l'auteur comme étant le rapport de l'intensité de la pluie à la conductivité hydraulique du sol à saturation,

β est un facteur correctif, fonction de θ_i et caractérisant l'effet de résistance visqueuse de l'air.

Cette formule a été retenue, car elle met clairement en évidence les deux facteurs qui, indépendamment de la nature du sol, doivent théoriquement agir sur la hauteur de pluie d'imbibition préalable : ce sont d'une part l'intensité de la pluie et d'autre part l'état d'humectation initial en surface. En effet, P_p apparaît comme étant une fonction décroissante de l'intensité, sa valeur devenant théoriquement infinie pour des valeurs du taux de pluie normalisé (r^*) inférieures à $1/\beta$, limite au-dessous de laquelle il ne peut y avoir ruissellement. Ce dernier point est, comme on le verra, tout à fait conforme aux conclusions que l'on peut logiquement tirer des essais. Quant à la décroissance de P_p avec I , on notera qu'elle avait déjà été mise en évidence expérimentalement, il y a une douzaine d'années, par Ch. RIOU [3].

En ce qui concerne le rôle de l'état d'humectation initial, bien qu'intervenant de façon apparemment complexe, il se situe essentiellement au niveau du facteur de remplissage ($\theta_s - \theta_i$), car la fonction f_i est presque toujours nulle et le facteur H_c quasiment indépendant de l'humidité initiale dans une plage de variation étendue de celle-ci.

Il convient de remarquer enfin que l'on parvient à des conclusions très voisines à partir de la formule simplifiée du type Green-Ampt utilisée par certains chercheurs américains du ARS [4] :

$$P_p = K_s Y \cdot (\theta_s - \theta_i) / (I - K_s) \quad (5)$$

où θ_s , θ_i , K_s , Y et I représentent ici successivement l'humidité à saturation, l'humidité initiale, la conductivité hydraulique à saturation, la pression capillaire en tête du front d'humectation et l'intensité de la pluie.

2) Le second terme à considérer est la hauteur de la lame d'eau S_i immobilisée sous forme de flaques au temps t_i (détention de surface définitive). Elle dépend à la fois de l'étendue, de la profondeur et de la disposition des dépressions topographiques du sol. Dans le cas de parcelles rigoureusement planes, cette quantité atteint une valeur minimale qui ne dépend plus que de la nature du matériau de surface, car les agents de détention définitive se réduisent alors aux seules forces de tension superficielle. Cette valeur minimale, on le montrera un peu plus loin, peut être évaluée à quelques dixièmes de millimètres.

3) Il faut également tenir compte de la hauteur d'eau ($W_i - W_p$) qui s'infiltré entre l'instant où les flaques commencent à se former et celui où elles commencent à déborder (infiltration sous submersion partielle). C'est un terme complexe, dépendant essentiellement, comme le précédent, de la morphologie superficielle. Il est évidemment nul pour une surface soigneusement aplanie, mais peut atteindre plusieurs dizaines de millimètres dans le cas de sols préalablement soumis à des pratiques culturales telles que les billonnages cloisonnés ou les labours isohypses.

Signalons enfin qu'à ces trois termes, il convient d'ajouter une hauteur d'eau S_r qui n'a rien à voir avec les systèmes physiques naturels étudiés, mais dépend du dispositif de mesures utilisé. Cette hauteur d'eau parasite correspond au retard introduit par ce dernier, c'est-à-dire au temps nécessaire aux premiers écoulements pour parvenir de la bordure aval de la parcelle jusqu'à la cuve de mesure des débits. Des essais de pluies simulées à intensités diverses sur des parcelles imperméabilisées ont permis l'étude de ce retard qui varie comme le montre la figure 3 entre 20 et 40 s pour les intensités usuelles. Sous 60 mm/h la correction correspondante à effectuer sur P_i est d'environ 0,4 mm et la valeur limite $S_r = 0,24$ mm obtenue graphiquement doit être attribuée à l'effet des forces de tension superficielle.

Deux remarques d'ordre pratique sont à faire au sujet de la courbe de correction (3.b) : on a pu constater à l'issue d'une étude méthodologique que la pente moyenne de cette courbe dépendait du dispositif de mesure et qu'elle augmentait en particulier avec la longueur du canal collecteur. Il en résulte qu'on a tout intérêt à choisir cette dernière la plus courte possible et à ne pas la modifier pour éviter d'avoir sans cesse à établir de nouvelles courbes de correction. D'autre part, ces courbes étant construites à partir de mesures réalisées sur parcelles artificiellement imperméabilisées, il est probable que les corrections auxquelles elles conduisent ne sont pas rigoureusement applicables aux cas naturels dans lesquels le ruissellement n'apparaît pas aussi brutalement. Toutefois, elles sont adoptées, faute de mieux, pour évaluer la correction de retard sur les valeurs expérimentales de P_i selon la relation :

$$P_i \text{ corrigé} = P_i \text{ mesuré} - (S_r - S_{r_0}) \quad (6)$$

2.2. INFLUENCE DE L'ÉTAT D'HUMECTATION INITIAL

L'inventaire auquel on vient de procéder permet d'écrire :

$$P_i \text{ (corrigé)} = P_p + S_i + (W_i - W_p) \quad (7)$$

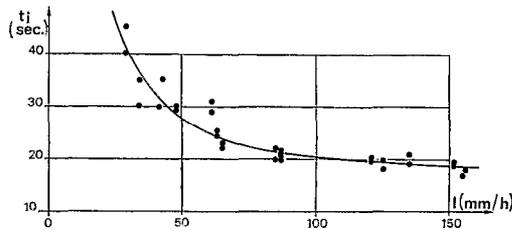


Fig. 3 a

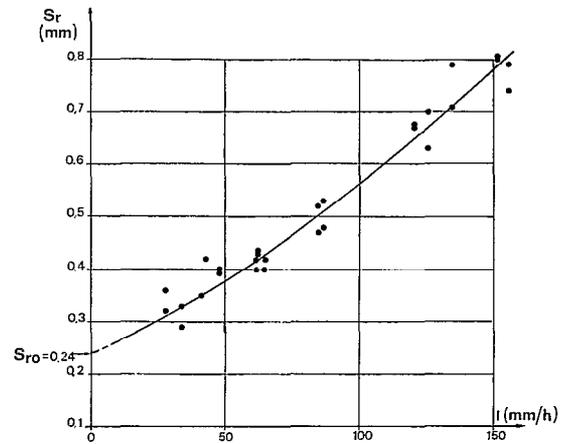


Fig. 3 b

Fig. 3. — Durées et hauteurs de pluie d'imbibition observées sur parcelles imperméables

D'autre part, d'après les formules (4) et (5), pour une intensité d'averse déterminée, on peut poser que :

$$P_p = C (I) \cdot (\theta_s - \theta_0) \quad (8)$$

en désignant respectivement par θ_s et θ_0 les humidités du sol à saturation et au début de la pluie, C étant un coefficient pratiquement indépendant de θ_0 .

En explicitant P_p par cette dernière relation et en regroupant les autres termes sous le symbole H_i , on obtient :

$$P_i = C (\theta_s - \theta_0) + H_i \quad (9)$$

où le terme H_i ne dépend pratiquement pas non plus de l'état d'humectation initial pour des sols à peu près plans.

C'est cette relation qu'on se propose de vérifier à l'aide des données expérimentales, et pour cette étude, deux méthodes différentes peuvent être mises en œuvre suivant le milieu expérimental avec lequel on a affaire et, également, selon le matériel dont on dispose au cours d'une campagne.

2.2.1. Méthode directe

Elle consiste à mesurer directement l'humidité volumique du sol avant chaque averse en des points pouvant être considérés comme représentatifs de l'ensemble de la parcelle. C'est d'ailleurs là que réside toute la difficulté car après avoir effectué des centaines de mesures de ce genre on est très conscient du fait que l'état d'humectation superficiel d'une certaine étendue de sol ne peut être caractérisé que par un champ dont les valeurs ponctuelles aléatoires sont d'autant plus dispersées que la surface étudiée est plus vaste [9]. Pour cette raison on a dû abandonner les méthodes par prélèvements et pesées, qui présentent en outre l'inconvénient d'être destructrices, au profit de méthodes répétitives telles que mesures neutroniques ou chocs thermiques.

Il apparaît cependant sur l'exemple des parcelles d'Adiopodoumé [1] que mise en œuvre sur des sols sableux relativement homogènes, la méthode directe peut conduire à des résultats assez cohérents.

Le tableau I fournit les pluies d'imbibition P_i et les déficits initiaux en humidité volumique $(\theta_s - \theta_0)$ pour chacune des pluies simulées effectuées sur un ensemble de six parcelles. Ces parcelles planes sont constituées du même sol sableux, mais présentent trois pentes différentes (4, 7 et 20%). Pour chaque pente, on dispose d'une première parcelle (n° 2, 5 et 9) dépourvue de végétation et d'une deuxième (n° 1, 6 et 10) traitée en plantation d'ananas sur résidus de culture brûlés. Ces six parcelles ayant été équipées chacune d'un tube pour humidimètre à neutrons, sauf incident, on a pu établir un profil d'humidité avant et immédiatement après chaque averse. Les profils à saturation ont été obtenus en traçant la courbe enveloppe de tous les profils observés à l'arrêt des averses.

Les valeurs fournies pour P_i ont été corrigées selon la relation [6]. Quant à celles de $(\theta_s - \theta_0)$, il faut préciser qu'elles sont relatives à la profondeur 20 cm, l'expérience ayant montré que, dans ce cas particulier, la précision des mesures était mauvaise au-dessus de ce niveau. Les profils initiaux n'étant que très rarement uniformes, il est

TABLEAU I
PLUIES D'IMBIBITION ET DÉFICITS HYDRIQUES
A SATURATION SUR QUELQUES PARCELLES D'ADIPODOUMÉ
(COTE D'IVOIRE)

Pente topographique	4%				7%				20%			
	1 Cultivée		2 Sol nu		5 Sol nu		6 Cultivée		9 Sol nu		10 Cultivée	
N ^o de parcelle et traitement	P_i (mm)	$\theta_s - \theta_0$ (%)	P_i (mm)	$\theta_s - \theta_0$ (%)								
N ^o d'averse												
1	10,1	(13,5)	—	—	—	—	15,9	(7,5)	—	—	4,0	11,6
2	4,8	10,0	1,9	8,8	1,5	6,5	5,4	3,5	1,4	8,0	3,4	9,1
3	4,8	—	1,6	—	1,0	4,1	3,1	—	1,3	3,2	1,6	3,3
4	5,3	—	1,6	2,2	1,1	4,1	4,2	2,3	1,2	4,5	2,9	5,4
5	8,9	15,4	3,4	12,4	3,2	10,5	7,6	7,7	5,9	10,9	5,9	11,3
6	6,9	9,6	1,6	9,4	1,5	6,8	4,2	5,4	2,1	7,5	3,3	7,0
7	4,3	8,5	1,0	5,9	1,0	4,2	2,6	7,5	1,1	4,3	1,8	6,7
8	8,7	13,9	2,8	12,2	1,6	6,5	5,3	7,0	3,6	10,4	3,6	9,1
9	6,5	11,5	0,8	—	1,1	5,4	4,0	5,6	1,7	4,3	2,5	6,7
10	8,8	11,6	2,1	11,9	2,7	10,4	7,1	(7,0)	3,7	10,9	3,2	5,3
11	6,2	7,4	0,9	8,4	1,3	6,4	4,2	4,4	2,0	8,3	2,8	7,2
12	4,9	1,9	0,9	6,8	0,9	3,2	3,4	5,5	1,4	3,2	2,3	5,8
13	5,4	2,8	0,6	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—

certain que la valeur de l'humidité en surface est approchée de façon assez grossière par celle qui est mesurée à 20 cm, mais malgré cela, à l'exception de la parcelle 6 sur laquelle les résultats sont totalement incohérents, les graphiques numérotés (4) et (5) montrent qu'il existe effectivement une régression linéaire entre P_i et $(\theta_s - \theta_0)$.

Sous réserve que les emplacements des tubes aient été représentatifs, il semble en outre que le coefficient C (pente des droites de régression) diminue légèrement avec la pente topographique et augmente sous l'effet du couvert végétal. Quant au terme H_1 (ordonnée à l'origine), comme il fallait s'y attendre, il est nul sur les sols plans dénudés mais peut être évalué à 1 ou 2 mm sur les parcelles cultivées (interception).

2.2.2. Méthode indirecte

Elle fait appel au paramètre t_a qui désigne l'intervalle de temps en heures séparant le début de l'averse étudiée de la fin de l'averse précédente. Cette durée de ressuyage du sol dont dépendent évidemment les valeurs de θ_0 est d'un emploi fréquent en hydrologie analytique, car elle permet de caractériser commodément à l'aide d'un seul indice global l'état du champ d'humectation d'une zone plus ou moins étendue et hétérogène, dont il ne pourrait être autrement rendu compte que par un nombre prohibitif de profils ponctuels d'humidité.

Si l'on se souvient que les relations (4) et (5) ont été établies à partir d'observations de laboratoire portant sur des colonnes de sols homogènes, il est permis d'avoir également quelques doutes sur l'efficacité de la méthode directe qui vient d'être présentée lorsqu'on l'applique à une parcelle de 50 m². En effet, malgré toutes les précautions prises pour le choix des sites, les sols testés au champ peuvent être éminemment hétérogènes (présence de gravillons ou de végétation) et ne présentent en tout cas qu'un caractère d'homogénéité très éloigné de ceux des sols de laboratoire. En admettant même que le matériau constituant le sol de la parcelle ait une texture bien homogène, on ne peut éviter les causes structurales d'hétérogénéité qui sont multiples à cette échelle dans l'horizon de surface : œuvre sélective des agents érosifs, résidus de croûtes et pellicules de battance, témoins d'anciens travaux culturaux, traces d'activité biologique, tassements localisés sous le passage d'animaux, etc. Ces divers agents ont eu des actions spatialement aléatoires qui se traduisent forcément par une forte dispersion au niveau des mesures ponctuelles d'humidité. Lorsqu'on cherche à appliquer ou à vérifier au champ des formules telles que (4) ou (5), il faudrait disposer des valeurs moyennes de θ_s et de θ_0 , ce qui est pratiquement irréalisable. Présenté sous cet éclairage, un paramètre intégrateur comme t_a semble donc a priori plus avantageux.

La méthode proposée est basée sur les relations existant entre l'humidité initiale θ_0 et la durée de la phase de ressuyage du sol qui a précédé l'averse que l'on étudie.

L'expérience montre en effet qu'après l'arrêt d'un arrosage, l'humidité de la tranche superficielle d'un sol décroît en deux temps : on assiste à une décroissance très rapide qui correspond à la vidange des pores les plus gros,

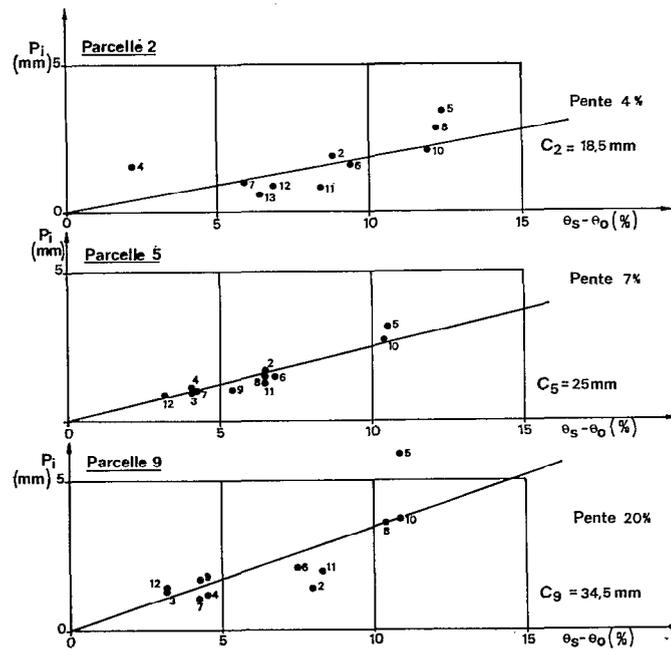


Fig. 4. — Pluies d'imbibition sur sol nu (Adiopodoumé)

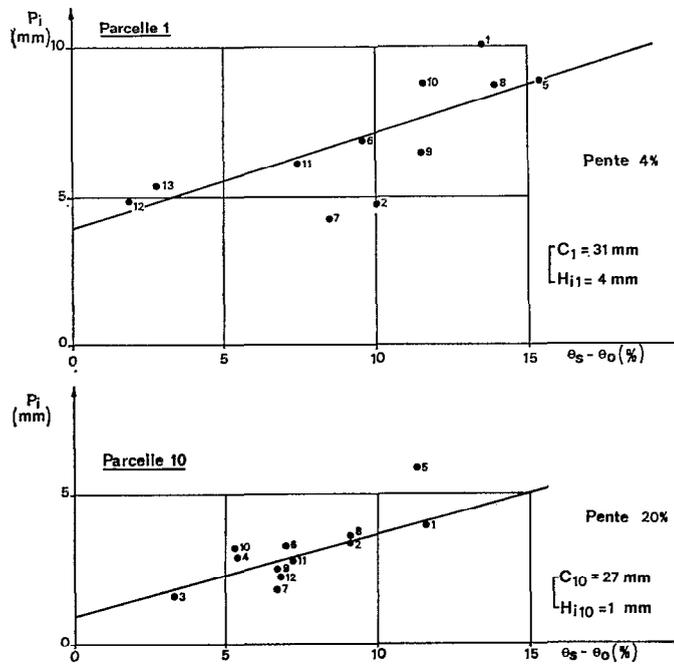


Fig. 5. — Pluies d'imbibition sur plantation d'ananas (brûlés) Adiopodoumé

sui vie au bout de quelques heures d'une décroissance beaucoup plus lente. Ces processus sont bien connus et nous les avons nous-même observés à l'occasion des essais sous pluie simulée (fig. 6). Comme l'avaient déjà constaté P. POURRUT et P. MOUTONNET [20] sur des sols de Madagascar ainsi que J. MARCESSE [5, 6], pour les sols de Cadarache, on peut voir sur les graphiques de la figure 6 que les cinétiques successives ont des formes exponentielles, les relations entre le taux d'humidité et la durée du ressuyage pouvant s'écrire :

$$\theta = \theta_1 e^{-\lambda_1 t} \text{ pour la cinétique rapide et}$$

$$\theta = \theta_2 e^{-\lambda_2 t} \text{ pour la cinétique lente, } \theta_1 \text{ et } \theta_2 \text{ étant les taux d'humidité à l'origine et } \lambda_1 \text{ et } \lambda_2 \text{ des constantes de ressuyage.}$$

Comme J. MARCESSE on conviendra que θ_2 peut correspondre à la définition de l'humidité θ_r à la capacité de rétention du sol et on admettra d'autre part qu'à l'arrêt d'une averse ayant donné lieu à du ruissellement, l'humidité moyenne de la tranche superficielle est très voisine de l'humidité moyenne à saturation, ce qui permet de poser $\theta_1 = \theta_s$. Il est certain qu'on effectue là une approximation assez grossière, car il semble d'après les observations de laboratoire que les valeurs atteintes théoriquement par l'humidité en fin d'averse dépendent à la fois de l'humidité initiale et de l'intensité de la pluie et que, s'il n'y a pas eu submersion complète, les valeurs finales peuvent être sensiblement inférieures à θ_s . Cependant les sols tropicaux avec lesquels on a eu jusqu'à présent affaire, principalement en régions arides, sont dans l'ensemble assez peu perméables et, de surcroît, sujets à la formation de croûtes, par conséquent les essais ont la plupart du temps donné lieu à une submersion quasi totale, ce qui a entraîné à peu de choses près la saturation de la couche superficielle.

Moyennant ces conventions, la relation (9) devient :

pour $\theta > \theta_r$:
$$P_i - H_i = C \theta_s (1 - e^{-\lambda_1 t_a}) \tag{10}$$

et pour $\theta < \theta_r$:
$$P_i - H_i = C \theta_r (1 - e^{-\lambda_2 t_a}) + C (\theta_s - \theta_r) \tag{11}$$

Dans ces expressions, les paramètres inconnus H_i , $C \theta_s$, $C \theta_r$, λ_1 et λ_2 peuvent être déterminés simplement à partir des données expérimentales à condition que l'on ait prévu la réalisation d'essais dans des conditions extrêmes de sécheresse et d'humectation des parcelles. En effet, si l'on examine les résultats relatifs aux dernières averses d'une séquence d'essais très rapprochés, t_a est voisin de zéro et la pluie d'imbibition atteint d'après (10) la limite $P_i(0) = H_i$ qui peut être ainsi aisément évaluée. Inversement, si l'on considère la première averse du protocole, le sol n'ayant pas été humecté pendant une durée que l'on peut considérer comme infinie (fin de saison sèche), on obtient d'après (11) :

$$P_i(\infty) - P_i(0) = C \theta_s \tag{12}$$

D'autre part, d'après ce qui précède la relation (10) peut s'écrire :

$$e^{-\lambda_1 t_a} = 1 - \frac{P_i(t_a) - P_i(0)}{C \theta_s} = \frac{P_i(\infty) - P_i(t_a)}{C \theta_s}$$

ou encore :

$$-\lambda_1 t_a = \text{Log} [P_i(\infty) - P_i(t_a)] - \text{Log} C \theta_s \tag{13}$$

De la même façon, on obtient à partir de la relation (11) :

$$-\lambda_2 t_a = \text{Log} [P_i(\infty) - P_i(t_a)] - \text{Log} C \theta_r \tag{14}$$

Ces deux dernières relations montrent que le problème de la détermination des trois paramètres λ_1 , λ_2 et $C \theta_r$ peut être résolu graphiquement par construction de la courbe de régression :

$$\varphi(t_a) = \text{Log} [P_i(\infty) - P_i(t_a)]$$

On doit en effet obtenir sur cette courbe un premier segment de droite, correspondant aux plus faibles valeurs de t_a , d'équation :

$$\varphi 1 = -\lambda_1 t_a + \text{Log} C \theta_s \tag{15}$$

dont la pente permet d'obtenir λ_1 .

Pour les valeurs plus élevées de t_a , les points s'alignent sur une demi-droite d'équation

$$\varphi 2 = -\lambda_2 t_a + \text{Log} C \theta_r \tag{16}$$

dont la pente et l'ordonnée à l'origine permettent d'extraire les valeurs de λ_2 et de $C \theta_r$.

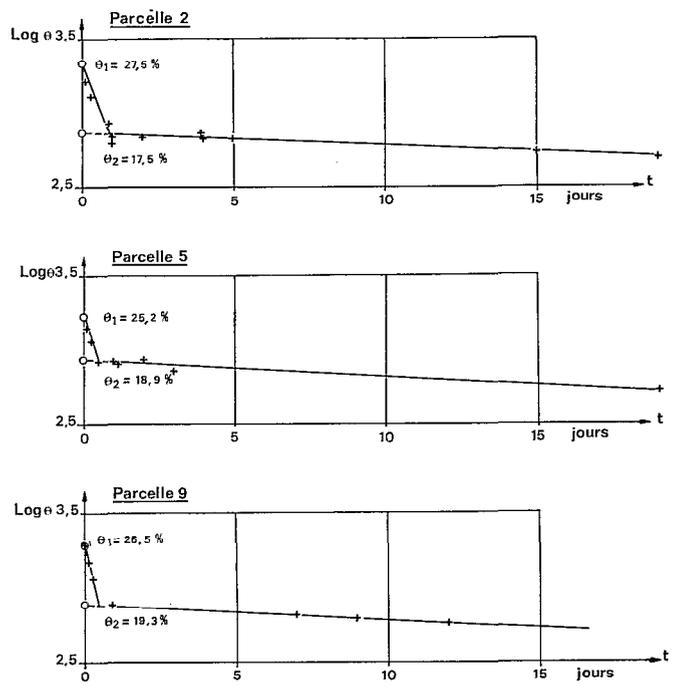


Fig. 6. — Parcelles d'Adiopodoumé. Courbes de ressuyage à la profondeur 20 cm

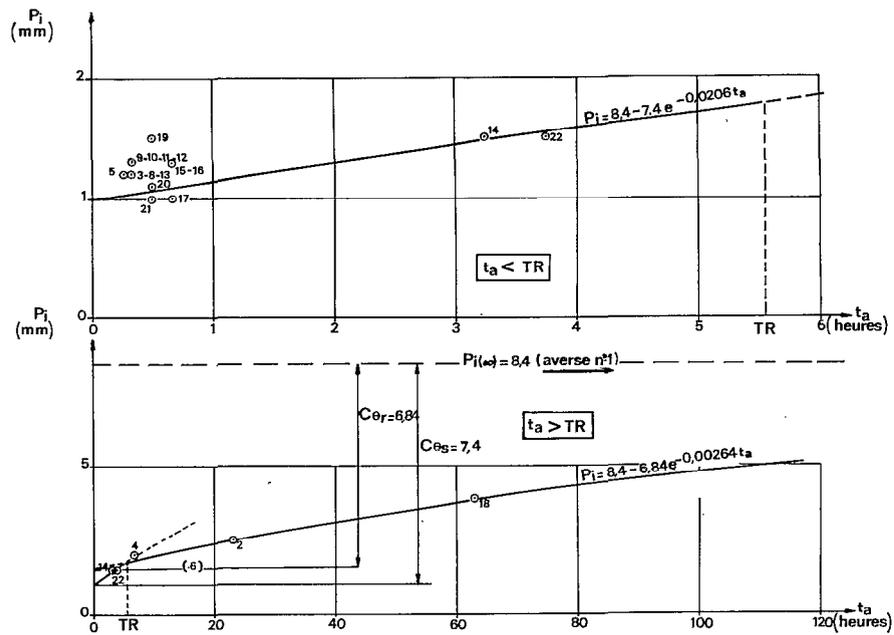


Fig. 7. — Parcelle PNI-13-1 (Haute-Volta).
 Variation de la pluie d'imbibition

On notera que l'intersection des deux droites (15) et (16) fournit également la durée moyenne TR de la cinétique rapide, soit en faisant $\varphi_1 = \varphi_2$:

$$TR = \frac{1}{\lambda_1 - \lambda_2} \text{Log} \frac{C \theta_s}{C \theta_r}$$

Cette méthode a permis d'analyser avec succès certaines séries d'essais pour lesquelles on ne disposait pas de mesures directes régulières d'humidité volumique. On trouvera en figure (7) un exemple relatif à un sol argilo-sableux de Haute-Volta à propos duquel deux remarques de portée générale doivent être faites.

- 1) Pour les faibles valeurs de t_a , inférieures à une ou deux heures, les valeurs correspondantes de P_1 sont toujours relativement dispersées, ce qui confirme le fait que pour des humidités initiales proches de la saturation, la relation (9) est en défaut. Il ne faut pas s'en étonner si l'on se souvient des hypothèses faites à l'établissement de la formule (4) :
 - uniformité du profil hydrique au voisinage de la surface,
 - fonction f_0 quasi nulle,
 - pression capillaire H_c indépendante de la teneur en eau θ_0 .

En effet, la première hypothèse est en défaut dans les premiers temps du ressuyage puisque c'est précisément à ce moment que le gradient vertical d'humidité prend les valeurs les plus élevées en surface. Quant aux deux autres hypothèses, nous savions déjà qu'elles n'étaient plus valables aux fortes teneurs en eau.

- 2) Le point n° 6 porté entre parenthèses sur la figure (7) est nettement situé en dessous de la courbe correspondant au ressuyage lent. C'est une tendance qui a été observée presque systématiquement pour les sols nus testés en Haute-Volta chaque fois que les ressuyages ont eu lieu pendant la nuit ou en dehors des heures les plus chaudes de la journée. On peut en déduire que les « constantes » λ_1 et surtout λ_2 ne sont pas de pures caractéristiques pédologiques, mais qu'elles rendent compte en fait des effets combinés de la redistribution de l'eau vers les horizons inférieurs et de la reprise évaporatoire ascendante [7] qui était particulièrement intense à l'époque où les essais ont été réalisés [8]. Il est donc probable que λ_2 est sous la dépendance des caractères climatiques locaux ou saisonniers et l'on doit s'attendre en régions tropicales sèches à observer des relations $P_1(t_a)$ assez différentes selon l'époque de l'année où l'on opère.

2.3. INFLUENCE DE L'INTENSITÉ DE LA PLUIE

Les mesures effectuées par l'équipe d'Adiopodoumé ayant présenté jusqu'à présent un caractère d'études régionales extensives, il n'a pas été possible de traiter à fond ni même parfois d'aborder certains problèmes précis en raison des durées limitées imposées aux missions. L'influence de l'intensité sur la hauteur de pluie d'imbibition fait malheureusement partie de ces sujets qui ont été négligés faute de temps.

La plupart des essais ont été réalisés sous une intensité standard de 60 mm/h, les averses à intensités autres ayant été presque toujours reportées en fin de protocole. Le sol étant alors très imbibé et les résultats insuffisamment nombreux, il est très difficile de déceler des écarts significatifs sur les valeurs de P_1 obtenues avec différentes intensités, surtout lorsque les sols sont peu perméables.

Si l'on se reporte à la relation (5), on constate en effet que les écarts ΔP_p correspondant à des variations données d'intensité ΔI sont d'autant moins importants que la valeur de $K_s(\theta_s - \theta_i)$ est plus faible et, en pratique, dans la gamme des intensités dont on dispose, les valeurs de $\frac{\Delta P_1}{P_1}$ obtenues sont généralement inférieures à la précision des mesures lorsque $\theta_s - \theta_i < 10\%$ et $K_s < 5$ mm/h.

Pour qu'elle débouche sur des résultats concluants, l'étude de l'influence de l'intensité sur une parcelle nécessite donc d'assez longs temps de ressuyage entre essais successifs, ce qui est souvent incompatible avec les délais dont on peut raisonnablement disposer pour une mission de terrain ; c'est pourquoi une autre solution envisageable consisterait à tester autant de parcelles que d'intensités. Dans cette éventualité, il faudrait cependant s'assurer au préalable que les sols de toutes les parcelles réagissent bien de la même façon dans des conditions expérimentales identiques et, pour cela, mettre en œuvre une série d'essais de contrôle, puis attendre un ressuyage convenable.

Comme on voit, l'étude systématique se heurte à bien des complications; toutefois, il convient de mentionner un type d'expérimentation qui mérite d'être inclus chaque fois que possible dans le protocole de routine, car il donne sans beaucoup de mal des renseignements fort importants : il consiste à diminuer brusquement l'intensité de l'arrosage en abaissant la pression d'admission à l'entrée de l'appareil lorsqu'on est certain qu'un palier de ruissellement inférieur à 10 ou 15 mm/h a été atteint. Par cette manœuvre, on a des chances d'observer la disparition du ruissellement et d'évaluer de cette façon l'intensité limite d'infiltration qui apparaît dans les formules telles que (4) ou (5).

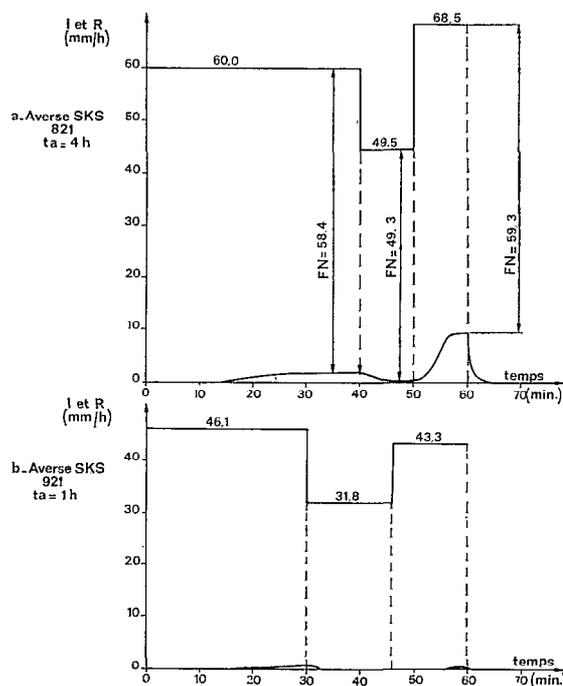


Fig. 8. — Essais à intensité de pluie variable sur la parcelle n° 21 de Sakassou

Deux exemples expérimentaux instructifs sont fournis en figure 8. Ils sont extraits des résultats obtenus lors de la dernière campagne réalisée sur les bassins versants représentatifs de Sakassou (Côte d'Ivoire) et il s'agit dans ce cas précis d'une parcelle très perméable caractéristique des versants sableux de savane herbeuse.

Figure 8a : A la suite d'un ressuyage ayant duré 4 heures, le ruissellement apparaît sous une intensité de 60 mm/h après une phase d'imbibition qui a donné 11 mm. Un palier de 1,6 mm/h se poursuit pendant plus de 10 minutes. Lorsque l'intensité de la pluie est abaissée à 49,5 mm/h le ruissellement se stabilise à 0,2 mm/h. Après dix minutes à ce régime l'intensité de pluie est relevée à 68,5 mm/h, ce qui entraîne un nouveau palier de ruissellement (9,2 mm/h).

Ces observations conduisent aux conclusions suivantes :

- 1) L'intensité limite d'infiltration est voisine de 49 mm/h et on aurait probablement obtenu une hauteur de pluie d'imbibition pratiquement infinie si l'averse avait débuté avec 47 ou 48 mm/h au lieu de 60. On peut d'ailleurs préciser que la première averse du protocole appliquée quelques jours avant avec 60 mm/h avait donné une hauteur de pluie d'imbibition de 80 mm pour des conditions d'humectation initiales très défavorables ($t_a > 1$ mois).
- 2) La valeur de l'intensité d'infiltration en régime permanent croît avec l'intensité de la pluie puisqu'elle prend successivement les valeurs 58,4, 49,3 et 59,3 mm pour des intensités de pluie de 60,0, 49,5 et 68,5 mm/h.

Figure 8b : Cet essai a débuté 1 heure seulement après la fin de celui qui vient d'être décrit. La pluie d'imbibition est cette fois de 11,5 mm et un premier palier de ruissellement se maintient à 0,6 mm/h sous 46,1 mm/h. Après réduction de l'intensité à 31,8 mm/h l'infiltration devient totale, mais le ruissellement réapparaît (palier de 0,3 mm/h) lorsqu'on fait remonter l'intensité à 43,3 mm/h.

Ces observations confirment certaines des conclusions ci-dessus tout en apportant des renseignements complémentaires : il existe une intensité limite d'infiltration, mais elle a diminué sensiblement par rapport à l'essai précédent puisqu'elle est maintenant inférieure à 43 mm/h. D'autre part, les paliers observés pour l'infiltration sont également plus faibles (45,5 et 43,0 mm/h), mais ils dépendent toujours des intensités de la pluie (46,1 et 43,3 mm/h respectivement). Quant à la hauteur de pluie d'imbibition, bien que l'humidité initiale de la surface du sol soit dans

le cas présent plus élevée ($t_a = 1$ heure au lieu de 4), elle est légèrement supérieure à celle qui avait été notée au cours du précédent essai en raison d'une intensité d'averse plus faible.

Ces deux exemples, pris parmi d'autres, montrent qu'il est ainsi possible de déterminer l'ordre de grandeur de l'intensité limite de ruissellement correspondant à un état d'humectation initial donné et de mettre en outre en évidence de façon plus ou moins quantitative l'influence de l'intensité de la pluie sur la hauteur d'imbibition et l'intensité minimale d'infiltration F_N du régime permanent.

On s'aperçoit en outre, grâce à ce type d'expérimentation, que F_N dépend également de l'état d'humectation initial : on obtient en effet des paliers de ruissellement dans les conditions très humides de la deuxième expérience, alors qu'avec les mêmes intensités d'averse, il y aurait très probablement eu une infiltration totale dans les conditions initiales un peu moins humides du premier essai.

On tentera d'interpréter plus loin par l'hétérogénéité et la non uniformité du sol ces résultats assez surprenants concernant F_N .

2.4. INFLUENCE DES AUTRES FACTEURS

L'étude repose au champ sur une méthode comparative consistant à appliquer un même protocole d'essais d'une part sur des sols en l'état naturel (ou ayant reçu les traitements particuliers à tester) et d'autre part sur une parcelle témoin du même sol, mais dont la surface a été préalablement débarrassée de toute trace de végétation puis soigneusement aplanie au râteau. Cette parcelle fournit des résultats de référence correspondant en principe aux hauteurs de pluie d'imbibition les plus faibles qu'il soit possible d'observer puisqu'on s'est arrangé pour que les termes S_i et $(W_i - W_p)$ de la relation (7) soient nuls. Théoriquement on doit donc obtenir ainsi par différences, les valeurs globales $P_i - P_p$ attribuables aux effets de la végétation et de la morphologie superficielle.

Il convient cependant d'être très circonspect dans l'interprétation des résultats, car les différences observées ont souvent pour cause principale la modification de structure du sol résultant de l'opération d'aplanissage. Il est évident que dans un premier temps l'opération a pour effet d'accroître la porosité de la tranche superficielle du sol et c'est pourquoi, au cours de la première averse, il est courant d'obtenir une hauteur de pluie d'imbibition plus élevée sur la parcelle témoin que, par exemple, sur le sol en l'état naturel. Toutefois, il est également fréquent qu'à la fin de cette première averse la surface du sol remanié se trouve recouverte d'une pellicule beaucoup moins perméable que l'horizon sous-jacent, pellicule à structure compacte qui a tendance à se constituer sous l'action battante des gouttes de pluie lorsqu'on a affaire à des matériaux à fine texture. Dans le cas où le même sol est pourvu d'une couverture végétale, celle-ci joue un rôle essentiel en dissipant l'énergie cinétique de la pluie avant son arrivée au sol, limitant ou interdisant même ainsi la formation des pellicules. Ces phénomènes rendent parfois très délicate l'interprétation des résultats, car ils peuvent avoir des effets considérables. A titre indicatif on a reporté dans le tableau ci-après différentes valeurs de P_i relatives à quatre sols de Haute-Volta et un sol de Côte d'Ivoire (ADE) sujets à la formation de croûtes superficielles.

Dans ce tableau, on trouve successivement de gauche à droite les valeurs de P_i correspond à :

- 1) Un sol nu en l'état naturel, plan mais non remanié, en condition initiale sèche.
- 2) Un sol présentant les mêmes caractéristiques mais pour des conditions initiales très humides.
- 3) Le même sol ayant subi l'opération d'aplanissage (sec).
- 4) Le même sol aplani mais recouvert ensuite à 100% soit d'un mulch peu épais de débris d'ananas (ADE), soit d'un mince paillis de sorgho. (Conditions initiales humides.)

Parcelles	Nature du sol	Pluies d'imbibition en millimètres pour $I = 60$ mm/h			
		1	2	3	4
PNI 12	gravillonnaire à matrice argilo-sableuse	11,4	2,4	16,0	51,0
PNI 13	argilo-sableux	8,4	1,1	15,5	52,0
BTG 32	argileux à fentes de retrait	8,9	1,3	14,3	30,9
LBA 41	gravillonnaire à matrice sableuse	8,7	1,6	15,2	> 112,0
ADE	sableux	—	1,2	12,0	> 125,0

Les sols étant assez différenciés, on doit constater que leur nature influe peu sur la hauteur de pluie d'imbibition (colonnes 1 et 2) en l'absence de couvert végétal à partir du moment où une pellicule se développe librement en surface. En revanche, la comparaison des colonnes 3 et 4 montre que P_i est considérablement augmenté par l'interposition de l'écran protecteur que constitue le paillis. Les différences observées entre les valeurs de ces deux colonnes sont trop importantes pour être attribuées à l'interception ; elles proviennent de la formation de pellicules de battance sur les parcelles non protégées, fait qui est confirmé à l'examen micro-morphologique des prélèvements de surface.

Ces exemples relatifs à des parcelles quasiment planes et dépourvues de végétation en l'état naturel ne mettent en lumière qu'un seul aspect de l'influence indirecte que peut avoir le couvert végétal sur le ruissellement en général et la hauteur de pluie d'imbibition en particulier. Un autre effet indirect qui peut être tout aussi important par ses conséquences réside dans les liaisons souvent très étroites qui existent entre le couvert et la morphologie de la surface du sol : il est malaisé de prouver expérimentalement ces liaisons mais il apparaît clairement que la morphologie dépend de la végétation dans la mesure où cette dernière offre localement une résistance plus grande aux écoulements donc à l'érosion : il suffit d'un examen rapide du terrain pour constater les effets de ce phénomène, un exemple des plus évidents étant celui des savanes et steppes herbeuses où, lorsque la surface du sol est dépourvue d'éléments grossiers, une mosaïque de dépression plus ou moins profondes apparaît entre les touffes de graminées, celles-ci surmontant systématiquement les monticules constitués par les atterrissements des produits d'érosion éolienne ou hydraulique. Dans un tel milieu le stockage superficiel S_i est très élevé et les averses donnent lieu à des phases d'imbibition très longues, d'autant plus longues que la pente est plus faible.

3. LA PHASE DE VIDANGE

L'étude de cette phase peut paraître à première vue de peu d'intérêt. En effet, sur des parcelles de faibles dimensions, les vidanges ne mettent en jeu que des hauteurs de lame d'eau ruisselées ou infiltrées réduites, dépassant rarement 2 ou 3 mm ; elles interviennent donc relativement peu dans les bilans, surtout si les averses sont de longue durée. Il en irait cependant tout autrement sur des surfaces réceptrices de plus grandes dimensions, car au-delà de quelques hectares, pour peu que le terrain présente des pentes atténuées, le temps de concentration n'étant plus négligeable en regard des durées d'averse, les volumes écoulés ou infiltrés globaux peuvent pour une part appréciable provenir de la vidange des réserves accumulées en surface. On tient donc là une première raison pour qu'on se préoccupe de cet aspect particulier du ruissellement.

Une deuxième raison réside dans le fait qu'avec l'effet « splash » des gouttes de pluie, les forces de cisaillement exercées par la lame d'eau en mouvement à la surface du sol sont les seuls agents responsables des phénomènes d'érosion. Or, pour la compréhension de ces derniers, l'étude de la phase de vidange est susceptible d'apporter des données de base précieuses, car elle permet, on le verra, d'évaluer la hauteur moyenne de cette lame d'eau et, dans une moindre mesure, sa répartition spatiale. D'autre part, l'expérience montre que si la hauteur moyenne de la lame d'eau en mouvement est en général effectivement très faible, ses variations dans le temps qui ont les dimensions d'une intensité peuvent par contre être relativement importantes en phase transitoire par rapport aux autres intensités. Dans ce domaine l'étude de la vidange présente également un grand intérêt puisqu'elle permet d'ébaucher la forme des relations liant la détention superficielle à l'intensité du ruissellement en fonction des caractéristiques du terrain. Ce faisant, on s'aperçoit d'ailleurs que l'étude débouche sur quelques aspects nouveaux du rôle du sol, en particulier celui de sa morphologie superficielle, et conduit à la définition d'un paramètre supplémentaire pour caractériser celle-ci.

3.1. DÉTENTION SUPERFICIELLE RÉCUPÉRABLE — EXPLOITATION DIRECTE DES DONNÉES EXPÉRIMENTALES ET PREMIÈRE APPROCHE DE LA LOI DE VIDANGE

Avec la courbe de décroissance $R(T)$ et la durée de vidange τ_F , la détention superficielle D_r est la seule caractéristique de la phase de vidange directement accessible aux mesures de terrain. C'est pour cette raison qu'on s'est attaché en premier lieu à son examen.

Etant donné qu'à l'occasion des premières campagnes de mesures qui portaient sur les sols sableux d'Adiopodoumé [1] on avait mis en évidence des relations de proportionnalité entre la détention D_r et l'intensité de ruissellement maximale R_x à l'arrêt de la pluie, on a tenté depuis de vérifier leur généralité en établissant systématiquement la courbe de régression (D_r, R_x) pour chaque parcelle testée sur d'autres terrains.

Quelques-unes de ces courbes relatives à des types de sols très différenciés ont été sélectionnées en figure 9 et mettent effectivement en relief une tendance à la proportionnalité qui peut s'exprimer par la relation :

$$D_r = T_d \cdot R_x \tag{17}$$

relation qui définit un coefficient T_d caractéristique de la parcelle et ayant la dimension d'un temps, raison pour laquelle on le désignera sous le vocable « temps de détention de la parcelle ». Ce coefficient intègre globalement un certain nombre de paramètres dont la pente topographique, la longueur de la parcelle, sa rugosité et sa perméabilité et il permet d'autre part d'accéder à une première formulation de la loi de vidange.

Pour cela, on pose en première approximation que la relation (17) établie en fin de régime permanent d'écoulement reste valable pendant toute la durée de la vidange, ce qui revient à supposer que la détention superficielle est répartie à la surface de la parcelle selon un film uniforme dont l'épaisseur diminue également dans le temps de façon uniforme. On verra au paragraphe suivant que ces hypothèses sont tout à fait critiquables d'un point de vue théorique, mais il se trouve que dans le cas de sols perméables et pour de faibles intensités de ruissellement, les résultats auxquels elles conduisent, fournissent une assez bonne approche du processus observé expérimentalement sans qu'on ait besoin de formuler explicitement d'hypothèses supplémentaires sur la loi de variation de l'infiltration.

Moyennant ces simplifications et en désignant par $D_r(\tau)$ la part de détention superficielle encore récupérable en cours de vidange après le temps τ , la relation (17) continuant à s'appliquer, on a :

$$D_r(\tau) = T_d R(\tau) \tag{18}$$

D'autre part, la pluie ayant cessé on a $I = 0$, ce qui permet de réduire l'équation de continuité (2) à :

$$R(\tau) + F(\tau) + \frac{d D_m}{d \tau} + \frac{d S}{d \tau} = 0 \tag{19}$$

Et puisque, en outre, d'après la définition qui vient d'être faite de $D_r(\tau)$ on a à chaque instant :

$$\frac{d D_m}{d \tau} + F(\tau) + \frac{d S}{d \tau} = \frac{d D_r}{d \tau} \tag{20}$$

il vient finalement à partir de (19) et (20) et en dérivant (18) :

$$R(\tau) + T_d \frac{d R}{d \tau} = 0, \text{ soit encore en intégrant cette deuxième équation entre } 0 \text{ et } \tau :$$

$$R(\tau) = R_x e^{-\frac{\tau}{T_d}} \tag{21}$$

On obtient là une loi approchée de vidange exponentielle qui s'adapte d'autant mieux aux résultats expérimentaux que le sol est plus perméable. Elle présente l'avantage d'être utilisable, faute de mieux, lorsqu'on ignore tout des variations de l'infiltration sur la parcelle, mais elle ne rend aucun compte de la complexité des phénomènes réels.

3.2. DÉTENTION SUPERFICIELLE MOBILISABLE — DEUXIÈME APPROCHE DE LA LOI DE VIDANGE

En examinant plus attentivement l'ensemble des courbes de régression (D_r , R_x) telles que celles de la figure 9, on s'aperçoit que la tendance à la proportionnalité est systématiquement d'autant plus marquée que le sol de la parcelle est plus perméable : sur la figure 9 a relative à des sols très perméables ($F_N > 25$ mm/h) les points expérimentaux s'alignent très correctement tandis que les courbes de la figure 9 b (sols pour lesquels $F_N < 10$ mm/h) présentent une nette concavité vers le bas.

Cette remarque laissant supposer que la relation (17) n'est plus valable dans le cas de terrains totalement imperméables, on a cherché à s'en assurer, d'abord d'un point de vue théorique, puis, par la suite, en procédant à des essais expérimentaux appropriés.

3.2.1. Cas des parcelles totalement imperméables

Point de vue théorique

Si l'on désigne par x la distance d'une section droite de la parcelle supposée plane à la bordure amont prise pour origine, le débit q par unité de largeur dans cette section est donné en régime permanent d'écoulement par :

$$q(x) = R_x \cdot x \tag{22}$$

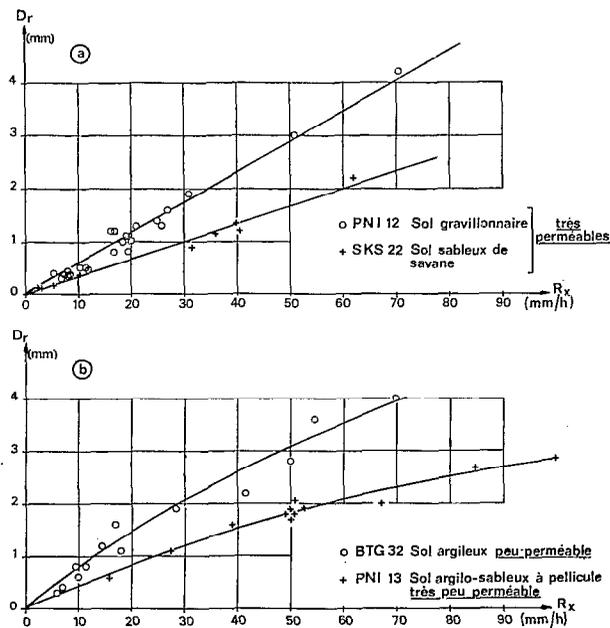


Fig. 9. — Variation de la détention superficielle récupérable pour différents types de sol

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 :

$$q(x) = h(x) \cdot v(x) \quad (23)$$

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 Chézy :

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

dans laquelle i est la pente de la surface libre (assimilable à la pente de la parcelle) et \mathcal{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 Chézy, on peut l'évaluer par la formule de Manning :

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

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

En éliminant q entre les équations (22) et (23) et en exprimant v en fonction de i et de n à l'aide des deux formules qui précèdent, on obtient donc :

$$h(x) = i^{-0,3} \cdot n^{0,6} \cdot R_x^{0,6} \cdot x^{0,6} \quad (24)$$

Cette relation montre que la détention superficielle n'est pas répartie uniformément à la surface de la parcelle comme on l'avait supposé au paragraphe 3.1., mais qu'elle croît de l'amont vers l'aval en raison de la puissance $6/10^e$ de l'abscisse de la section.

La relation (24) permet enfin de calculer la valeur moyenne de la détention mobilisable sur toute l'étendue de la parcelle à l'arrêt de la pluie. En effet, si l'on désigne par ℓ la longueur totale de la parcelle, on a :

$$D_m = \frac{1}{\ell} \int_0^{\ell} h(x) dx,$$

soit en utilisant l'équation (24) :

$$D_m = 0,625 i^{-0,3} \cdot n^{0,6} \cdot \ell^{0,6} \cdot R_x^{0,6} \quad (25)$$

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

$$D_m = A \cdot R_x^m \quad (26)$$

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'adaptait sans modifications au phénomène de ruissellement sous averse. Or, notons-le, en établissant l'expression (25) 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. Etant donné que le diamètre moyen des gouttes de pluie est du même ordre de grandeur que la détention superficielle, ces deux effets dont l'importance doit être variable avec l'intensité d'averse ne sont probablement pas négligeables pour les valeurs les plus élevées de cette dernière.

Vérification expérimentale

Des essais expérimentaux sous pluie simulée ont été entrepris d'une part sur un groupe de trois parcelles de même longueur (10 m) présentant des pentes différentes (4%, 7% et 20%) et d'autre part sur un autre groupe de trois parcelles de même pente (6%) mais présentant des longueurs différentes (2,5 m, 5 m et 10 m). Ces six parcelles, soigneusement aplanies, avaient été recouvertes par des bâches imperméables dont la nature (rugosité) n'était d'ailleurs pas la même pour les deux séries d'expériences. Dans ces conditions, $D_m = D_r$ est mesurable.

Les principaux résultats obtenus sont donnés ici sous forme de graphiques (fig. 10 et 11) montrant qu'en pratique la relation (26) s'ajuste très convenablement sur les distributions de points expérimentaux avec $m = 0,5$, l'utilisation de la valeur $m = 0,6$ conduisant à des formes de courbes trop redressées.

On donne également dans le tableau ci-après les valeurs de A obtenues avec $m = 0,5$ sur les différentes parcelles :

N° de parcelle	1	2	3	4	5	6
Pente i (%)	4	7	20	6	6	6
Longueur ℓ (m)	10	10	10	10	5	2,5
A (mm/H) 1/2	0,280	0,220	0,155	0,111	0,095	0,080

Si, comme le laisse supposer la formule théorique (25), le coefficient A est proportionnel à $i^{m'} \cdot \ell^{m''}$ les valeurs de A trouvées expérimentalement doivent permettre d'obtenir celles des exposants m' et m'' en considérant les parcelles deux à deux. En prenant par exemple les parcelles n° 1 et 2 qui ont même longueur, on a :

$$\frac{A_1}{A_2} = \left(\frac{i_1}{i_2} \right)^{m'}$$

soit

$$m' = \frac{\text{Log } A_1 - \text{Log } A_2}{\text{Log } i_1 - \text{Log } i_2} = -0,431$$

d'après les chiffres du tableau.

En procédant ainsi successivement pour les parcelles 1 et 3 puis 2 et 3, on obtient : $m' = -0,363$ puis $m' = -0,327$, valeurs qui ne sont pas trop éloignées de celle qui apparaît dans la formule théorique (-0,3).

De la même façon, par comparaison des parcelles 4 et 5, 4 et 6 puis 5 et 6, on peut calculer respectivement : $m'' = 0,234$, $m'' = 0,236$ et $m'' = 0,248$ résultats qui sont cohérents, mais très différents de ceux auxquels on pouvait s'attendre d'après la formule (25) : on constate que la longueur de parcelle a effectivement une influence sur la hauteur de détention superficielle, mais que cette influence est beaucoup moins importante que ne le laissait supposer l'étude théorique. On peut vérifier en particulier qu'avec les valeurs de m'' ci-dessus, la détention superficielle est à peine doublée lorsque la longueur de la parcelle est multipliée par 10.

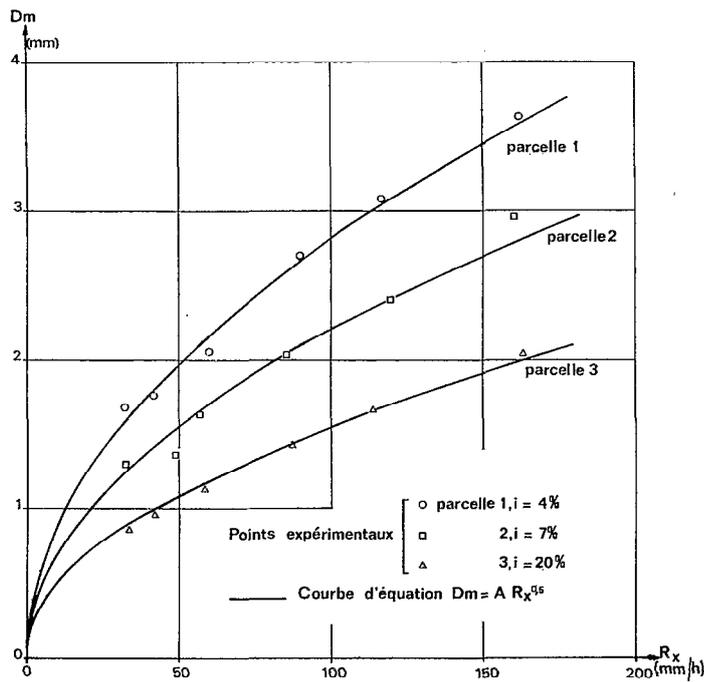


Fig. 10. — Influence de la pente topographique sur la détention superficielle pour des parcelles imperméables

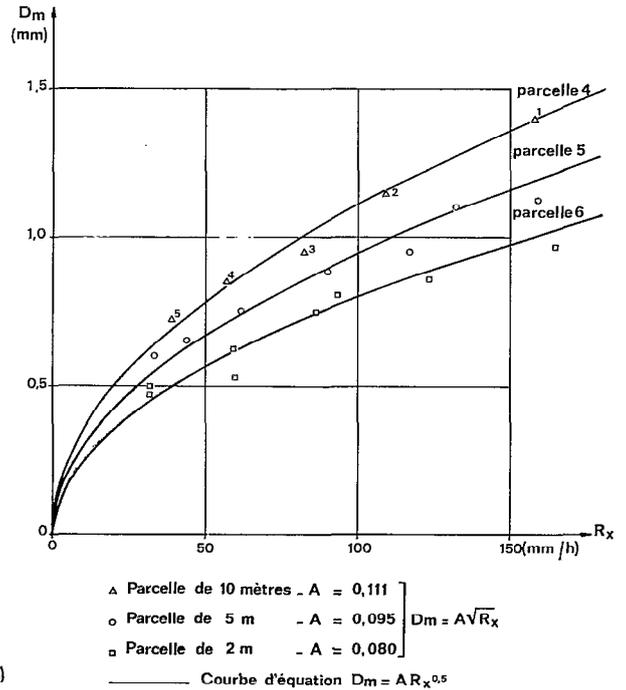


Fig. 11. — Influence de la longueur de parcelle

Formulation approchée d'une loi de vidange

En faisant les mêmes réserves qu'au paragraphe 3.1. lorsqu'on a formulé la relation (18), si l'on part de (26) on peut écrire qu'à un instant quelconque de la vidange on a :

$$D_m(\tau) = A R^m(\tau) \quad (27)$$

soit en dérivant par rapport au temps

$$\frac{d D_m}{dt} = m A R^{m-1} \frac{dR}{dt} \quad (28)$$

et puisque, par hypothèse, $F(\tau) = 0$ et $S(\tau) = 0$, l'équation de continuité (19) devient :

$$m A R^{m-2} dR = - dt$$

d'où l'expression de la loi de vidange en intégrant entre 0 et τ :

$$R = \left(R_x^{m-1} + \frac{1-m}{A \cdot m} \tau \right)^{\frac{1}{m-1}} \quad (29)$$

soit en remplaçant m par la valeur 0,5 trouvée expérimentalement :

$$R = \frac{R_x}{\left(1 + \frac{\sqrt{R_x}}{A} \tau \right)^2} \quad (30)$$

Afin de confronter cette expression théorique approchée aux données expérimentales, on a comparé les différentes courbes de vidange enregistrées directement dans la cuve réceptrice avec les courbes correspondantes obtenues par l'application de la relation (30) à la formule (27) :

$$D_m(0) - D_m(\tau) = A \sqrt{R_x} \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{\sqrt{R_x}}{A} \tau} \right)$$

Un exemple pris parmi les autres (fig. 12) relatif à l'essai noté n° 1 sur la figure 11 montre que la valeur $m = 0,5$ entraîne en début de vidange une sous-estimation très nette des quantités d'eau écoulées. Cette différence montre bien que l'hypothèse selon laquelle la charge décroît uniformément à la surface de la parcelle est assez éloignée de la réalité et que la relation (27) n'est applicable en toute rigueur qu'en régime permanent d'écoulement, lorsque le profil en long de la ligne d'eau est stabilisé selon l'équation (24). En effet, dès l'instant de l'arrêt de la pluie, cette ligne d'eau se déforme selon une onde de décrue comparable à celle que l'on observerait dans un canal découvert si l'alimentation cessait brutalement à l'amont. De ce fait, les débits qui s'écoulent à l'exutoire dans les premiers temps de la vidange sont supérieurs à ce qu'ils seraient si la relation (26) continuait à s'appliquer.

Toutefois, en utilisant l'équation (29) on a recherché par tâtonnements la valeur de m qui fournissait le meilleur ajustement de la courbe théorique sur les points expérimentaux et l'on peut constater sur la figure 12 que l'on obtient dans l'exemple présenté une coïncidence presque parfaite pour $m = 0,65$. Les calculs étant assez fastidieux on n'a pas vérifié la généralité de ce fait sur les autres essais, mais curieusement, tout se passe comme si la relation (27) était applicable aussi bien en décrue qu'en régime permanent mais avec une valeur de m plus élevée dans le premier cas que dans le second.

Malgré ces constatations, étant donné d'une part que les écarts entre courbes théoriques et expérimentales ne dépassent jamais 15% de la valeur instantanée du ruissellement pour $m = 0,5$ et que, d'autre part, cette valeur conduit à une approche beaucoup plus satisfaisante de la loi de vidange dans le cas de sols perméables, on la conservera dans ce qui suit.

3.2.2. Cas d'une parcelle perméable mais plane

Il n'y a aucune raison pour que la relation liant D_m et R_x soit modifiée par le fait que le sol n'est plus imperméable. On va donc encore une fois chercher à intégrer l'équation de continuité avec les réserves que l'on connaît concernant l'uniformité de la décroissance de D_m . Cependant, l'équation (2) contenant cette fois le terme $F(\tau)$, on est obligé d'émettre une hypothèse sur la loi d'infiltration. Pour simplifier on se placera dans l'éventualité où le régime permanent est atteint au moment de l'arrêt de la pluie, cette condition étant d'ailleurs très fréquemment remplie lors des essais.

On émet en outre l'hypothèse que l'intensité moyenne de l'infiltration conserve sa valeur d'origine F_N pendant toute la durée de la vidange. Cela revient à dire que, le sol étant plan, la totalité de la surface de la parcelle demeure recouverte d'un film d'eau jusqu'à l'arrêt complet de l'écoulement à l'exutoire. Cette hypothèse n'est pas tout à fait conforme à la réalité car vers la fin de la vidange, on observe une disparition du ruissellement qui ne touche pas simultanément tous les points de la surface, mais s'effectue progressivement de l'amont vers l'aval. On fait donc là une nouvelle approximation qui limite sans doute la portée des conclusions auxquelles on va parvenir dans le cas des parcelles planes, mais, on verra au paragraphe suivant que cette approximation n'entrave pas le raisonnement qu'on est conduit à tenir dans le cas général.

Avec $m = 0,5$ la relation (28) s'écrit :

$$\frac{d D_m}{d \tau} = \frac{A}{2 \sqrt{R}} \frac{d R}{d \tau} \quad (31)$$

et l'équation de continuité se réduit à :

$$R + \frac{A}{2 \sqrt{R}} \frac{d R}{d t} = -F_N \quad (32)$$

équation qui s'intègre sans difficulté entre les temps 0 et τ par le changement de variable $\sqrt{R} = u$.

On a en effet :

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

soit :

$$\operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} - \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R}{F_N}} = \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau \quad (33)$$

Il en résulte que la phase de vidange a, cette fois, une durée finie que l'on obtient pour $R = 0$:

$$\tau_f = \frac{A}{\sqrt{F_N}} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \quad (34)$$

Par ailleurs en inversant la fonction définie par l'équation (33), on a :

$$R = F_N \left(\frac{\sqrt{\frac{R_x}{F_N}} - \operatorname{tg} \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau}{1 + \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \operatorname{tg} \frac{\sqrt{F_N}}{A} \tau} \right)^2 \quad (35)$$

loi de ruissellement qui peut s'écrire de façon plus condensée en utilisant (34) :

$$R = F_N \operatorname{tg}^2 \frac{\sqrt{F_N}}{A} (\tau_f - \tau) \quad (36)$$

On notera ici que l'intégration analytique de l'équation de continuité ne pose pas de problèmes insurmontables avec la valeur théorique $m = 0,6$, mais elle conduit alors à une forme de relation $\Phi(R, \tau) = 0$ très lourde et ne permettant plus d'expliciter $R(\tau)$. C'est une raison supplémentaire d'ordre pratique pour que l'on adopte définitivement la valeur empirique $m = 0,5$, tout en restant conscient du fait qu'elle ne s'adapte peut-être pas parfaitement à tous les types de sol.

On remarquera enfin que la relation (34) fournit avec nos hypothèses l'expression de la hauteur de la lame d'eau infiltrée pendant la vidange :

$$W_F = F_N \tau_f = A \sqrt{F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \quad (37)$$

ainsi que la détention superficielle disponible pour le ruissellement :

$$D_r = D_m - W_f = A \left(\sqrt{R_x} - \sqrt{F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{F_N}} \right) \quad (38)$$

L'examen de cette dernière relation fait apparaître des propriétés intéressantes permettant de légitimer l'équation de régression (17) obtenue expérimentalement. On a en effet en dérivant D_r par rapport à R_x :

$$\left(\frac{\partial D_r}{\partial R_x} \right)_{F_N} = \frac{A \sqrt{R_x}}{2 (F_N + R_x)}$$

puis

$$\left(\frac{\partial^2 D_r}{\partial R_x^2} \right)_{F_N} = \frac{A (F_N - R_x)}{4 \sqrt{R_x} (F_N + R_x)^2}$$

Les expressions de ces dérivées successives montrent que pour une capacité d'infiltration finale donnée, la fonction $D_r(R_x)$ est croissante avec une inflexion pour $R_x = F_N$, soit pour $D_r = A \left(1 - \frac{\pi}{4} \right) \sqrt{F_N}$.

La présence d'un point d'inflexion dans une telle région de la courbe entraîne que, pour les valeurs de I et de R_x les plus couramment observées, le graphe de $D_r(R_x)$ s'écarte très peu d'une droite passant par l'origine. Afin de visualiser cette remarque, on a tracé sur la figure 13 les courbes représentatives de $\frac{1}{A} D_r(R_x)$ et de $\frac{1}{A} \frac{dD_r}{dR_x}$ dans l'intervalle $0 < R_x < 100$ mm/h et pour des valeurs élevées de F_N (20, 30, 40 et 60 mm/h), correspondant à des sols assez perméables ou très perméables. Il apparaît bien sur ces courbes que d'une part la relation $D_r(R_x)$ est pratiquement, pour de tels sols, une relation de proportionnalité et que, d'autre part, pour des valeurs de R_x supérieures à une dizaine de millimètres par heure, le coefficient de proportionnalité est une fonction décroissante de la perméabilité du sol.

3.2.3. Cas général des sols perméables mais non plans

Position du problème

Il ressort de l'examen des courbes $D_m (R_x)$ (fig. 10 et 11) ou $D_r (R_x)$ (fig. 9) que la détention superficielle ne dépasse pas quelques millimètres. Il apparaît donc évident que dans la plupart des situations réelles, même si la parcelle paraît bien plane, la hauteur moyenne de détention est du même ordre de grandeur que celle des dénivellations introduites pour les aspérités du sol. Il en résulte que l'eau libre en mouvement ne peut jamais être répartie idéalement de façon uniforme mais qu'elle circule en majeure partie entre ces aspérités selon un chevelu de drains plus ou moins ténus dont la configuration et la densité dépendent de la nature du sol, de la couverture végétale, ainsi que de l'historique des événements érosifs antérieurs ayant modelé la surface.

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 (fig. 14 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, 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 $\omega(\varepsilon) = \frac{\sum^n \ell_i(\varepsilon)}{\ell}$ qui peut être très faible.

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

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

et l'équation de continuité (32) établie dans le cas d'un sol plan devient pour un sol quelconque :

$$R(\tau) + \frac{A}{2\sqrt{R(\tau)}} \frac{dR}{d\tau} + F_N \omega(\tau) = 0 \quad (39)$$

Ce phénomène se superpose à celui qui a déjà été décrit au paragraphe précédent et se trouve représenté par le graphique (C) de la figure 14. Ce n'est pas une vue de l'esprit et l'on observe très bien sur le terrain cette décroissance relativement lente de ω lorsque tout le ruissellement est concentré dans le réseau de drainage.

Pour intégrer commodément l'équation (39) on peut donc 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 qui conduit à définir un pourcentage moyen de superficie offerte à l'infiltration pendant la vidange :

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

On peut remarquer que ce nouveau paramètre $\bar{\omega}$ dépend essentiellement de la morphologie de la parcelle, mais aussi, dans une moindre mesure, de l'importance du remplissage initial des drains, donc de l'intensité de ruissellement maximale R_x .

Application aux données expérimentales

Avec l'approximation qui vient d'être faite, toutes les relations dérivées de l'équation (39) 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 (38) devient :

$$D_r = A \left(\sqrt{R_x} - \sqrt{\bar{\omega} F_N} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{R_x}{\bar{\omega} F_N}} \right) \quad (40)$$

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 :

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

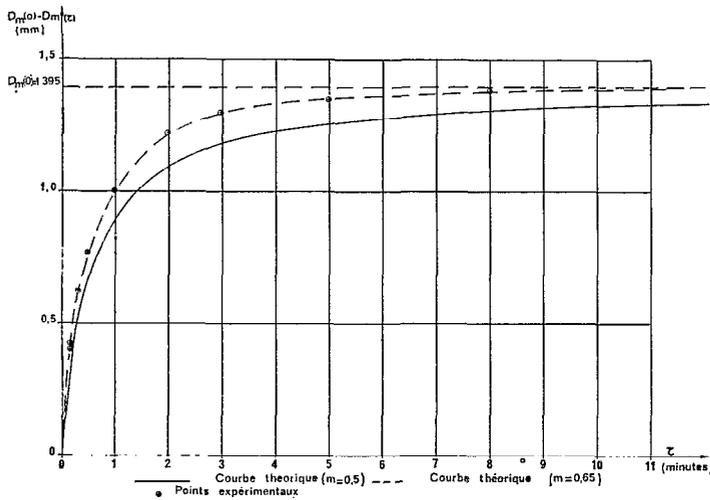


Fig. 12. — Vidange d'une parcelle imperméable (essai n° 1)

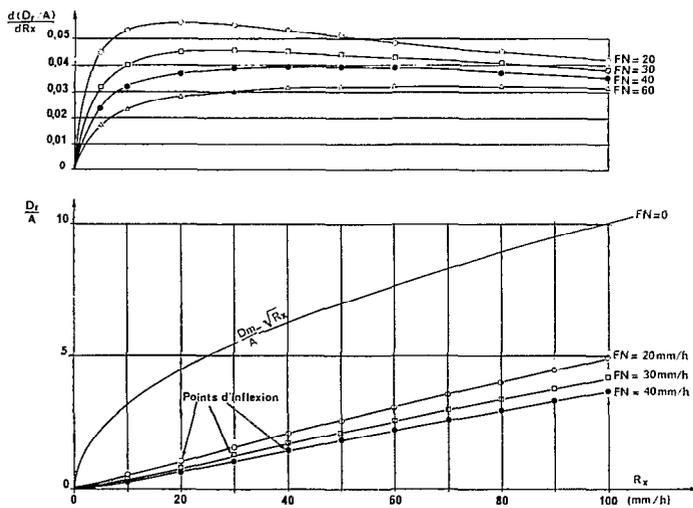


Fig. 13. — Variations théoriques de la détention superficielle récupérable et de sa dénivelée

et si l'on pose par ailleurs que pour une parcelle donnée A est une constante indépendante de R_x , F_N et ω , 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 $\frac{D_r}{\sqrt{R_x}}$ donc indépendante de $\bar{\omega}$.

En pratique, il est commode de procéder graphiquement de la façon qui suit :

- 1) En utilisant la formule ci-dessus, on calcule successivement pour chacun des essais relatifs à une parcelle les valeurs A_i de A relatives d'une part à $\bar{\omega} = 0$ et d'autre part à $\bar{\omega} = 1$ et on les reporte sur un graphique (voir fig. 15) en fonction des valeurs de F_N correspondantes.

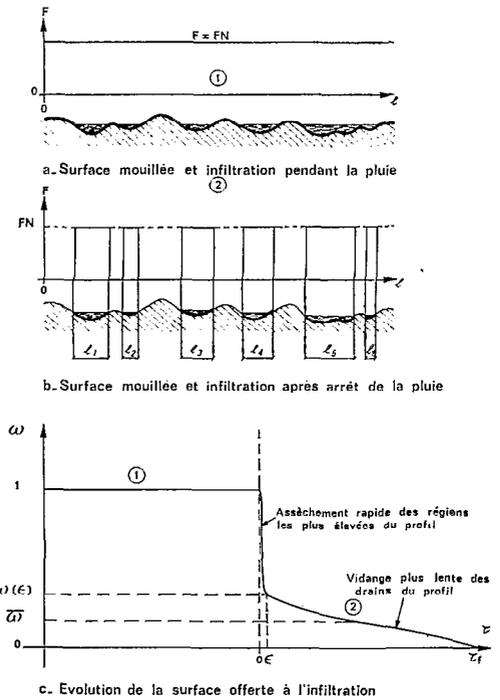


Fig. 14. — Détention superficielle sur un sol

- 2) Disposant ainsi de deux distributions de points qui convergent sur l'axe des ordonnées, il suffit pour obtenir A , de déterminer le point d'intersection des courbes de régression $[F_N, A_1(0)]$ et $[F_N, A_1(1)]$.
- 3) Connaissant A , il reste à rechercher par approximations successives et pour chaque essai la valeur de $\bar{\omega}$ qui satisfait à la relation (40). Lorsqu'on ne dispose pas de moyens de calcul rapide, on peut se contenter de déterminer par tâtonnements quelques valeurs de $\bar{\omega}$ par série d'essais, puis, à partir de la moyenne ainsi obtenue on calcule à l'aide de (40) les valeurs de $A(\bar{\omega})$ relatives aux autres essais afin de vérifier graphiquement que la dispersion est acceptable.

On reproduit ci-après à titre d'exemple les tableaux de résultats (II) ainsi que les graphiques (15) utilisés sur deux parcelles de Haute-Volta qui représentent des cas de figure assez éloignés l'un de l'autre en raison de plages de perméabilité nettement différentes.

Ces exemples n'ont pas été choisis pour la qualité des régressions obtenues, mais plutôt pour mettre en relief les difficultés auxquelles on peut se heurter dans les cas extrêmes : pour un sol assez peu perméable (PNI. 11) la dispersion est généralement forte, car l'erreur relative sur F_N est importante ; en revanche le point de convergence s'obtient sans peine, car on dispose généralement de nombreuses observations dans son voisinage. Inversement, si les perméabilités sont très fortes (PNI. 12) la plupart des points sont éloignés du lieu de convergence et pour éviter une extrapolation hasardeuse, on voit qu'on a tout intérêt dans ce cas à mettre en œuvre une fin de protocole comportant des séries d'averses très rapprochées de sorte que le sol atteigne en profondeur des taux d'humidité élevés qui correspondent ainsi qu'on le verra au paragraphe 5 à des valeurs de F_N faibles.

TABLEAU II
RECHERCHE DE A et $\bar{\omega}$ SUR PNI.11.1 ET PNI.12.1

PNI.12.1								PNI.11.1							
N^o	$R_x(t)$	F_N	D_r	$A(0)$	$A(t)$	$A(0,25)$	D_m	$R_x(t)$	F_N	D_r	$A(0)$	$A(t)$	$A(0,05)$	D_m	
1	—	—	—	—	—	—	—	43,0	16,4	1,6	0,24	0,65	0,30	1,97	
2	8,0	52,9	0,4	0,14	3,04	0,94	2,66	47,0	12,4	1,6	0,23	0,53	0,28	1,92	
3	7,5	50,6	0,3	0,11	2,40	0,74	2,03	51,0	7,9	1,6	0,22	0,42	0,26	1,86	
4	8,0	51,6	0,3	0,11	2,23	0,69	1,95	51,0	8,3	1,6	0,22	0,43	0,28	2,00	
5	8,5	52,0	0,3	0,10	2,06	0,65	1,90	57,0	2,2	1,9	0,25	0,35	0,27	2,04	
6	12,0	49,6	0,4	0,11	1,63	0,55	1,91	47,0	11,1	2,1	0,31	0,67	(0,36)	(2,50)	
7	8,5	49,9	0,3	0,10	1,98	0,63	1,84	(57,0)	0,9	1,9	0,25	(0,31)	0,26	1,96	
8	9,0	50,2	0,4	0,13	2,46	0,78	2,34	52,0	4,7	2,0	0,28	0,45	0,31	2,24	
9	11,5	48,8	0,5	0,15	2,13	0,71	2,41	(55,5)	1,2	1,8	0,24	0,31	0,25	1,86	
10	(19,5)	41,8	0,8	0,18	1,47	0,58	2,56	(53,5)	3,8	1,9	0,26	0,40	0,28	2,05	
11	(20,0)	41,0	1,0	0,22	1,76	0,69	3,09	(56,0)	1,4	2,3	0,31	0,39	0,32	2,39	
12	(19,0)	40,8	1,1	0,25	2,06	0,80	3,49	(57,5)	1,3	2,2	0,29	0,37	0,31	2,35	
13	(26,0)	34,0	1,3	0,25	1,43	0,64	3,26	(56,5)	3,1	2,3	0,31	0,45	0,33	2,48	
14	(25,0)	94,7	1,4	0,28	1,64	0,72	3,60	(58,0)	1,4	2,4	0,31	0,40	0,33	2,51	
15	(18,5)	42,0	1,0	0,23	1,98	0,77	3,31	23,0	5,9	(1,2)	0,25	0,62	0,30	1,44	
16	(31,0)	30,9	1,9	0,32	1,50	0,72	4,01	(44,0)	13,9	1,6	0,24	0,59	0,29	1,92	
17	7,0	51,8	0,3	0,11	2,71	0,82	2,17	(71,5)	8,9	2,2	0,26	0,46	0,30	2,54	
18	10,5	49,6	0,5	0,15	2,45	0,80	2,59	92,5	10,7	2,5	0,26	0,45	0,29	2,79	
19	(17,0)	42,2	0,8	0,19	1,78	0,67	2,76								
20	(21,0)	38,8	1,3	0,28	2,06	0,84	3,85								
21	(17,0)	42,3	1,2	0,29	2,67	1,01	4,16								
22	(27,0)	32,8	1,6	0,31	1,63	0,75	3,90								
23	5,5	23,4	0,4	0,17	2,47	0,83	1,95								
24	16,5	43,6	1,4	0,34	3,32	(1,24)	(5,04)								
25	(51,0)	33,5	3,0	0,42	1,51	0,81	5,7								
26	(70,5)	44,3	4,2	0,50	1,74	0,95	7,98								

PNI.11.1 : $\bar{A} = 0,290$ $\bar{\omega} = 0,05$
PNI.12.1 : $\bar{A} = 0,724$ $\bar{\omega} = 0,25$

(1) Les chiffres entre parenthèses correspondent soit à des valeurs peu précises (vent) soit à des paliers de ruissellement non atteints.

Présentation et critique de quelques résultats

De nombreuses mesures étant encore en cours de dépouillement, les méthodes qui viennent d'être exposées n'ont pu être appliquées avec succès que sur une douzaine de parcelles pour lesquelles la plage des valeurs de F_N observées était suffisamment étendue.

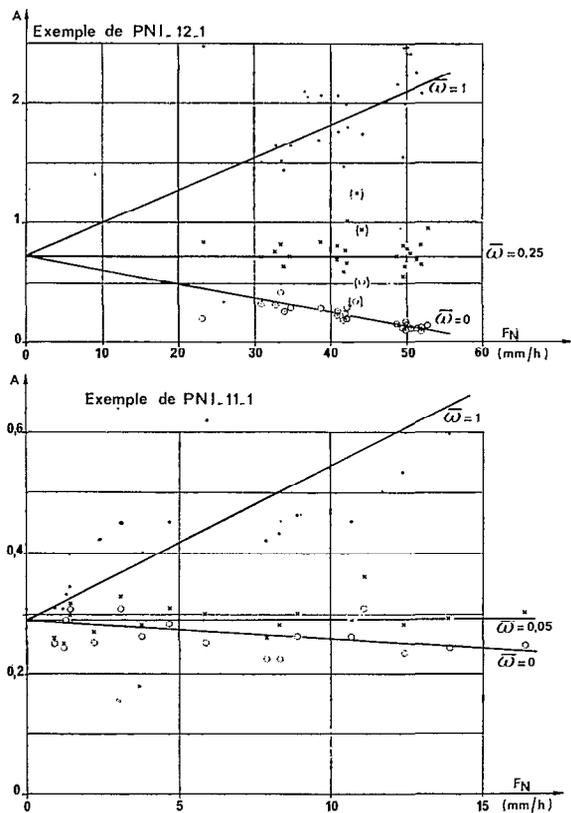


Fig. 15. — Recherche de A et $\bar{\omega}$

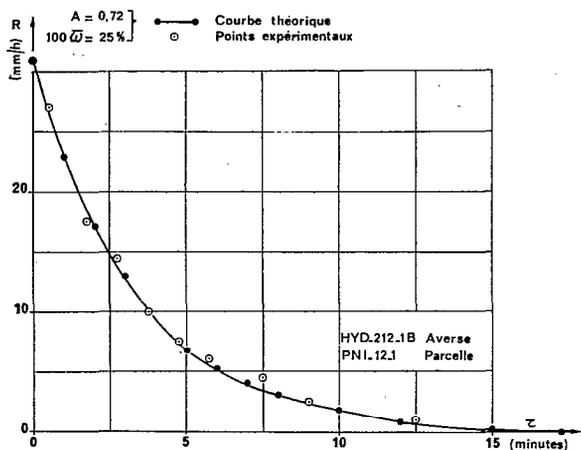


Fig. 16. — Décroissance du ruissellement pendant la phase de vidange

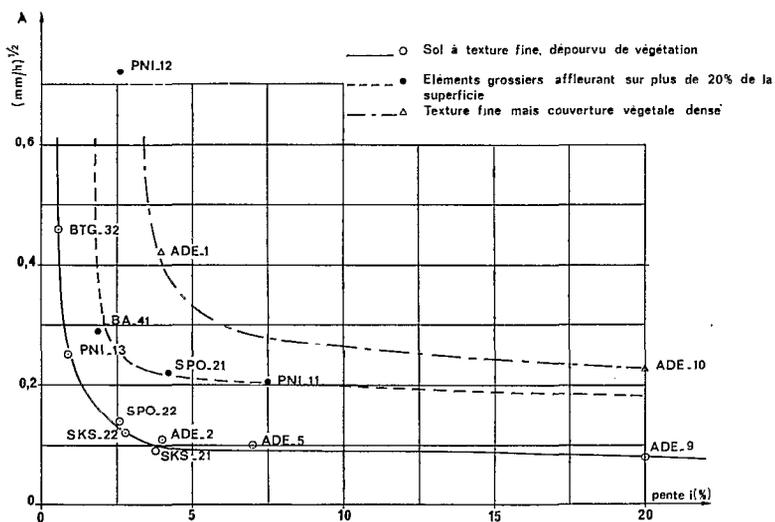


Fig. 17. — Influence de la pente et de la rugosité sur le paramètre A

Par sondages au sein de chaque série d'essais, on a procédé à la comparaison des courbes expérimentales avec les courbes théoriques de vidange définies par l'équation (35) où l'on remplace F_N par $\bar{\omega} F_N$. Ces contrôles ont montré que dans l'ensemble la coïncidence était satisfaisante (exemple de la figure 16), ce qui peut justifier dans une certaine mesure l'interprétation physique des phénomènes ainsi que les approximations admises pour la détermination de A et $\bar{\omega}$.

Sur la figure 17, on a reporté les valeurs de A dont on disposait en regard des pentes topographiques. Bien que l'échantillon soit peu fourni, 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 le fait que la résistance qui s'oppose au ruissellement diminue lorsque augmente la pente et 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. Quant aux valeurs obtenues pour $\bar{\omega}$, elles sont encore trop peu nombreuses pour qu'on puisse tirer des conclusions générales. Il apparaît seulement que la superficie moyenne offerte à l'infiltration après l'arrêt de la pluie est beaucoup plus faible sur les sables (moins de 6%) que sur les sols à affleurements de gravillons (de 15 à 25%) : il semble que les textures superficielles fines favoriseraient la concentration du ruissellement en rigoles tandis que les textures grossières auraient tendance à diffuser les écoulements de surface, favorisant ainsi des formes de ruissellement en nappe. L'influence de la pente dans ce domaine n'est certainement pas non plus négligeable, mais il faudrait disposer de données plus nombreuses pour qu'elle puisse être mise en évidence sans ambiguïté.

4. LA PHASE DE RÉGIME TRANSITOIRE

On se souvient que le ruissellement instantané observé à un instant de cette phase résulte de la superposition de trois phénomènes variables dans le temps : variation de l'intensité d'infiltration, du stockage superficiel définitif et de la détention superficielle mobilisable. Ces deux derniers phénomènes étant également variables dans l'espace, on voit que cette phase est éminemment complexe et on ne peut prétendre l'étudier sérieusement sans être contraint d'aborder des problèmes fondamentaux auxquels de nombreux spécialistes ont déjà consacré des ouvrages entiers sans que pour autant des solutions générales entièrement satisfaisantes se soient jusqu'à présent dégagées.

Cependant les buts poursuivis ici étant essentiellement pratiques, on se contentera en partant de cas de figure simples, de proposer quelques méthodes d'interprétation des observations de terrain permettant d'évaluer quantitativement des paramètres directement utilisables pour un hydrologue, en particulier les paramètres des lois d'infiltration qu'il aura retenues pour modéliser l'infiltration.

4.1. CAS D'UN SOL HOMOGENÈNE SATURÉ

Ce cas particulier que l'on rencontre en fait assez rarement mérite d'être examiné, car il permet l'étude de la forme de l'hydrogramme de ruissellement indépendamment des variations de l'infiltration. En effet, supposer que le sol est saturé revient à dire que sa capacité d'infiltration a , d'emblée, a une valeur constante F_N égale à la conductivité hydraulique à saturation.

Dans cette hypothèse, on considèrera d'abord le cas d'une parcelle plane, puis on passera à celui d'un sol présentant une surface irrégulière susceptible d'immobiliser sous forme de flaques une partie des eaux refusées à l'infiltration.

4.1.1. Parcelles planes

Entre le moment où la pluie débute et celui où le ruissellement est stabilisé, la détention superficielle ne s'accroît pas uniformément en tous les points de la parcelle : suivant un profil en long de celle-ci, la surface libre de la lame d'eau en mouvement se déforme à la manière d'une onde de crue qui se propagerait de l'amont vers l'aval. Par conséquent, comme pour la phase de vidange, si l'on veut obtenir une formulation mathématique correcte de la courbe de montée de l'hydrogramme, il convient en toute rigueur de tenir compte de cette déformation et d'utiliser une représentation analytique de départ bidimensionnelle. On donne en fin d'article une liste de publications traitant ce sujet (de [10] à [15] dans la bibliographie). Cependant, en partant d'une telle représentation, on parvient en fin

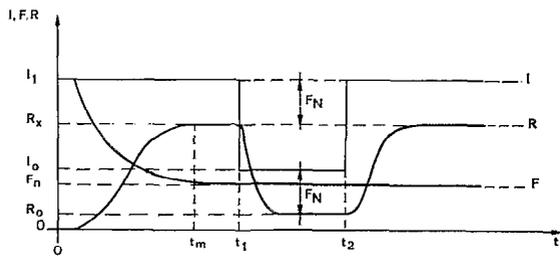


Fig. 18. — Hydrogramme théorique résultant d'un hyétogramme en crénèaux sur sol homogène

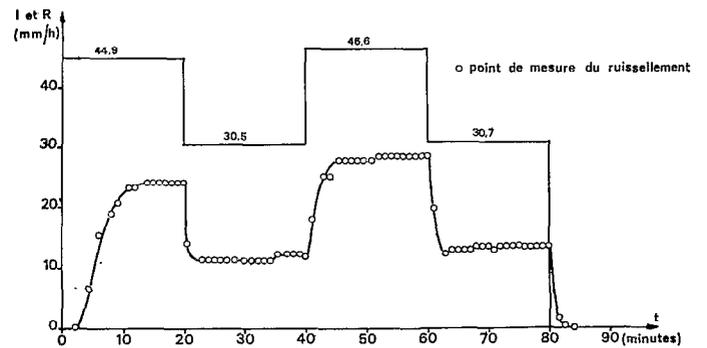


Fig. 19. — Exemple d'hydrogramme réellement observé sur sol relativement homogène (parcelle SKS 22-2 de Sakassou)

de compte à des systèmes d'équations très difficiles à résoudre : en raison de leur complexité, la résolution pratique passe généralement par l'emploi de méthodes numériques assez peu instructives du point de vue interprétation physique.

Etant donné les buts pratiques poursuivis ici, on se propose d'utiliser une fois de plus le modèle unidimensionnel simplifié défini par les équations (2) et (27) afin de rendre compte, de façon rudimentaire, de l'aspect général des courbes de montée observées expérimentalement. Mais on notera qu'il n'est pas évident que le modèle soit le même ici qu'en phase de vidange (influence des gouttes de pluie).

Afin de nous placer dans l'hypothèse d'un sol saturé, imaginons qu'à partir d'un premier palier de ruissellement on fasse varier brutalement l'intensité d'averse selon un hyétogramme en crénèaux tel qu'il est dessiné en figure 18. On verra au paragraphe 5 et on a pu vérifier expérimentalement (fig. 19) que pour un sol relativement homogène, l'intensité d'infiltration est pratiquement insensible aux variations d'intensité de pluie. Par conséquent l'hydrogramme représenté sur la figure 18 n'est pas seulement une vue de l'esprit et pour $t > t_m$ on a bien $F(t) = F_N$ et pour $t > t_2$, en prenant pour variable la détention superficielle définie par (27) et $m = 0,5$ l'équation (2) s'écrit, avec $S(t) = 0$ (parcelle plane) :

$$\frac{D_m^2}{A^2} + \frac{d D_m}{dt} = I_1 - F_N = R_x$$

soit encore en désignant par D_{mx} la valeur maximale atteinte par la détention superficielle en régime permanent :

$$\frac{d D_m}{D_m^2 - D_{mx}^2} = - \frac{dt}{A^2} \quad (41)$$

En intégrant (41) entre les temps $T = 0$ et $T = t - t_2$ on obtient, D_{m_0} étant la détention au temps t_2 :

$$\frac{1}{2 D_{mx}} \left[\text{Log} \frac{D_{mx} - D_m}{D_{mx} + D_m} - \text{Log} \frac{D_{mx} - D_{m_0}}{D_{mx} + D_{m_0}} \right] = - \frac{T}{A^2}$$

soit :

$$D_m(T) = D_{mx} \frac{1 - \frac{D_{mx} - D_{m_0}}{D_{mx} + D_{m_0}} e^{-\frac{2 D_{mx} T}{A^2}}}{1 + \frac{D_{mx} - D_{m_0}}{D_{mx} + D_{m_0}} e^{-\frac{2 D_{mx} T}{A^2}}} \quad (42)$$

D'après (42) et en utilisant (27), on obtient ainsi une expression de la loi de ruissellement :

$$R(T) = R_x \left[\frac{1 - \frac{\sqrt{R_x} - \sqrt{R_0}}{\sqrt{R_x} + \sqrt{R_0}} e^{-2 \frac{\sqrt{R_x} T}{A}}}{1 + \frac{\sqrt{R_x} - \sqrt{R_0}}{\sqrt{R_x} + \sqrt{R_0}} e^{-2 \frac{\sqrt{R_x} T}{A}}} \right]^2 \quad (43)$$

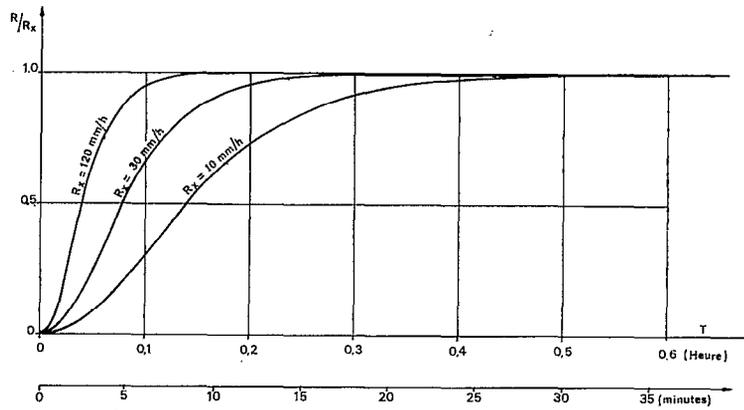


Fig. 20. — Régime transitoire de ruissellement pour $A = 0,5$ et une infiltration constante

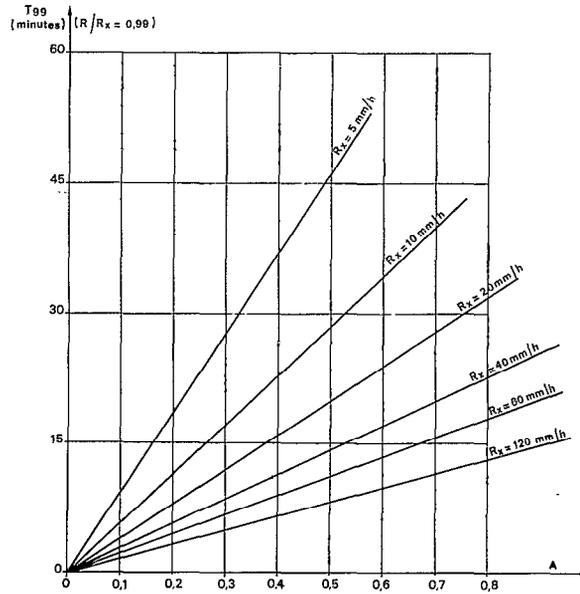


Fig. 21. — Durée théorique de la stabilisation du débit à l'exutoire pour une infiltration constante

On reconnaît en (42) et (43) des formes de fonctions hyperboliques qui deviennent particulièrement simples dans le cas où l'intensité de précipitation intermédiaire est inférieure à la limite de ruissellement F_N . En effet, si $I_0 \leq F_N$, on a $D_{m0} = R_0 = 0$ (infiltration totale) et les expressions (42) et (43) deviennent alors :

$$D_m(T) = D_{mx} \operatorname{th} \frac{D_{mx}}{A^2} T \quad (44)$$

et

$$R(T) = R_x \operatorname{th}^2 \frac{\sqrt{R_x}}{A} T \quad (45)$$

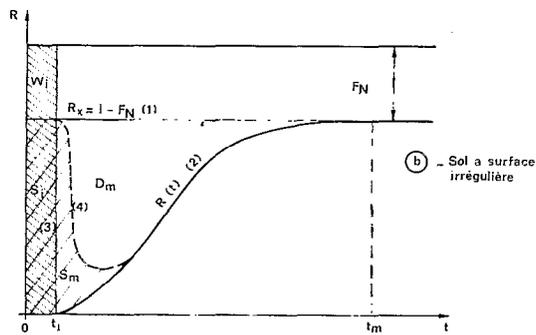
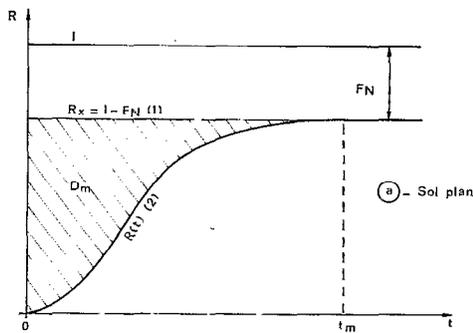


Fig. 22. — Stockages superficiels sur sols initialement saturés

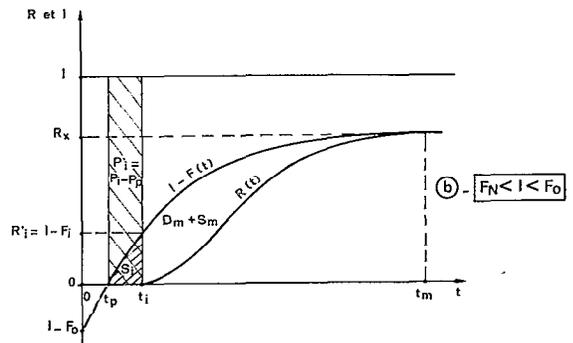
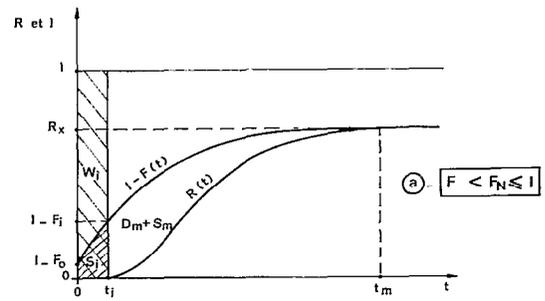


Fig. 23. — Infiltration et ruissellement en régime transitoire

Il convient de souligner que ces deux dernières équations ont été établies dans un cas particulier et moyennant des hypothèses simplificatrices qui doivent inciter à beaucoup de prudence : on a en particulier supposé que la parcelle réagissait en bloc, ce qui, on l'a vu, est une approximation grossière, et on a également posé que la détention superficielle était proportionnelle à la racine carrée du ruissellement, ce qui n'a été vérifié expérimentalement qu'en régime permanent et pour des surfaces très lisses (par. 3.2.1.). Cependant, ces relations s'adaptent généralement bien aux données expérimentales dans un certain nombre de cas, où l'on sait que le régime d'infiltration est à peu près stabilisé, et elles présentent alors un intérêt évident.

Elles rendent tout d'abord compte de la forme sigmoïde des courbes de croissance de R et elles montrent qu'indépendamment de l'infiltration, les écoulements de surface se stabilisent d'autant plus rapidement que l'intensité du ruissellement, donc l'intensité d'averse, est plus élevée. La figure 20 sur laquelle ont été tracées trois courbes en S théoriques pour des valeurs de R_x très différentes met bien en lumière ce phénomène. Les relations établies montrent également l'influence du coefficient A, c'est-à-dire de la pente, de la rugosité et de la longueur de parcelle, sur cette même vitesse de stabilisation : la figure 21 fournit en fonction de R_x et de A le temps nécessaire pour que le ruissellement atteigne 99% de sa valeur maximale et montre que pour $A = 0,3$ ou $0,4$ le temps de stabilisation théorique propre de la parcelle peut varier entre 5 et 15 mn suivant la valeur de R_x , c'est-à-dire selon la perméabilité. Cette remarque a son importance sur le plan pratique pour l'établissement a priori d'un protocole d'essais : il ressort en effet qu'on doit se méfier des parcelles à pente modérée ou présentant une rugosité élevée ($A = 0,6$ ou $0,7$), car dans le cas de faibles intensités d'averse, on s'expose à ne pas pouvoir observer le régime permanent pour des durées de ruissellement inférieures à 20 mn. En revanche, pour les valeurs courantes de A (0,1 ou 0,2) observées sur des matériaux à texture fine, une durée de ruissellement comprise entre 5 et 10 mn est généralement suffisante pour que la stabilisation soit atteinte.

Ces remarques sont à rapprocher de ce qu'on observe sur bassins représentatifs où les portions ascendantes des hydrogrammes subissent les mêmes influences.

4.1.2. Parcelles à surface irrégulière

On a dessiné en figure 22 les hydrogrammes théoriques correspondant à deux parcelles d'un même sol saturé, l'une étant plane et l'autre non.

Dans le cas de la parcelle idéalement plane, le stockage définitif S est évidemment nul et la détention superficielle D_m est représentée par l'aire hachurée du triangle curviligne limité par l'hydrogramme (2) et la droite (1) d'ordonnée $I - \bar{F}_N$.

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 figure 22 b, soit :

$$S_i = P_i \frac{R_x}{I} \quad (46)$$

et l'aire du triangle curviligne limité par les courbes (1), (2) et (3) représente cette fois la somme $D_m + S_m$ 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 H_i définie par la relation (9), ce qui permet de déterminer S_i par (46). Quant à S_m on l'obtient sur les derniers hydrogrammes résultant du train d'averses en retranchant D_m , connue par le biais de la relation (26), de la valeur de $D_m + S_m$ déterminée globalement par planimétrie des triangles curvilignes définis plus haut.

Mais l'expérience montrant qu'à moins d'avoir affaire à des traitements agricoles très particuliers, les valeurs trouvées pour S_m sont très faibles, de l'ordre de 1 ou 2 dixièmes de millimètre, on les négligera dans ce qui suit.

4.2. CAS GÉNÉRAL D'UN SOL NON SATURÉ INITIALEMENT

On sait déjà que dans ce cas, la capacité moyenne d'infiltration du sol décroît depuis une valeur initiale F_0 en début d'averse jusqu'à une valeur minimale F_N . Depuis plus d'un demi-siècle (GREEN et AMPT en 1911) de nombreux chercheurs se sont attachés de manière plus ou moins empirique et avec plus ou moins de bonheur à rendre compte analytiquement de la loi de décroissance de l'infiltration. Ces expressions sont bien vérifiées pour la plupart dans un certain nombre d'expériences de laboratoire, mais les applications pratiques sont malheureusement trop souvent limitées sur le terrain en raison d'hypothèses de départ (uniformité et homogénéité) rarement vérifiées et d'approximations trop restrictives pour être valables au champ.

Sur un plan formel, mise à part l'expression d'origine de Kostiaikov, toutes ces formules sont, a priori, susceptibles de s'adapter aux résultats expérimentaux obtenus sur parcelles, car l'intensité de l'infiltration y apparaît comme étant la somme d'un terme constant qu'on peut assimiler ici à F_N et d'un terme variable qui tend asymptotiquement vers zéro, soit avec le temps (HORTON, PHILIP, R. E. SMITH [16]), soit, ce qui revient pratiquement au même, avec la hauteur de la lame d'eau infiltrée (GREEN et AMPT, MORELL-SEYTOUX [2]). Cependant, il ressort des essais d'ajustement de toutes ces formules que les meilleurs résultats sont généralement fournis par la loi exponentielle de Horton. Cette constatation n'est d'ailleurs pas isolée et elle rejoint des conclusions récemment exprimées à l'issue de travaux qui portaient sur des centaines d'essais d'infiltration [17]. On rappelle que la loi de Horton peut s'écrire avec les notations habituelles :

$$F(t) = F_N + (F_0 - F_N)e^{-kt} \quad (47)$$

où k est une constante pour des conditions initiales données et t le temps écoulé depuis le début de la pluie.

Etant donné la souplesse de la formule et les ajustements satisfaisants auxquels elle mène le plus souvent, on se propose dans ce qui suit de dégager une méthode permettant d'obtenir avec une bonne précision pour un essai donné, les paramètres F_0 et k . On examinera successivement deux cas de figure selon la valeur de l'intensité de pluie.

4.2.1. L'intensité de la pluie est relativement élevée ($F_N < F_0 \leq I$)

Dans ce cas (fig. 23 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 :

$$\bar{F} = \frac{F_0 + F_i}{2} \quad (48)$$

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 :

$$\frac{S_i}{\bar{P}_i} = \frac{I - \bar{F}}{I} \quad (49)$$

en éliminant \bar{F} entre (48) et (49), il vient :

$$F_o + F_i = 2 I \left(1 - \frac{S_i}{P_i} \right) \quad (50)$$

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

Par ailleurs, l'intégration de la loi de Horton (47) 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 :

$$W(t) = \frac{F_o - F(t)}{k} + F_N \cdot t$$

soit encore :

$$W(t) = \frac{F_o - F(t)}{k} + \frac{F_N}{I} P(t) \quad (51)$$

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

En utilisant l'expression (51) on va établir deux nouvelles équations qui permettront avec (50) de déterminer au mieux les valeurs de k , F_o 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 figure 23 a, on a :

$$S_i = P_i - W_i, \text{ soit, d'après (51) :}$$

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

$$S_i = P_i \frac{R_x}{I} - \frac{F_o - F_i}{k} \quad (52)$$

D'autre part, on a pour W_u :

$$W_u = \frac{F_o - F_N}{k} + \frac{F_N}{I} P_u \quad (53)$$

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 par. 4.1.2.) la lame d'eau stockée en surface est égale à $S_i + D_m$ et d'autre part la lame d'eau écoulee est égale à $L_u = L - D_r$, par conséquent, on peut écrire :

$$W_u = P_u - S_i - D_m - L + D_r \quad (54)$$

Finalement, en éliminant W_u entre (53) et (54) et en utilisant, pour simplifier les écritures, la différence ΔW entre la lame d'eau réellement infiltrée W_u et la lame d'eau qui se serait infiltrée si le sol avait été saturé dès le départ, soit :

$$\Delta W = W_u - P_u \frac{F_N}{I} \quad (55)$$

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

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

d'où l'on peut tirer successivement :

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

avec :

$$\Delta W = P_u \frac{R_x}{I} - L - D_m - S_i + D_r \quad (56)$$

4.2.2. L'intensité de la pluie est relativement faible ($F_N < I < F_o$)

Dans ce cas (fig. 23 b) les flaques n'apparaissent qu'au bout d'un temps $t_p = \frac{P_p}{I}$ 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_1 est :

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

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

$$\frac{S_i}{P_i - P_p} = \frac{I - \bar{F}}{I}$$

en éliminant \bar{F} il vient :

$$S_i = \frac{P_i - P_p}{2 I} (I - F_i) \quad (57)$$

Comme précédemment, on va chercher à exprimer S_i et W_u en fonction des paramètres à déterminer en remarquant que la relation (51) 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 figure 23 b :

$$\begin{aligned} S_i &= P_i - P_p - (W_i - W_p) \\ &= P_i - P_p - \frac{I - F_i}{k} - \frac{F_N}{I} (P_i - P_p) \text{ soit :} \end{aligned}$$

soit :

$$S_i = (P_i - P_p) \frac{R_x}{I} - \frac{I - F_i}{k} \quad (58)$$

Puis,

$$W_u = P_p + \frac{I - F_N}{k} + \frac{F_N}{I} (P_u - P_p)$$

soit :

$$W_u = \frac{R_x}{k} + P_p \frac{R_x}{I} + F_N \frac{P_u}{I} \quad (59)$$

En éliminant W_u entre (59) et (54) et en utilisant pour simplifier la quantité ΔW (voir (55)), on obtient un nouveau système d'équations qui, cette fois, n'est plus linéaire. En effet, si l'on pose $T_0 = \frac{1}{k}$, il vient d'après (57), (58) et (59) :

$$\text{II} \left\{ \begin{array}{l} (P_i - P_p) (I - F_i) = 2 I S_i \quad (57) \text{ bis} \\ (P_i - P_p) R_x - T_0 I (I - F_i) = I S_i \quad (58) \text{ bis} \\ P_p R_x + T_0 I R_x = I \Delta W \quad (60) \end{array} \right.$$

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

$$(P_i - P_p) [R_x^2 - R_x (I - F_i)] + P_i R_x (I - F_i) - I \Delta W (I - F_i) - I R_x S_i = 0 \quad (61)$$

et en prenant comme variables auxiliaires :

$P'_i = P_i - P_p$ et $R'_i = I - F_i$ (voir fig. 23 b), on obtient par combinaison de (57) bis et (61) :

$$(P'_i R_x)^2 - 3 I S_i (P'_i R_x) - 2 I S_i (I \Delta W - P_i R_x) = 0 \quad (62)$$

et le système se résout aisément après extraction de la racine positive de l'équation (62). On a en effet successivement :

$$P'_i = \frac{3 I S_i}{2 R_x} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{8 (I \Delta W - P_i R_x)}{9 I S_i}} \right)$$

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

$$F_i = I - R'_i$$

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

$$k = \frac{R'_i{}^2}{S_i (2 R_x - R'_i)}$$

et

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

4.2.3. Applications aux données expérimentales

Comme on ne sait pas a priori si F_0 est plus petit ou plus grand que 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 n° I (par. 4.2.1.) et si, par chance, la valeur de F_0 ainsi obtenue est bien inférieure à celle de I , le problème est résolu. Dans le cas contraire, il est nécessaire de s'attaquer au système n° II.

On trouvera ci-dessous à titre d'exemple un tableau 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 n° 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.

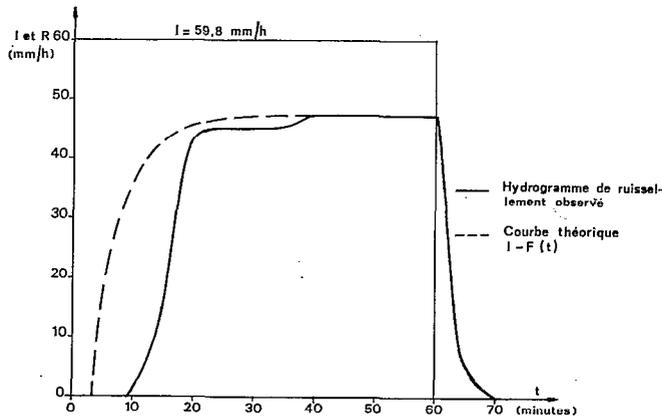


Fig. 24 a. — Averse n° 1 sur PN1-13.
Ajustement d'une loi d'infiltration de Horton

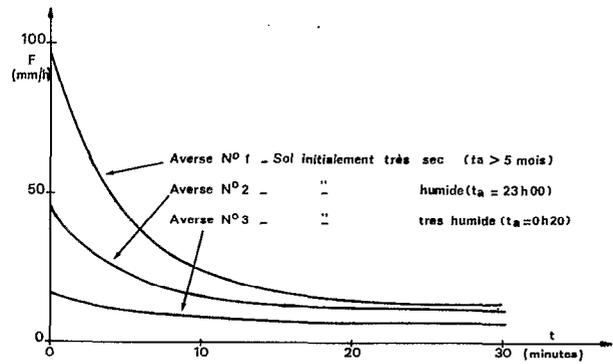


Fig. 24 b. — Averses n° 1, 2 et 3 sur PN1-13.
Evolution des courbes d'infiltration
en fonction de l'état d'humectation initial

PARCELLE PN1-13
RECHERCHE DES PARAMÈTRES DE LA LOI DE HORTON

N°	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	—	—	—	—	—	—

On a ainsi les équations successives des lois de Horton :

— Pour l'averse n° 1 :

$$F = 12,8 + 83,2 e^{-0,107 t} \text{ (t en mn)}$$

— Pour l'averse n° 2 :

$$F = 11,2 + 33,9 e^{-0,199 t} \text{ (t en mn)}$$

— Pour l'averse n° 3 :

$$F = 6,2 + 10,0 e^{-0,147 t} \text{ (t en mn)}$$

et on a reproduit en figure 24 b les courbes théoriques d'infiltration correspondantes. Il est d'ailleurs intéressant de remarquer sur celles-ci combien est importante l'influence de l'état d'humectation initial : cette influence est évidemment très forte sur F₀ qui passe de 96 mm/h à 16,2 mm/h selon que le sol est initialement très sec ou très humide et également nette, bien que moins forte, sur le paramètre F_N. Ce dernier point sera développé au paragraphe suivant.

A titre documentaire, on a reproduit en figure 24 a l'hydrogramme de ruissellement observé au cours de la première averse ainsi que la courbe d'équation

$$I - F(t) = 47,0 - 83,2 e^{-0,107 t}$$

qui correspond à l'ajustement effectué plus haut. Cette figure montre que les hydrogrammes observés peuvent

parfois présenter des irrégularités telles que le pseudo-palier qui apparaît là entre 20 et 35 mn. Ces irrégularités peuvent avoir soit des causes inhérentes à la parcelle (hétérogénéité du sol, dépressions localisées et plus ou moins profondes) soit des causes extérieures et fortuites comme par exemple des sautes de vent qui modifient l'intensité moyenne de la pluie réellement reçue par la parcelle. On voit enfin que les tracés des deux courbes s'écartent de façon notable en régime transitoire et, par conséquent, on commettrait une erreur importante en cherchant à obtenir les paramètres de lois d'infiltration directement à partir des hydrogrammes, sans tenir compte du stockage superficiel et de la détention.

5. LE RÉGIME PERMANENT

On rappelle que pour un essai donné la caractéristique expérimentale de cette phase est l'intensité maximale de ruissellement R_x mesurée directement sur le palier de l'hydrogramme. Mais on doit garder présent à l'esprit qu'à toute conclusion relative à la valeur ou aux variations de ce paramètre correspond une conclusion symétrique concernant l'intensité minimale d'infiltration F_N calculée par différence : $F_N = I - R_x$.

5.1. LES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Si l'on examine l'ensemble des valeurs de R_x (ou de F_N) recueillies sur des types de sols divers, on constate qu'elles sont influencées d'une façon générale par trois facteurs :

- L'intensité de la pluie
- L'état d'humectation initial
- La nature du sol et l'état de sa surface (nature et degré du recouvrement).

Les influences de ces trois facteurs auxquelles il faut également ajouter l'influence indirecte de la pente topographique (voir [1] et [18]) peuvent être mises en relief sur les quelques exemples qu'illustrent les graphiques des figures 25 à 27.

La figure 25. On a reporté en fonction de l'intensité des averses les valeurs de R_x observées pour des états d'humectation initiaux proches de la saturation sur une parcelle (SKS. 21.1) du bassin versant de Sakassou. Cette parcelle est représentative d'un sol de versant sablo-argileux de savane herbeuse et les mesures ont été effectuées en fin de saison sèche, après le passage des feux de brousse. Ceux-ci n'ont laissé subsister que la base de la végétation herbacée, mais le recouvrement au sol reste assez élevé (25%) et il existe de ce fait une hétérogénéité non négligeable en surface.

Pour des durées de ressuyage inférieures à une heure, on a procédé à deux essais au voisinage de 120 mm/h (points 3 et 14), deux autres au voisinage de 90 mm/h (points 7 et 8), un cinquième à environ 60 mm/h (point 15) et un dernier à intensité variable près de la limite de ruissellement (points 16 et 17 correspondant aux paliers de l'hydrogramme de la figure 8 b).

On constate que tous les points expérimentaux s'alignent très correctement sur une droite d'équation :

$$R_x = 0,75 (I - 43)$$

et l'abscisse à l'origine de cette droite ($I_l = 43$ mm) représente une intensité de pluie limite au-dessous de laquelle, il est impossible d'observer un ruissellement quelconque sur le sol. Quant à l'infiltration F_N , elle varie corrélativement en fonction de I selon l'équation :

$$F_N = 0,25 I + 32,25$$

où le coefficient 0,25 est à rapprocher, comme on le montrera dans les paragraphes suivants, du pourcentage de superficie de parcelle recouvert par les touffes de graminées.

La figure 26 est extraite d'une précédente étude [1] à laquelle on pourra se reporter pour plus de détails et elle confirme les remarques déjà faites au paragraphe 4.2.3. (fig. 4 b) concernant l'influence de l'état hydrique initial sur l'intensité minimale d'infiltration. Le graphique 26 montre en effet que la valeur de l'intensité limite de ruissellement I_l est d'autant plus élevée que le sol de la parcelle est moins humide avant l'averse (l'état d'humectation est sommairement caractérisé ici par la durée t_a du ressuyage qui a précédé l'averse).

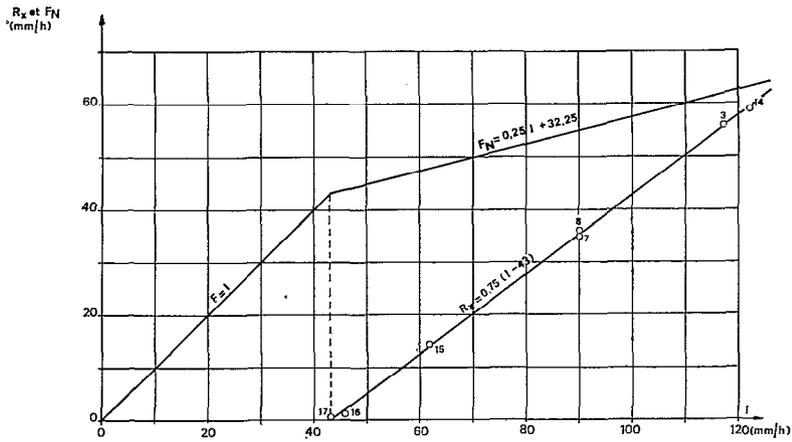


Fig. 25. — Parcelle SKS 21-1. Ruissellement et infiltration en régime permanent pour des conditions d'humectation initiales proches de la saturation ($t_a \leq 1400$). Influence de l'intensité de la pluie

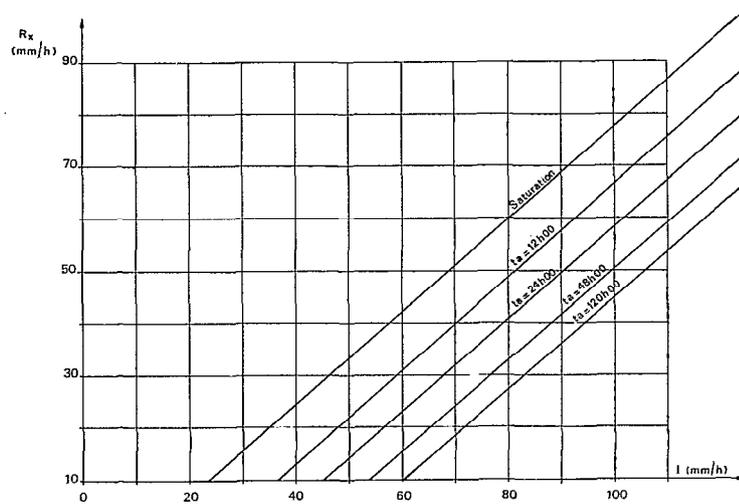


Fig. 26. — Parcelle ADE 1. Influence de l'état d'humectation initial

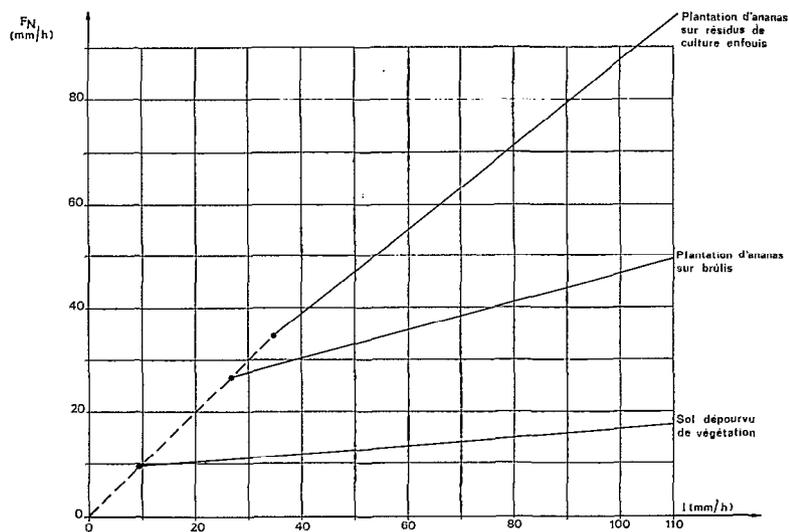


Fig. 27. — Influence du couvert végétal et du traitement du sol en surface sur l'infiltration en régime permanent (sol d'Adiopodoumé en état d'humectation initiale proche de la saturation)

Par conséquent, l'ensemble des relations $R_x(I)$ correspondant à tous les états initiaux « θ_0 » possibles constitue l'équation paramétrique d'un faisceau de demi-droites parallèles :

$$R_x = K [I - I_\ell(\theta_0)] \quad (63)$$

où K est un coefficient ≤ 1 ne dépendant pas de cet état initial.

Pour la valeur minimale de l'intensité d'infiltration on a évidemment de la même façon :

$$F_N = (1 - K) I + K I_\ell(\theta_0) \quad (64)$$

La figure 27 se rapporte à la même étude et montre que F_N est susceptible de varier dans une plage étendue, selon la nature et le degré du recouvrement en surface.

Précisons que ces quelques exemples sont représentatifs de ce qui a été observé en général sur l'ensemble des sols qu'on a eu l'occasion de tester. Les conclusions relatives aux influences de l'état d'humectation initial et de l'intensité de la pluie s'appliquent à tous, à quelques nuances près, l'amplitude des variations observées pour F_N étant d'ailleurs généralement d'autant plus grande que le sol est plus perméable.

Au premier abord, ces résultats sont surprenants car ils ne sont pas prévus par les théories classiques de l'infiltration et n'apparaissent pas non plus dans les expériences qui peuvent être réalisées en laboratoire sur des colonnes homogènes. Cependant, ils recourent parfaitement ceux qui ont été obtenus assez récemment par NASSIF et WILSON [18] avec un dispositif expérimental sensiblement différent du nôtre.

En effet, à l'issue d'études portant sur des parcelles de sols reconstitués en laboratoire et en désignant pour leur part par f_c l'intensité minimale d'infiltration, ces chercheurs sont parvenus aux conclusions partielles suivantes : « f_c is a function of rain intensity. If I is large, f_c is large and if I is small, f_c is small. This parameter varies in importance with soil permeability. It had a very marked influence on the standard soil of the tests but was less significant on the less permeable soils. f_c is a function of initial moisture content. The drier the soil initially, the larger is f_c , but the variation may be quite small. »

On voit donc qu'il existe une convergence indéniable de faits expérimentaux tendant à prouver que la valeur de F_N observée au cours d'un essai sur parcelle n'est pas une caractéristique définie et invariable de cette dernière. Si, d'autre part, les théories existantes ne rendent pas compte de ces faits, c'est très probablement parce que les hypothèses sur lesquelles elles sont fondées ne sont pas conformes aux caractères réels des milieux expérimentaux étudiés. Il convient en particulier d'admettre qu'en dehors de quelques rares exceptions, les sols que l'on rencontre d'ordinaire dans la nature ne peuvent être considérés ni comme uniformes, ni comme homogènes à l'échelle de la parcelle. Or, avec les phénomènes de compression et de circulation d'air [2], la non uniformité du sol en profondeur est très certainement une des causes essentielles de l'anomalie relative à l'influence de l'humectation initiale (perméabilités des horizons successifs décroissantes en profondeur). Quant à l'hétérogénéité du sol en surface, comme on le montrera dans ce qui suit, c'est elle qui est responsable du rôle apparent de l'intensité de pluie ; et si, sur beaucoup d'exemples, l'importance de ce rôle semble avoir un rapport avec la perméabilité du terrain (voir conclusions de l'étude précitée) c'est que, très souvent, une hétérogénéité marquée va de pair avec une forte perméabilité liée à la présence de végétation.

5.2. INFLUENCE THÉORIQUE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ EN SURFACE SUR LES INTENSITÉS DE RUISSELLEMENT ET D'INFILTRATION EN RÉGIME PERMANENT

5.2.1. Hypothèses de départ

On considère que le régime permanent est atteint sur un sol hétérogène soumis à un arrosage d'intensité constante I . Les hypothèses de départ sont les suivantes.

— *Première hypothèse* : en chaque point de la parcelle repéré par ses coordonnées cartésiennes x et y , il existe une intensité minimale d'infiltration $f(x, y, H)$ indépendante de I et bien définie pour un état hydrique initial du sol en ce point, état que l'on suppose être parfaitement caractérisé par un indice global $H(x, y)$.

Ceci est, on le notera, en parfait accord avec les théories de l'infiltration et correspond à ce qui est observé sur des colonnes en laboratoire.

— *Deuxième hypothèse* : pour un état donné du champ d'humectation initiale $H(x, y)$ que l'on supposera par la suite toujours le même, on connaît la fonction de répartition $p(I)$ de $f(x, y)$, en désignant par p la proportion de superficie de parcelle sur laquelle on a $f < I$.

Signalons qu'on peut espérer en pratique obtenir une approche expérimentale de cette fonction de répartition en procédant à l'étude statistique de mesures ponctuelles d'infiltration *in situ* sous charge constante. De telles études ont été effectuées très récemment en Côte d'Ivoire et on trouve en figure 28 un exemple de courbe expérimentale

de répartition obtenue sur un sol dépourvu de végétation et apparemment très homogène (sables tertiaires d'Adiopodoumé). L'appareil utilisé est un infiltromètre Müntz du type COLOMBANI-LAMAGAT-THIEBAUX [19] et les mesures ont porté sur une parcelle rectangulaire de 5 m sur 10 à raison d'un point de mesure par mètre carré.

La figure 28 donne un aperçu de la variabilité et de la forme de la répartition de $f(x, y)$ auxquelles on doit s'attendre pour un sol pouvant être considéré comme « homogène », mais la courbe obtenue est malheureusement inutilisable en pratique, car les valeurs moyennes de f obtenues par cette méthode sont en général de 4 à 10 fois plus élevées que les valeurs correspondantes de F_N observées sous averse. Mais c'est là un autre problème.

— *Troisième hypothèse* : on suppose provisoirement que les contributions de chaque point de la parcelle au ruissellement général sont indépendantes, c'est-à-dire que le ruissellement résultant observable à l'exutoire est égal à la somme de tous les refus ponctuels à l'infiltration. Dans cette hypothèse, la valeur de la fonction $p(I)$ est égale à la fraction de superficie p' qui participe effectivement au ruissellement résultant.

Pour que l'hypothèse soit vérifiée, il est nécessaire que toutes les zones sur lesquelles $I > F_N$ soient en communication directe avec l'exutoire. Cette condition est à peu près réalisée dans le cas d'une parcelle labourée puis aplanée après défriche (parcelle témoin), car des rigoles d'érosion se forment plus ou moins rapidement selon la valeur de la pente topographique et les communications s'établissent généralement avec l'exutoire dès la première averse. On a d'ailleurs l'habitude d'aider artificiellement l'amorçage de ces communications en pratiquant avant le premier essai quelques sillons rectilignes et peu profonds parallèlement à la ligne de plus grande pente. En revanche, pour un sol naturel en place, on ne peut éviter que s'instaure un endoréisme plus ou moins prononcé selon la pente ainsi que la configuration et la densité des mini dépressions du sol. Dans un tel cas, la fraction efficace de superficie ruisselante p' est inférieure à p on traitera le problème à part.

5.2.2. Effet intégrateur d'une parcelle — Cas général

En supposant vérifiées les trois hypothèses qui précèdent on va raisonner sur la base d'une fraction $p(I)$ telle que celle qui est représentée graphiquement en figure 29 a, la courbe de répartition ayant une allure comparable à celle de la courbe expérimentale de la figure 28.

Cette fonction continue et définie pour $I > 0$ est :

- nulle pour $I \leq f_1$
- croissante pour $f_1 < I < f_2$
- égale à 1 pour $I \geq f_2$

Examinons de quelle façon se répartit la pluie en régime permanent pour des gammes d'intensité appartenant à ces trois intervalles :

- 1) Si $I \leq f_1$; il y a infiltration totale sur toute l'étendue de la parcelle.
- 2) Si $f_1 < I < f_2$, certaines zones contribuent à un écoulement de surface mais il y a infiltration totale sur les autres. On a donc :

$$R_x(I) = \int_{f_1}^I p(I) \cdot dI \quad (65)$$

et

$$F_N(I) = I - \int_{f_1}^I p(I) \cdot dI \quad (66)$$

R_x et F_N sont deux fonctions croissantes de l'intensité d'arrosage et on trouvera leurs représentations graphiques sur la figure 29 b.

- 3) Si $I \geq f_2$, le sol ruisselle en totalité et

$$R_x = \int_{f_1}^{f_2} p(I) \cdot dI + \int_{f_2}^I p(I) \cdot dI = R_x(f_2) + I - f_2$$

soit encore, puisque $R_x(f_2) = f_2 - F_N(f_2)$:

$$\left\{ \begin{array}{l} R_x = I - F_N(f_2) \end{array} \right. \quad (67)$$

et

$$\left\{ \begin{array}{l} F_N = F_N(f_2) \end{array} \right. \quad (68)$$

Donc, pour des intensités d'arrosage suffisamment élevées, l'infiltration minimale moyenne devient indépendante de cette intensité et prend une valeur constante égale à l'infiltrabilité totale $F_N(f_2)$ de la parcelle.

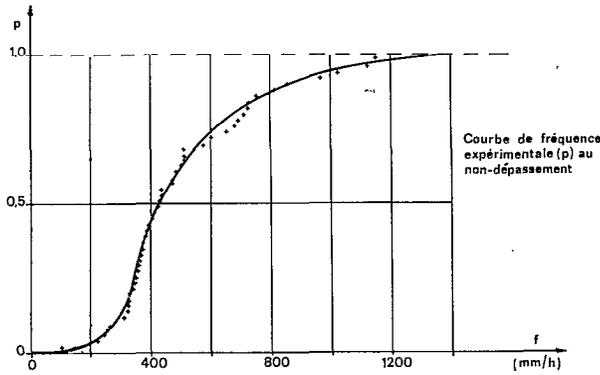
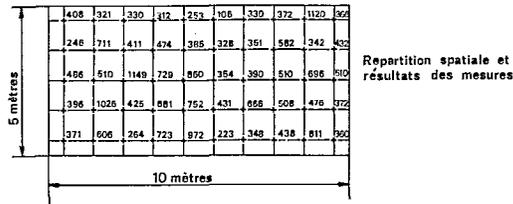


Fig. 28. — Répartition d'intensités d'infiltrations ponctuelles f , obtenues sous charge constante (sol d'Adiopodoumé sans végétation)

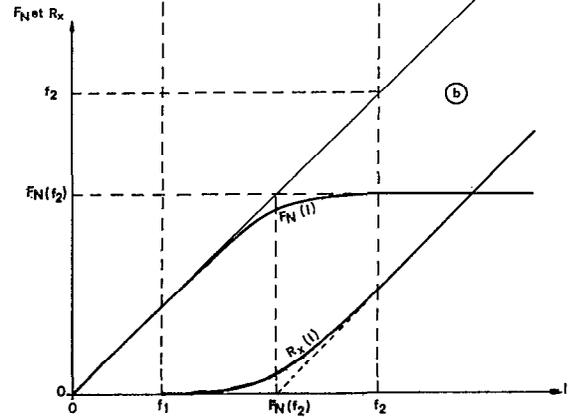
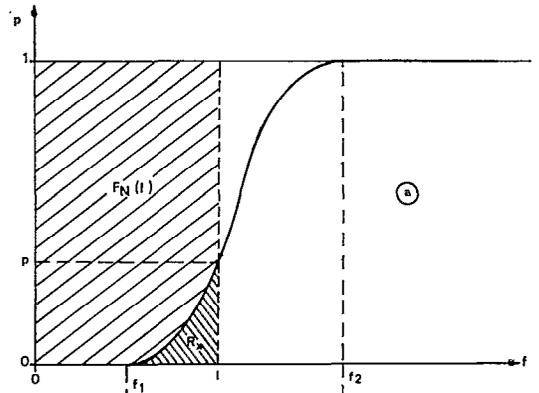


Fig. 29. — Effet intégrateur de la parcelle (cas général)

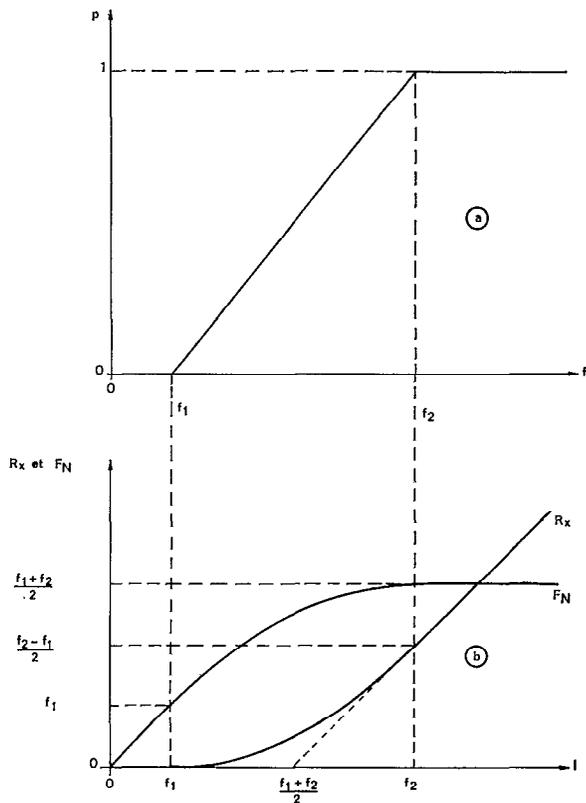


Fig. 30. — Cas d'une répartition uniforme

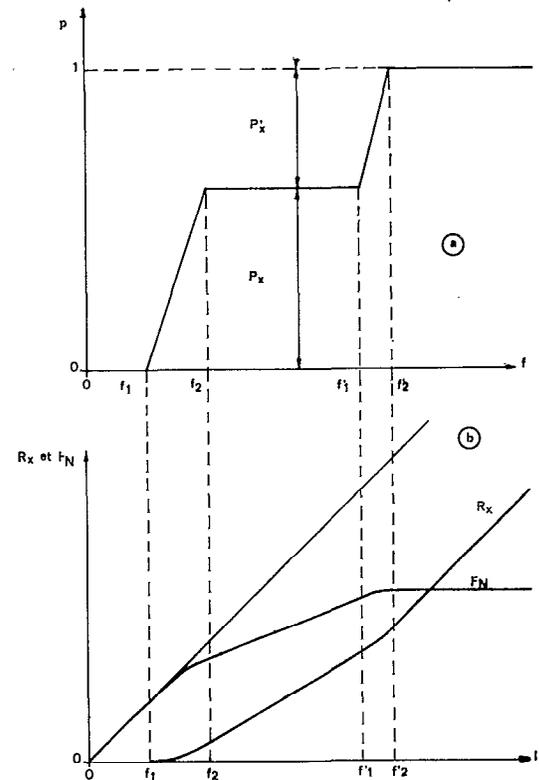


Fig. 31. — Cas d'une double répartition uniforme

On se propose d'examiner en détail ci-après cet effet remarquable de l'hétérogénéité car il se manifeste presque systématiquement sur parcelle, mais on notera qu'il avait déjà été observé sur certains bassins représentatifs de l'ORSTOM et qu'une explication comparable à celle qui précède en avait été fournie dès 1960 par A. BOUCHARDEAU et J. RODIER [21].

5.2.3. Application au cas d'une distribution uniforme continue

Bien que théorique, ce cas semble intéressant, car il correspond à des caractéristiques moyennes d'hétérogénéité qu'il peut être commode d'adopter comme hypothèse de travail lorsqu'on ne dispose pas de renseignements plus précis.

Si l'on considère la figure 30 a, dans l'intervalle $f_1 < I < f_2$, la fonction de répartition a pour équation

$$p(I) = \frac{I - f_1}{f_2 - f_1}$$

et l'on a d'après les relations (65) et (66) :

$$\left\{ \begin{array}{l} R_x = \frac{(I - f_1)^2}{2(f_2 - f_1)} \end{array} \right. \quad (69)$$

et

$$\left\{ \begin{array}{l} F_N = I - \frac{(I - f_1)^2}{2(f_2 - f_1)} \end{array} \right. \quad (70)$$

Sur cet intervalle, $R_x(I)$ et $F_N(I)$ sont donc représentés par des arcs de parabole (voir fig. 30 b), et lorsque $I \geq f_2$ on a :

$$F_N = \frac{f_2 + f_1}{2}$$

et

$$R_x = I - \frac{f_2 + f_1}{2}$$

5.2.4. Cas d'une distribution discontinue à lacune

Sur parcelles expérimentales, on se trouve fréquemment en présence d'une hétérogénéité artificielle résultant d'un remaniement superficiel du sol en des zones généralement bien localisées. Dans le cadre d'études à buts agronomiques, il peut s'agir par exemple d'une alternance de sillons de labour où la structure du sol est relativement aérée et de bandes de circulation compactées par piétinement ou passage d'engins mécaniques. Il peut s'agir aussi de parcelles cultivées sur lesquelles les zones entourant chacun des plants ont des propriétés structurales superficielles nettement différentes de celles des régions plus éloignées, les causes de ces différences pouvant être très diverses : remaniement du sol à proximité des plants, circulation et compactage entre ces derniers, formation de croûtes plus ou moins imperméables sur l'étendue des zones non protégées par le couvert végétal, etc.

Pour de telles parcelles, on est en droit de supposer que, la distribution des valeurs ponctuelles de perméabilités comportant une lacune, la fonction de répartition correspondante prend une valeur constante $p_x = p(f_2)$ dans l'intervalle de cette lacune (voir fig. 31 a). En considérant cette figure, on voit que si l'intensité d'arrosage est comprise entre f_2 et f'_1 , on peut écrire d'après les relations (65) et (66) :

$$\begin{aligned} R_x(I) &= \int_0^{f_2} p(I) \cdot dI + \int_{f_2}^I p(I) \cdot dI \\ &= R_x(f_2) + p_x(I - f_2), \text{ soit encore :} \end{aligned}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} R_x = p_x I + (1 - p_x) f_2 - F_N(f_2) \end{array} \right. \quad (71)$$

et

$$\left\{ \begin{array}{l} F_N = (1 - p_x) I - (1 - p_x) f_2 + F_N(f_2) \end{array} \right. \quad (72)$$

On remarque que ces relations présentent la forme linéaire obtenue fréquemment à partir des données expérimentales (voir (63) et (64)), et par identification on constate que pour $f_2 < I < f'_1$, le coefficient K défini plus haut n'est autre que la proportion p_x de superficie du sol occupée par les formations les moins perméables.

En effet, en reprenant l'exemple expérimental de la figure 25, on peut vérifier que l'on a :

$$K = 0,75 = p_x = \frac{\text{superficie non occupée au sol par la végétation}}{\text{superficie totale de la parcelle}}$$

Il convient de noter également sur cet exemple qu'étant donné l'ampleur de l'intervalle $[f_2, f'_1]$ de la lacune, seul le premier tronçon de droite $R_x(I)$ a pu être observé ; mais si le dispositif avait permis de réaliser des averses à intensités nettement supérieures à f'_2 , on aurait alors observé un ruissellement généralisé et, par conséquent, une seconde valeur de K égale à l'unité.

Quant au paramètre I_f que l'on a défini comme une intensité théorique limite de ruissellement, c'est bien en fait une valeur théorique dans le cas général puisque la véritable valeur limite est égale à f_1 (voir fig. 31 b) avec les hypothèses du paragraphe 5.2.1. On va cependant montrer qu'il peut ne pas toujours en être ainsi et que dans des cas réels comparables à celui de la figure 25, cette limite théorique vient se confondre avec la limite expérimentale.

5.2.5. Hétérogénéité localisée et hétérogénéité diffuse

On a admis jusqu'ici que l'hypothèse de l'indépendance des contributions de chaque zone au ruissellement était réalisée et on a pu citer des exemples théoriques dans lesquels elle était fondée : on était en présence d'une hétérogénéité localisée de telle sorte qu'avant de parvenir à l'exutoire, le ruissellement issu d'un point quelconque de la parcelle devait transiter par des régions situées plus en aval dont les perméabilités devaient obligatoirement être au plus égales à celle de la zone d'origine. On conviendra de dénommer une telle distribution spatiale des perméabilités « hétérogénéité localisée du type perméable-amont ».

Imaginons à présent qu'au lieu d'être localisée l'hétérogénéité soit diffuse, c'est-à-dire répartie uniformément sur toute la surface de la parcelle et reprenons comme support de raisonnement le graphique de la figure 29 a. Si l'intensité de la pluie est légèrement plus élevée que f_1 , on a effectivement un refus à l'infiltration de valeur maximale moyenne R_x sur une superficie relative égale à $p(I)$ mais ce « ruissellement » est repris au fur et à mesure de sa formation par les régions environnantes plus perméables et aucun ruissellement visible et durable ne peut avoir lieu à la surface de la parcelle. En effectuant des essais à intensités progressivement plus élevées, on continue à observer le même phénomène jusqu'au moment où l'ensemble des zones à forte perméabilité n'est plus capable d'absorber le surplus en provenance des autres. L'intensité de la pluie est alors égale à $F_N(f_2)$ et une pellicule d'eau se met à recouvrir toute l'étendue du sol. Pour des intensités supérieures à cette limite l'infiltration demeure constante et on retrouve les relations (67) et (68). Tout se passe ici comme si le sol de la parcelle était parfaitement homogène et le schéma d'interprétation permet de justifier le fait que le raccordement parabolique du tronçon de droite $R_x(I)$ n'apparaît plus entre f_1 et f_2 : la limite expérimentale de ruissellement n'est plus f_1 , mais $F_N(f_2)$ (voir fig. 25).

On remarquera qu'un raisonnement identique peut s'appliquer dans le cas d'une hétérogénéité localisée qu'on appellera du type « perméable-aval », la distribution de ces perméabilités pouvant être indifféremment continue ou à lacunes. Une seule différence est à noter par rapport au cas de l'hétérogénéité diffuse : on peut observer du ruissellement sur une superficie notable de la parcelle si $f_1 < I < f_2$ bien qu'il n'y ait aucun écoulement à l'exutoire.

Moyennant ces quelques remarques, on peut prévoir a priori la forme que doit prendre la relation $R_x(I)$ si l'on sait formuler des hypothèses simples sur l'hétérogénéité d'un sol. Considérons par exemple un cas fréquent en pratique, celui d'une parcelle que l'on a défrichée puis aplanie au râteau. Initialement elle présente le cas presque idéal d'une hétérogénéité diffuse, mais à la suite de quelques arrosages, pour peu que la pente soit suffisamment accusée, le ruissellement érosif a pour effet de creuser un réseau de ravines. Si d'autre part la texture du sol est favorable à la formation d'une croûte sous les impacts des gouttes de pluie, on conçoit qu'une hétérogénéité naturelle à l'infiltration se développe à la longue. C'est bien entendu une hétérogénéité localisée : à l'amont une pellicule de battance se constitue entre les drains du réseau, imperméabilisant relativement les régions qu'elle recouvre tandis qu'à l'aval, au niveau du réseau de rigoles, les vitesses d'écoulement et les forces d'entraînement qui s'exercent sur les matériaux les plus fins sont trop importantes pour que la pellicule se maintienne. Dans ces conditions les zones « aval » et amont acquièrent des propriétés nettement différentes. On se trouve en présence d'une hétérogénéité localisée de distribution discontinue à simple lacune qui sera généralement du type « perméable-aval », mais pourra parfois être du type inverse si le réseau de rigoles est suffisamment profond pour avoir mis à jour l'horizon plus imperméable situé sous la semelle de labour.

CONCLUSIONS

Une première analyse globale des données disponibles a permis d'obtenir un inventaire détaillé des différents facteurs mis en jeu dans le processus général de ruissellement, de localiser les niveaux d'intervention de chacun d'entre eux et, parfois, de quantifier leurs influences relatives. A ce point de vue les résultats acquis sont encourageants car ils permettent d'envisager une modélisation assez fidèle des phénomènes susceptibles d'être observés en régime naturel de précipitation : en étudiant les réactions des sols sous pluies simulées, on peut espérer obtenir une bonne connaissance de leur susceptibilité au ruissellement et déterminer par exemple des valeurs très approchées des lames d'eau ruisselées correspondant à une séquence pluvieuse donnée à l'avance.

Il apparaît d'autre part que les problèmes posés par la caractérisation du milieu expérimental constitué par la parcelle sont en réalité plus complexes qu'il ne semblait à première vue : la prise en compte de facteurs tels que l'hétérogénéité et la morphologie superficielle des sols n'était en effet pas prévue. On constate cependant qu'il est possible de dégager des méthodes de traitement des données débouchant sur une paramétrisation approchée, mais pratiquement utilisable du milieu. On a en effet montré que les quatre phases du processus complet de ruissellement pouvaient être successivement décrites par des paramètres tels que :

1) *Pour l'imbibition*

- La valeur du stockage superficiel par flaques S_i .
- Les caractéristiques moyennes des cinétiques de ressuyage, λ_1 , λ_2 , $C\theta_s$ et $C\theta_r$.

2) *Pour le régime transitoire*

- La valeur du coefficient A reliant la détention superficielle à l'intensité du ruissellement.
- L'infiltrabilité initiale moyenne F_0 du sol.
- L'intensité d'infiltration finale F_N .
- La constante de Horton k.

3) *Pour le régime permanent*

- Les paramètres K et I_f caractérisant la distribution des perméabilités du sol.

4) *Pour la vidange*

- La valeur du coefficient A
- La proportion $\bar{\omega}$ de superficie moyenne ruisselante de la parcelle.

On doit toutefois rappeler que si la plupart de ces paramètres sont des constantes permettant des comparaisons directes entre des complexes sol - végétation distincts, les autres (F_0 , F_N , k et I_f) ne sont définis que pour un état d'humectation initial donné. Ces quatre paramètres ne peuvent donc servir de critères de comparaison que si l'on connaît les amplitudes et les valeurs aux bornes respectives de leurs intervalles de variation. Cela implique que l'on soit en mesure de tester convenablement les parcelles dans toute l'étendue des intervalles de variation d'humectation initiale et ceci pour différentes valeurs raisonnables de l'intensité d'arrosage. De telles études n'ont pu être réalisées jusqu'à présent, mais il serait très souhaitable qu'elles le soient à l'avenir. Dans ce but, il conviendra de modifier les protocoles d'essais et on sera probablement conduit à tester en parallèle, sous des intensités différentes, des parcelles de sols identiques présentant les mêmes caractères d'humidité initiale.

Le « mini-simulateur » récemment mis au point en Côte d'Ivoire par les pédologues de l'ORSTOM semble convenir particulièrement à ce genre d'étude en raison de sa maniabilité et de sujétions d'emploi moins contraignantes. En effet, la mobilité de ce nouveau dispositif, la possibilité de passer de manière quasi instantanée d'une intensité d'arrosage à une autre ainsi que la taille plus réduite des parcelles expérimentales devraient permettre la multiplication du nombre des essais et une exploration plus détaillée du processus d'infiltration.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] LAFFORGUE (A.) et NAAH (E.) - 1976 - Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIII, n° 3, 1976.
- [2] MOREL-SEYTOUX (H. J.) - Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 5^e partie : le cas de la pluie. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XII, n° 4, 1975.
- [3] RIOU (Ch.) - Quelques relations entre pluie, ruissellement et infiltration, obtenues en laboratoire sur des sols initialement secs. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. I, n° 5, 1966.
- [4] DANGLER (E. W.), EL-SWAIFY (S. A.), AHUJA (L. R.) et BARNETT (A. P.) - Erodibility of selected Hawaii Soils by rainfall simulation. A.R.S. - U.S. Department of Agriculture. ARS. W, 35, 1976.
- [5] MARCESSE (J.) - Détermination *in situ* de la capacité de rétention d'un sol au moyen de l'humidimètre à neutrons. *Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies*. A.I.E.A., Vienne, 1967.
- [6] MARCESSE (J.) et COUCHAT (Ph.) - Etude hydrodynamique des sols à l'aide d'un humidimètre à neutrons automatique. *Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies*, 1973. A.I.E.A., Vienne, 1974.
- [7] HILLEL (D.) - *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*. Vander ed., 1974.

- [8] COLLINET (J.), ASSELINE (J.) et LAFFORGUE (A.) – 1975 – *Compte rendu d'une mission en Haute-Volta* (3 mars-6 juin 1975). ORSTOM, Centres de Ouagadougou et d'Adiopodoumé, 1975.
- [9] REYNOLDS (S. G.) – A note on the relationship between size of area and soil moisture variability. *Journal of Hydrology*, 22, 1974, pp. 71-76.
- [10] WOODING (R. A.) – A hydraulic model for the catchment-stream problem — I. Kinematic — wave theory. *Journal of Hydrology*, 3, 1965, pp. 254-267.
- [11] WOOLHISER (D. A.) et LIGGETT (J. A.) – Unsteady, one — dimensional flow over a sloping plane — The rising hydrograph, 1967. *Water Resource Research*, 3 (3), pp. 753-771.
- [12] SHREIBER (D. L.) et BENDER (D. L.) – Obtaining overland flow resistance by optimization, 1972. *Journal of the hydraulics division*, A.S.C.E., vol. 98, n° HY 3.
- [13] TAYLOR (C.), AL-MASHIDANI (G.) et DAVIS (J. M.) – A finite element approach to watershed runoff. *Journal of hydrology*, 21, 1974, pp. 231-246.
- [14] MUZIK (I.) – State variable model of overland flow. *Journal of hydrology*, 22, 1974, 345-364.
- [15] SINGH (V. P.) et WOOLHISER (D. A.) – A non linear kinematic wave model for watershed surface runoff. *Journal of hydrology*, 11, 1976, pp. 221-243.
- [16] SMITH (R. E.) – The infiltration envelope : Results from a theoretical infiltrometer. *Journal of hydrology*, 17, 1972 pp. 1-21.
- [17] GIFFORD (G. F.) – Applicability of some infiltration formulae to rangeland infiltrometer data. *Journal of hydrology*, 28, 1976, pp. 1-11.
- [18] NASSIF (S. H.) et WILSON (E. M.) – The influence of slope and rain intensity on runoff and infiltration. *Bulletin des Sciences hydrologiques*, XX, 4, 12, 1975.
- [19] COLOMBANI (J.), LAMAGAT (J. P.) et THIEBAUX (J.) – 1972 – Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode Müntz. Une extension de la méthode Porchet aux sols hétérogènes. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. IX, n° 3, 1972.
- [20] POURRUT (P.) et MOUTONNET (P.) – Contrôle neutronique de l'humidité des sols en surface. (Bassin versant de la Tafaina, République malgache.) *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. VIII, n° 2, 1971.
- [21] BOUCHARDEAU (A.) et RODIER (J.) – Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables. *Mémoires et Travaux de la S.H.F.*, n° 1, 1960.