INFILTRATION ET PROBLÈMES AGRONOMIQUES QUELQUES APPROCHES EXPÉRIMENTALES

Communication
présentée au Comité technique
de la Société Hydrotechnique de France
le 13 juin 1969

PAR A. FÉODOROFF *

Introduction

L'infiltration de l'eau conditionne toute une série de problèmes agronomiques : conservation du sol, utilisation mécanique (labours, etc.), création de conditions hydriques optimales pour le développement des plantes, évolution du sol sous l'action de l'eau, transfert d'éléments solubles utiles ou toxiques, etc.

A l'échelle d'une année agricole ou hydrologique et pour un milieu donné, les agriculteurs distinguent généralement deux périodes, plus ou moins longues. Pendant l'une, l'eau est en excès, ce qui entraîne des difficultés pour entrer dans les champs, pour les travailler, et aussi des risques d'asphyxie pour les cultures en place. La deuxième période est caractérisée par un manque d'eau, préjudiciable essentiellement à l'obtention de récoltes en quantité et qualité convenables.

Il s'agit donc de pouvoir diagnostiquer ces situations avec des critères objectifs et de mettre en œuvre des mesures destinées à évacuer l'eau, quand elle est en excès et à l'apporter de façon rationnelle et économique, lorsqu'elle manque. Ces interventions nécessitent la connaissance des paramètres régissant l'action respective du sol et du climat dans les processus de circulation de l'eau.

Plusieurs voies sont possibles pour la définition et la mesure de ces paramètres. L'une, désormais classique, consiste à analyser les écoulements sous l'angle de certaines hypothèses (équation de potentiel) qui forment un corps de doctrine.

Mais il s'avère qu'à l'heure actuelle cette approche ne permet pas encore d'apporter de réponse à des problèmes pratiques (P. Dubreuil, 1967, Tipton, 1967). Aussi avons-nous cherché, en partant de données expérimentalement accessibles et sans faire appel à des *a priori* quant aux mécanismes, à apporter des éléments de réponse à certains des problèmes posés. Dans l'exposé des résultats, nous procéderons dans un ordre de complexité croissant, en présentant successivement :

- des recherches sur l'infiltration réalisées en laboratoire sur modèle simplifié (sol initialement sec);
- des recherches sur la redistribution réalisées dans les mêmes conditions, avec une mention particulière du problème de la capacité de rétention;
- la méthode d'étude et quelques résultats sur l'infiltration de pluies naturelles dans un sol en place.

I. — Infiltration d'une pluie artificielle dans un sol sec

Influence de quelques caractéristiques de la pluie et du sol.

Les techniques traditionnelles d'irrigation par rigoles ou calants ont justifié des recherches sur l'infiltration sous charge. La généralisation assez récente de l'irrigation par aspersion a nécessité la mise en œuvre de nouvelles études relatives à un système complexe, où l'infiltration n'est pas limitée uniquement par le sol, mais également par l'apport d'eau. Sur le plan pratique, ces études sont desti-

* Ing. Agri.-Dr Ing., Maître de Recherches I.N.R.A.

1/ Avancement du front d'humectation pendant l'infiltration. En paramètre, intensité de la pluie (Feodoroff, 1965).
Wetting front movement during infiltration. Rain intensity in parameter (Feodoroff, 1965).

2/ Evolution du profil hydrique pendant l'infiltration (Feodoroff, 1965).
Evolution of the moisture profile during infiltration (Feodoroff, 1965).

3/ Relation entre la vitesse du front et l'intensité d'arrosage (Moussighitchy, 1967).
Front velocity versus rain intensity (Moussighitchy, 1967).

4/ Profils hydriques pour quatre intensités d'arrosage (Moussighitchy, 1967).
Moisture profiles for four rain intensities (Moussighitchy, 1967).

nées à orienter le choix des intensités et des doses d'arrosage. D'autres utilisations sont également possibles, dans la mesure où une pluie artificielle est un modèle plus proche de la pluie naturelle qu'un plan d'eau en charge.

L'approche expérimentale a consisté à étudier les manifestations mesurables de l'infiltration sur un modèle de sol délibérément simplifié, c'est-à-dire de constitution uniforme et initialement sec à l'air. Cette dernière condition simulait, avec une certaine approximation, un dessèchement accentué par l'évapotranspiration.

Les résultats (Rubin, 1964 et Feodoroff, 1965) font apparaître que dans ces conditions :

1) Après un stade réduit d'établissement la vitesse du front est constante (fig. 1). Ce comportement est différent de celui précédemment observé avec l'infiltration sous charge.

2) Pendant l'infiltration sous une intensité de pluie donnée, il se développe dans le sol une « zone d'humectation » à gradient d'humidité, qui se déplace ensuite par translation en laissant derrière elle une « zone de transmission » à humidité sensiblement constante (fig. 2).

3) La vitesse d'infiltration dépend de l'intensité d'arrosage (fig. 1). Des données relatives à plusieurs sols sont regroupées sur la figure 3.

4) Corrélativement, pour un sol donné, la teneur en eau de la zone de transmission croît avec l'intensité (fig. 4). La croissance de la teneur en eau avec l'intensité est représentée par des courbes différentes selon les sols (fig. 5). Les courbes se déplacent vers les humidités croissantes avec la teneur en argile. Ce résultat apparaît également dans les travaux de Rubin (1964).

Une tentative a été faite pour exprimer quantitativement ces différents éléments d'observation. Elle a consisté à relier la vitesse d'avancement du front V et l'intensité d'arrosage I par une relation (Feodoroff, 1965) du type :

$$V = V_i (1 - e^{-\mu I})$$

où V_i et μ sont des constantes d'ajustement. Comme, par ailleurs, le rapport I/V exprime le taux de remplissage du sol par l'eau d'infiltration, on peut, connaissant μ et V_i , estimer la teneur en eau pour une intensité donnée. Le calcul de ces constantes est possible à partir de quatre ou cinq expériences. Les résultats montrent qu'elles reflètent les propriétés intrinsèques et le comportement hydrologique du sol (tableau 1).

En effet, pour des matériaux tamisés, on trouve un parallélisme assez net avec la granulométrie, ce qui donne une possibilité de classement des matériaux. Toutefois, l'état structural a une influence déterminante (couple du sol 3). La transposition au terrain pour des sols naturellement structurés demande donc certaines précautions. On doit alors soit opérer avec des colonnes de sol non remanié (problème actuellement abordé par Ballif et Maignant, comm. verbale), soit développer des méthodes d'observation de la vitesse du front *in situ* : cet aspect sera abordé plus loin (chap. III).

Une variante de cette approche consisterait à trouver une relation directe entre la teneur en eau et l'intensité. A ma connaissance elle n'a pas encore été tentée jusqu'à présent.

Signalons enfin une première étude destinée à

Tableau 1

NUMÉROS	SOL	μ mn/mm	V_i mm/mn
1	Sol limono-argileux tamisé à 2 mm.....	3,6	1,3
2	Sol argilo-sableux ferrallitique et organique tamisé à 2 mm.....	2,1	1,5
3	Sol argilo-sableux ferrallitique non organique tamisé à 2 mm.....	0,5	5,6
3	Sol argilo-sableux ferrallitique non organique. Agrégats compris entre 5 et 10 mm.....	0,1	38,8
4	Sol sableux fin organique	0,9	2,9

5/ Teneur en eau de la « zone intermédiaire » (ou « zone de transmission ») suivant l'intensité de la pluie (Feodoroff, 1965).

Moisture content of the « transmission zone » versus rainfall intensity (Feodoroff, 1965).

caractériser des formations pédologiquement définies (*). Le critère de classement a été la vitesse du front de sols non remaniés soumis à une intensité de pluie standard (Magniant, Guérin, 1968). Par ordre de vitesses croissantes on a obtenu : horizon B 2 t d'un sol brun lessivé, sable de la Falunière, horizon $A_0 + A_1$ d'un sol brun lessivé, horizon $A_0 + A_1$ d'un sol brun calcaire.

On voit donc que cette approche, qui a déjà fourni la réponse à quelques questions, ouvre un certain nombre de perspectives qui sont loin d'être épuisées.

II. — Redistribution de l'eau

Allure générale. Manifestation de la capacité de rétention.

La redistribution est le processus d'écoulement consécutif à l'apport de l'eau. Elle participe conjointement avec l'évaporation à ce que les agriculteurs appellent le « ressuyage ». D'expérience, les praticiens savent que le ressuyage doit être achevé pour pouvoir entrer dans les champs et qu'avec certains sols cette condition n'est pas encore suffisante pour bénéficier d'une accessibilité et « ergabilité » (**) convenable des terres. Par ailleurs, les techniciens de l'irrigation savent qu'un ressuyage

(*) Voir ces définitions dans JAMAGNE, 1967.

(**) Néologisme reflétant l'aptitude du sol à être convenablement travaillé par l'homme.

6/ Progression du front pendant l'infiltration et le début de la redistribution. Trois doses. Echelles des profondeurs décalées (Moussighitchy, 1967).

Progression of wetting front during infiltration and beginning of redistribution. Three water amounts. Depth scales shifted (Moussighitchy, 1967).

trop lent peut entraîner des dommages pour le sol et pour la plante (asphyxie).

Si on conduit des expériences de laboratoire avec colonnes de terre sèche, on constate (fig. 6) que la transition entre l'infiltration et la redistribution se concrétise par un changement dans la cinétique du front d'humectation (Dolgov, 1948, Moussighitchy, 1967, Ben Harrath et coll., 1969).

Immédiatement, ou quelque temps après la fin de l'arrosage, on observe un ralentissement. Les profils hydriques continuent à évoluer (fig. 7 et 8); on constate d'ailleurs à ce propos la similitude des comportements observés au laboratoire et au champ.

Si on porte sur des graphiques l'humidité d'une couche qui draine en fonction du temps, (fig. 9, 10, 11), on voit apparaître, aussi bien au laboratoire que sur le terrain, les comportements suivants :

- la baisse d'humidité est d'abord rapide, puis change de rythme;
- le deuxième stade (redistribution lente) intervient quand il y a un substrat de terre sèche exerçant une succion (fig. 9 et 10), mais devient pratiquement négligeable dans des couches profondes reposant sur un substrat certainement non desséché (couches 90-120 et 120-150 de la fig. 11).

Il est vraisemblable que la manifestation de ces deux régimes successifs de redistribution est liée à une certaine discontinuité dans le mode de rétention de l'eau par le sol et que cette discontinuité caractérise la capacité de rétention. Effectivement, la confrontation entre la valeur de la capacité au champ, considérée comme référence, et l'humidité pour laquelle on observe une modification dans le régime de la redistribution a donné un bon accord entre les deux séries de valeurs (Feodoroff, 1962).

A partir de ces constatations, nous avons proposé une méthode de redistribution accélérée en laboratoire qui permet d'accéder à une estimation chiffrée de la capacité de rétention (Feodoroff, Belremieux, 1964).

Un exemple de courbe ainsi obtenue est donné en figure 12. Cette méthode a été ajustée sur une gamme de sols variés et il est apparu nécessaire de prendre certaines précautions pour caractériser les matériaux gonflants (Mantion, Feodoroff, 1968).

Si la capacité de rétention se manifeste ainsi au cours du processus de redistribution sur terre sèche, il existe d'autres faits d'observation qui confirment l'existence de cette caractéristique hydrique et contribuent à lui fournir une explication. Nous nous limiterons ici à des arguments relevant d'expériences de laboratoire et dans la troisième partie de l'exposé, nous donnerons des résultats obtenus au champ.

On trouve, dans la littérature, des courbes représentant la variation de la conductibilité hydrique avec la teneur en eau. La similitude de ces

7/ Evolution des profils hydriques en redistribution. Essais de laboratoire (Feodoroff, 1962).

Time variation of profiles during redistribution. Laboratory trials (Feodoroff, 1962).

8/ Evolution des profils hydriques en redistribution. Essais de terrain (Marcesse, 1967).

Time variation of profiles during redistribution. Field trials (Marcesse, 1967).

9/ Evolution de l'humidité d'une couche de sol drainant pendant la redistribution. Laboratoire (Feodoroff, 1962).
Moisture content time variation of a soil layer draining during redistribution. Laboratory trials (Feodoroff, 1962).

10/ Evolution de l'humidité d'une couche de sol drainant pendant la redistribution. Terrain (Marcesse, 1967).
Moisture content time variation of a soil layer draining during redistribution. Field trials (Marcesse, 1967).

11/ Evolution de l'humidité de plusieurs couches de sol drainant pendant la redistribution. Terrain (Robinson et Bayer, 1964).
Moisture content time variation of several soil layers draining during redistribution. Field trials (Robinson and Bayer, 1964).

12/ Détermination de la capacité de rétention par ressuyage sur terre sèche (Feodoroff, 1968).

Measurement of retention capacity by drainage on dry soil (Feodoroff, 1968).

courbes avec celle de la figure 12 est très nette. On constate en outre (par exemple chez Staple et Lehane 1954, et Vachaud, 1968), que la conductibilité hydrique devient pratiquement nulle pour une teneur en eau non négligeable, voisine du milieu de l'intervalle de saturation. Il est probable qu'un rapprochement, non encore tenté, entre ce résultat et d'autres mesures justifiant le concept de capacité de rétention, serait fructueux.

S'il y a convergence entre les deux approches, on sera fondé à penser que le comportement de l'eau, dans un milieu non saturé, est caractérisé par deux domaines, où les modalités de l'écoulement sont soumises à des règles distinctes. Nous possédons déjà un élément de réponse quant à la nature de ces règles. Il nous est fourni par des expériences de laboratoire destinées à voir si un écoulement purement gravitaire (sans gradient d'humidité ou de tension) peut avoir lieu dans toute la gamme des humidités et si, notamment, la capacité de rétention ne limite pas deux domaines de manifestations distinctes.

Le principe utilisé est le suivant : on constitue des colonnes avec une terre préalablement humectée, ces colonnes sont maintenues en position verticale, à température constante et sans évaporation pendant un temps long. A l'issue de cette période, on détermine les profils hydriques et on observe si l'eau s'est redistribuée. L'ensemble des opérations est effectué avec des humidités initiales différentes, encadrant la capacité de rétention.

Les essais ont été réalisés avec un matériau dont la capacité de rétention se situe à 19 - 20 % (fig. 12). En conséquence, on a cherché à fixer les humidités initiales à 10, 15, 20, 25 et 27 % (les valeurs pratiquement réalisées ont été quelque peu différentes). La période de redistribution s'est prolongée de juin à décembre 1966, soit cent soixante-dix jours.

Les résultats sont donnés sur la figure 13 :

- pour des humidités initiales de 12 et 16 %, il n'y a pas de redistribution visible;
- avec 21 %, le phénomène est à peine marqué;
- avec 25 et 27 %, on assiste à une redistribution notable : dans la partie supérieure les humidités finales sont assez comparables : 22 - 23 %; dans la partie inférieure la teneur en eau finale croît avec la teneur en eau initiale, sans qu'il y ait saturation.

Ces essais montrent ainsi qu'un écoulement gravitaire, sans gradient d'humidité ou de tension, ne se manifeste que pour des teneurs en eau supérieures à la capacité de rétention. Cette humidité particulière délimite donc deux domaines de comportement différent. L'origine de ces comportements différenciés reste à expliquer. Il n'en reste

13/ Expériences de redistribution gravitaire. Même matériau que dans la figure 12. Teneur en eau après 170 jours (Feodoroff, 1968).

Gravity redistribution tests. Same soil as for Fig. 12. Moisture content measured after 170 days (Feodoroff, 1968).

pas moins que leur existence même doit avoir des conséquences sur l'infiltration : c'est ce que nous allons montrer dans la dernière partie, consacrée aux observations réalisées sur le terrain. Au préalable, nous allons examiner l'influence de quelques facteurs sur l'allure générale de la redistribution.

Influence de quelques facteurs sur l'allure générale de la redistribution.

Un problème d'intérêt pratique est l'influence des modalités de l'arrosage (dose, intensité) sur la redistribution. Il intéresse notamment le praticien de l'irrigation, car il conditionne le « ressuyage » du sol. Cet aspect a été étudié sur colonnes, en laboratoire, par Moussighitchy (1967). Cet auteur a choisi de comparer l'effet de deux doses : 40 et 80 mm. Comme facteur complémentaire il a utilisé deux intensités d'arrosage (0,1 et 0,4 mm/min) qui se sont révélées n'avoir qu'une faible incidence sur l'humidité initiale avec le matériau étudié.

Les résultats font apparaître plusieurs faits :

1) Dans une couche en voie de drainage la teneur en eau à chaque instant est plus élevée pour la dose la plus forte (fig. 14). Cela a pour conséquence que le « ressuyage » est plus lent pour la dose la plus élevée. Il n'est pas exclu que, suivant les sols, il y ait lieu d'ajuster la dose de telle sorte que la durée trop grande du ressuyage n'entraîne des inconvénients : difficulté d'entrer dans le champ, asphyxie des organes végétatifs, risques de maladie cryptogamiques en présence d'une forte humidité...

2) Si on considère la cinétique du front en cours de redistribution (fig. 15), on constate que :

- l'intensité d'arrosage exerce un effet positif au début du phénomène : la vitesse du front est la plus grande pour l'intensité d'arrosage la plus élevée. Cet effet, dû vraisemblablement à une teneur initiale en eau légèrement accrue avec la plus forte intensité, s'estompe assez rapidement;
- la dose d'arrosage exerce un effet tout au long du phénomène : à chaque instant la vitesse la plus grande correspond à la dose la plus élevée. Il existe une contradiction apparente entre le fait

14/ Influence de la dose d'arrosage (en paramètre) sur la redistribution (Moussighitchy, 1967).

Effect of water amount (shown as parameter) on redistribution (Moussighitchy, 1967).

15/ Influence de la dose et de l'intensité d'arrosage sur la vitesse du front pendant la redistribution (Moussighitchy, 1967).

Effect of water amount and rain intensity on wet front velocity during redistribution (Moussighitchy, 1967).

qu'avec la dose double on observe simultanément la vitesse la plus élevée du front et le ressuyage le plus lent des couches qui drainent. On peut l'expliquer en considérant le rapport des vitesses V , à chaque instant, pour les deux doses. On constate que pendant les premières 24 heures, le rapport $V(80)/V(40)$ croît de 1,25 à 2,00, c'est-à-dire qu'il reste inférieur au rapport des doses. La compensation de la dose par la vitesse du front n'intervenant pas, le ressuyage reste plus lent avec la dose la plus élevée.

Nous avons par ailleurs tenté de relier l'évolution de l'humidité en cours de redistribution à différents facteurs inhérents au sol et aux conditions d'arrosage. Un certain nombre d'expériences s'étendant sur plusieurs dizaines de jours a permis d'obtenir la relation :

$$Z_r = a + b \log t_r \quad (1)$$

où :

Z_r : distance parcourue par le front pendant la redistribution;

t_r : temps (jour) écoulé depuis le début de la redistribution.

Cette équation ne s'applique que si $t_r \geq 1$ jour et a exprime le chemin parcouru par le front pendant la première journée.

En opérant avec 4 à 5 doses Q allant de 30 à 200 mm, nous avons pu expliciter a et b :

$$a = m + nQ \quad (2)$$

$$b = pQ \quad (3)$$

et la relation (1) s'écrit :

$$Z_r = m + Q(n + p \log t_r) \quad (4)$$

Les coefficients m , n et p caractérisent vraisemblablement le sol. Il est déjà apparu que n dépend de l'état structural : sa valeur est plus élevée avec des mottes comprises entre 5 et 10 mm qu'avec la même terre tamisée à 2 mm. Par ailleurs, si l'on compare un sol organique et un sol analogue non organique, les deux étant tamisés à 2 mm, on cons-

tate que n est plus faible dans le premier cas. Cet effet est certainement dû à la faible mouillabilité du revêtement organique lorsqu'il est sec.

A partir de ces observations et de ce qu'on connaît de l'infiltration, on sait établir une relation approchée générale entre l'humidité moyenne du sol h et le temps t . En effet, dans un sol dont l'humidité avant pluie est h_0 , et en l'absence de pertes, on a :

$$h = h_0 + Q/Z \quad (5)$$

où Z , profondeur totale de pénétration de l'eau, se décompose ainsi :

$$Z = Z_i + Z_r \quad (6)$$

les indices i et r correspondant à l'infiltration et à la redistribution.

En combinant (4) (5) et (6), on obtient :

$$h = h_0 + \frac{Q}{Z_i + m + Q(n + p \log t_r)} \quad (7)$$

En transformant le deuxième membre de cette équation, on peut faire apparaître le terme Q/Z_i qui représente la teneur en eau apportée par l'arrosage. Ce terme pourrait donc être exprimé en fonction des paramètres de l'infiltration : I = intensité et V = vitesse du front.

La mesure des paramètres Q , Z et V ne présente pas de difficulté en laboratoire. Au champ on peut

les mesurer à l'aide du dispositif que nous allons décrire maintenant.

III. — Infiltration et redistribution dans le sol en place

Méthode d'étude et quelques résultats.

Après avoir obtenu en laboratoire un certain nombre d'informations, nous avons cherché à les vérifier dans les conditions de plein champ. L'objectif d'une telle approche est de pouvoir appréhender les phénomènes dans leur contexte naturel (structure du sol, régime des pluies). En contrepartie, on n'est pas maître des facteurs (humidité du sol, hauteur de pluie) et il faut les prendre tels qu'ils se présentent. Le problème consiste donc à systématiser les mesures de façon à recueillir le maximum d'informations. Une variable échappe toutefois à l'observation directe : c'est la profondeur du front. Pour résoudre cette difficulté, nous utilisons des tensiomètres : ces appareils, dont le capteur (bougie poreuse) est situé dans la masse du sol, indiquent de façon rapide et sensible, la pression négative régnant dans l'eau du sol. Une variation de pression étant vraisemblablement liée à un apport

16/

Evolution comparée de la teneur en eau et de la tension pour deux couches de sol. Essais de terrain à Versailles. La rétention relative est la teneur en eau en pour cent de la capacité de rétention.

Comparative time variations of moisture content and water tension for two soil layers. Versailles field trials. The water content is expressed as a percentage of field capacity.

ou à un départ d'eau au niveau considéré, on peut donc tenter de relier les écoulements aux caractéristiques de la pluie et du sol.

Une série d'observations de ce type a été conduite à partir de 1963 à Versailles sur un sol de limon maintenu sans végétation. Les variables mesurées *in situ* étaient la pluie, l'humidité du sol, la tension (valeur absolue de la pression de succion), le niveau piézométrique. La composition granulométrique et la masse volumique du sol en place ont été également déterminées. Voici quelques résultats, extraits d'un mémoire (A. Feodoroff, J.-L. Ballif, 1969).

En examinant la figure 16, on constate que dans les deux couches étudiées et pendant la période considérée la teneur en eau reste relativement constante. Des « paliers » de même type ont été observés à d'autres périodes de l'année, et la teneur en eau moyenne de ces paliers a été assimilée à la capacité de rétention au champ (méthode de Rodé, 1960).

Pendant cette même période, la tension mesurée fluctue de façon notable, soit accusant une lente remontée lorsque le sol se dessèche en surface, soit tombant rapidement à des valeurs très basses à la suite de pluies importantes. Cette dernière observation a été mise à profit pour suivre le processus de l'infiltration à une échelle de temps plus fine.

Averse du 29 septembre 1965 (fig. 17).

La pluie du 29 (24,9 mm) tombe sur un sol dont l'humidité correspond sensiblement à la capacité de rétention. En effet, la mesure du 28 indiquait un déficit hydrique (*) de 2,4 mm. La pluie de ce jour (6,3 mm) a donc comblé ce déficit et a créé un léger excès décelable par une réaction du tensiomètre le moins profond. A partir de cette situation, nous allons analyser l'infiltration de la pluie du 29 en utilisant les indications du tensiomètre situé à 45 cm de profondeur.

La chute de tension consécutive à cette pluie est vraisemblablement liée au passage de la vague d'eau au niveau considéré. Si on admet que le sommet de la vague a atteint la cote — 45 cm, le 30 septembre à 12 heures, on a une estimation de l'intervalle de temps Δt séparant l'arrivée de la pluie à la surface du sol et sa pénétration à 45 cm. A partir de là, on peut calculer une vitesse de pénétration qui s'élève dans le cas présent à 2,14 cm/h. Cette valeur concerne essentiellement l'infiltration pendant la pluie.

Drainage. Après le passage du sommet de la vague, la tension remonte progressivement avec des valeurs sensiblement égales dans les deux horizons, ce qui montre que le processus est essentiellement gravitaire. Cinq jours après la pluie (le 5 oc-

17/ Variation de la tension dans deux couches de sol (profondeur 25-30 et 45-50 cm) à la suite d'une averse. Profil d'humidité (en rétention relative) avant et après la pluie. Pas de déficit avant la pluie (Feodoroff-Ballif, 1969).

Water tension variation in two soil layers (depths 25-30 and 45-50 cm) after a rain. Water content profile before and after the rain. No moisture deficit before rain (Feodoroff-Ballif, 1969).

tobre), la valeur de la tension a atteint environ la moitié de celle avant la pluie (70 mbars pour 140). La teneur en eau est voisine, aux erreurs près, de la capacité de rétention.

	NAPPE	
	Dates	Profondeur (cm)
Septembre.....	27	159
	28	160
	29	160
	30	141
Octobre	1	122
	2	—
	3	—
	4	124
	5	126

On observe déjà une remontée de la nappe (de 160 à 141) le jour où la tension à 45 - 50 cm tombe au minimum. Cela laisse supposer qu'à ce niveau la tension a effectivement baissé plus tôt que le moment où a été effectuée la mesure à moins qu'il ne s'agisse de l'effet de Tar Larsen.

On peut admettre que toute la pluie a percolé vers la nappe. Comme 35 mm de pluie font monter le niveau piézométrique de 35 cm, le taux de remplissage (*) serait donc de 10 % du volume. A ce niveau le volume total des vides (porosité) est 40 %. Dans l'hypothèse où le sol est saturé au niveau de la nappe, la teneur en eau avant la pluie devait donc être $40 - 10 = 30$ % volume, soit vraisemblablement à la capacité de rétention.

(*) Différence entre la capacité de rétention et l'humidité mesurée.

(*) Ou coefficient d'emménagement.

Averse du 16 juin 1965 (fig. 18).

Le profil hydrique a été établi le 15 juin, c'est-à-dire la veille de la pluie. On peut admettre qu'il reflète assez bien, en le sous-estimant peut être un peu, le déficit réel au moment de la pluie du 16. Ce déficit mesuré est de 19,9 mm. Sa valeur est pratiquement égale à la hauteur de la pluie. On remarque en outre que le déficit s'annule à la profondeur exacte (45 - 50) où est situé le deuxième tensiomètre.

La tension décroît dans l'appareil de surface et passe de 320 mbar la veille à un minimum de 160 mbar : cette valeur relativement élevée correspond vraisemblablement à la réhumectation jusqu'à la capacité de rétention, sans manifestation d'excès par rapport à cette valeur.

Le fait important est que le deuxième tensiomètre (45 - 50) ne réagit pas du tout. Tout se passe comme si l'eau de pluie n'a pas atteint cette profondeur. Cette observation laisse également à penser que ce tensiomètre n'a pas été sensible à un accroissement éventuel de la pression de l'air du sol.

La vitesse de pénétration peut être calculée pour la couche 0 - 25. Le sommet de la vague passe 45 h après le début de la pluie. La vitesse calculée est essentiellement relative au processus de redistribution. On trouve la valeur suivante :

$$V = 25/45 = 0,56 \text{ cm/h}$$

NAPPE	
Dates	Profondeur (cm)
14	165
15	166
16	167
17	169
18	170

La pluie étudiée n'atteint donc pas la nappe qui continue à baisser; l'observation faite avec les tensiomètres est ainsi confirmée.

Ces deux exemples montrent qu'on peut répondre quantitativement à un certain nombre de questions relatives au devenir d'une pluie dans un sol en place :

— la hauteur de pluie correspondant au déficit hydrique par rapport à la capacité de rétention est prélevée par les couches desséchées et échappe ainsi à la percolation vers la nappe;

— en l'absence de déficit on retrouve à la nappe la totalité de la pluie. L'écoulement vers la nappe (percolation) de l'eau en excès par rapport à la capacité de rétention s'effectue bien par gravité, comme l'indiquaient les expériences de laboratoire;

— la vitesse de l'infiltration, de la redistribution et de la percolation peut être calculée à partir des données du tensiomètre;

— connaissant l'intensité I de la pluie et la vitesse V d'infiltration, on peut également calculer le taux de remplissage du sol par l'eau d'apport, donné par I/V . Pour une situation favorable à ce calcul (pluie de durée suffisamment longue pour englober avec certitude la totalité de la chute du tensiogramme), nous avons trouvé un taux de remplissage de 8,3 % volumique. Dans ce sol, la porosité totale est

de 50,5 % volumique et la capacité de rétention 28 %. On voit donc que dans ce cas, l'eau de pluie en mouvement n'occupe qu'une part faible de la macroporosité (8,3 % contre 22,4 %), ce qui rejoint les observations de Guyon (1965) sur le coefficient de libre écoulement.

Avec l'étude citée, une certaine imprécision entache la détermination de Δt , et donc de la vitesse et des grandeurs dérivées. Cela tient au fait que les mesures de tension étaient pratiquées « à la demande ». Pour pallier cet inconvénient et affiner par conséquent l'exploitation quantitative des résultats, nous avons été conduit à enregistrer la tension, ainsi que la pluie et le niveau piézométrique. Un tel dispositif a été installé sur une nouvelle parcelle expérimentale à Versailles. Il est constitué par un manomètre de Bourdon, avec mouvement d'horlogerie, relié à un tensiomètre. Un exemple de diagramme est présenté en figure 19. En période sèche on lit des variations lentes et périodiques de tensions dues à l'échauffement de l'appareil. Par contre, l'infiltration d'une pluie entraîne une baisse rapide de tension dont l'arrière-effet s'observe dans les jours qui suivent. On peut appréhender ainsi le passage du « front » d'infiltration (début de la chute de tension) et calculer sa vitesse.

Quelques résultats sont donnés dans le tableau 2. Comme prévu, les vitesses d'infiltrations se trouvent être plus élevées que celles mesurées sans enregistrement; corrélativement les taux de remplissage sont encore plus faibles.

Par ailleurs, ces premiers résultats confirment, au moins qualitativement, l'influence de certains facteurs sur l'infiltration en condition non saturée. A l'examen de couples de résultats (toutes autres choses étant approximativement égales), on constate un effet positif de l'intensité d'arrosage (confirmation des résultats obtenus sur colonnes en laboratoire) et un effet négatif du déficit hydrique antérieur à la pluie. L'influence quantitative de ces paramètres pourra être chiffrée lorsqu'un plus grand nombre d'événements sera analysé.

Conclusion

Les quelques recherches présentées ici montrent l'interaction des caractéristiques de la pluie et du sol sur le régime de l'infiltration et de la redistribution. Les paramètres essentiels de la pluie sont la hauteur et l'intensité. Ceux du sol sont plus nombreux et plus complexes : granulométrie, structure, porosité, matière organique. A cette énumération s'ajoutent la capacité de rétention et l'état hydrique du sol avant la pluie.

Le rôle respectif de certains de ces paramètres peut être chiffré à partir d'expériences de laboratoire relativement simples. On dispose ainsi d'un outil de travail qui permet de prévoir les grandes lignes du comportement hydrologique d'un milieu de caractéristiques particulières soumis à tel régime des pluies ou à telle intervention humaine.

Une meilleure connaissance de l'infiltration dans le milieu naturel a nécessité la mise au point d'un dispositif d'étude avec enregistrement de différentes variables, dont la tension de l'eau dans le sol.

18/ Variation de la tension dans deux couches de sol (profondeur 25-30 et 45-50 cm) à la suite d'une averse. Profil d'humidité (en rétention relative) avant la pluie. Déficit = 19,9 mm (Feodoroff-Ballif, 1969).

Water tension variation in two soil layers (depths 25-30 and 45-50 cm) after a rain. Water content profile before rain. Water deficit = 19.9 mm (Feodoroff-Ballif, 1969).

19/ Variation de la tension. Diagramme hebdomadaire d'enregistrement. Chute de tension à la suite d'une pluie.

Cohesive strength variation. Weekly recorder chart. Drop in cohesion following rain.

Des informations recueillies par l'ensemble de ces recherches on retire la conviction que dans le domaine non saturé il existe deux régimes d'écoulement selon que l'humidité du système est inférieure ou supérieure à la capacité de rétention. Dans le premier cas, l'apport d'eau tend à occuper la fraction de porosité laissée libre par le déficit hydrique; l'eau ainsi stockée lentement ne s'écoule pas vers

la nappe alors qu'elle peut participer à l'alimentation des plantes. Dans le deuxième cas, on assiste à un écoulement gravitaire qui rejoint un substratum imperméable. Il est vraisemblable que diverses propriétés du sol (granulométrie, arrangement structural, distribution de la porosité) sont à l'origine de ces comportements dont l'analyse et la généralisation nécessitent de nouvelles études.

Infiltration dans la couche 0 - 25 cm

Tableau 2

DATES	PLUIE			DÉFICIT HYDR. DU SOL AVANT PLUIE	INFILTRATION		
	Hauteur (mm)	Durée (h)	I (mm/h)		Vitesse V (mm/h)	Taux de remplissage 100 I/V (cc/100 cc)	
15/ 9/67	11,0	7,3	1,51	oui	31,0	—	← Effet déficit hydrique
4/10/67	10,0	4,0	2,50	oui	83,3	—	
20/ 6/68	6,3	2,5	2,54	oui	83,3	—	
6/ 7/68	16,4	8,0	2,05	oui	66,5	3,1	
2/ 9/68	17,4	19,0	0,92	oui	62,5	1,5	
3/ 9/68	12,6	16,75	0,75	non	55,5	1,4	← Effet intensité
4/ 9/68	10,2	12,0	0,85	non	66,5	1,3	
16/ 9/68	15,7	20,0	0,78	oui	25,0	3,1	
21/ 9/68	9,2	15,5	0,61	non	41,7	1,5	
29/ 9/68	14,0	14,0	1,00	ε	43,5	2,3	
10/10/68	8,8	7,0	1,26	non	62,5	2,0	

Références bibliographiques

- BEN HARRATH, BENTZ et SINE. — Mesure de profils d'humidité et de tensions au cours d'infiltrations. Colloque de Grenoble, *Bulletin A.I.H.S.*, juin 1969.
- DOLGOV (S.I.). — Recherches sur les mouvements de l'eau du sol et son accessibilité aux plantes, *Ed. Ac. Sc. U.R.S.S.*, Moscou-Leningrad, 1948.
- DUBREUIL (P.). — Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. *Cahiers ORSTOM*, série hydrologie, vol. IV, n° 1, pp. 3-26, 1967.
- FÉODOROFF (A.). — Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. *Ann. Agr.*, 13 (6), 523-547, 1962.
- FÉODOROFF (A.) et BETREMIEUX (R.). — Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. *C.R. 8^e Congrès A.I.S.S.*, Bucarest, vol. 2, 387-396, 1964.
- FÉODOROFF (A.). — Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Thèse, Paris, 1965.
- FÉODOROFF (A.). — Expériences de redistribution gravitaire. Coll. SPEPE. Bordeaux (ronéo), 1968.
- FÉODOROFF (A.), BALLIF (J.-L.). — Etude de l'infiltration de la pluie *in situ* à l'aide de tensiomètres. *Ann. Agr.* N° 5, 1969.
- GUYON (G.). — Considération sur l'hydraulique du drainage des nappes. Thèse, Toulouse, 1965.
- JAMAGNE (M.). — Bases et techniques d'une cartographie des sols, *Ann. Agr.*, vol. 18 (hors série), 1967.
- MAIGNANT et GUERIN. — Avancement du front d'humectation dans divers sols de Grignon. Rapport de stage inédit, 1968.
- MANTION (P.), FÉODOROFF (A.). — Mesure de la capacité de rétention sur échantillons non remaniés. Rapport interne, 1968.
- MARCESSE (J.). — Détermination *in situ* de la capacité de rétention d'un sol au moyen de l'humidimètre à neutrons. Colloque A.I.E.A. sur l'emploi des radio-isotopes, Istanbul, 1967.
- MOUSSIGHITCHY (M.). — Etude expérimentale de la redistribution et effet des conditions d'arrosage par aspersion. Thèse Univ., Paris, 1967.
- ROBINSON (F. E.) and BAYER (L. D.). — The use of the neutron probe to study moisture movement and moisture extraction by sugarcane in Hawaiian Soils. *C.R. 8^e Congrès A.I.S.S.*, Bucarest, vol. 2, 1964.
- RODE (A.A.). — Méthodes d'étude du régime hydrique des sols (en russe), 1 vol. *Ed. Ac. Sc. U.R.S.S.*, Moscou, 1960.
- STAPLE (W.J.) et LEHANE (J.J.). — Movement of moisture in unsaturated soils. *Canad. J. Agr. Sc.* 34, 329-342.
- TIPTON (R.J.). — Discours du Président du C.I.I.D. *C.R. Int. Soil Water Symposium*, Praha, Discus., vol. 1, 21-27, 1967.
- VACHAUD (G.). — Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement dans les milieux poreux non saturés. Thèse, Grenoble, 1968.

Discussion

Président : M. S. HENIN

En ouvrant la séance, M. le Président présente, en ces termes, la position de la recherche agronomique à l'égard des problèmes examinés au cours de la présente session :

« Tout d'abord, je voudrais remercier la Société Hydro-technique de France de la confiance qu'elle me témoigne en me confiant la présidence de cette séance. Je suis particulièrement heureux de cette circonstance, non seulement à cause de cette marque d'estime, mais parce qu'elle me donne l'occasion de dire tout l'intérêt que j'ai porté depuis vingt ans que j'ai l'honneur d'appartenir au Comité technique à ses activités, car elles permettent à des hommes venant d'horizons divers de comparer leurs points de vue. Cette comparaison d'ailleurs n'est pas toujours facile parce qu'on s'aperçoit que chacun, dans son domaine, utilise un certain langage; ce langage est parfois fait des mêmes mots, mais ils n'ont pas le même sens. D'autre part, il est certain que le point de départ, surtout pour le plus grand nombre d'entre nous qui appartiennent au monde des ingénieurs, est motivé par les réponses aux questions qui nous sont posées et les conditions dans lesquelles nous travaillons, définissent un style assez différent de celui du chercheur « fondamentaliste » qui développe un thème en fonction de sa logique propre.

« De ce point de vue, je voudrais pendant quelques instants essayer de dessiner justement notre « recherche » d'agronomes parce qu'en définitive elle va justifier les questions qui sont posées dans les deux exposés que vous allez entendre ce matin, et peut-être, d'ailleurs rejoindre aussi quelques-uns des thèmes qui seront évoqués cet après-midi par M. DUBREUIL.

« En tant qu'agronomes, notre problème est de faire pousser des plantes sur un sol en évitant de le « gâcher ».

« Ce sol est exposé à un certain climat, et, pour nous, le problème est de faire correspondre le climat et le sol pour la raison suivante: les pluies tombent d'une façon très discontinue alors que l'utilisation de l'eau du sol, par la plante, se fait d'une façon continue. C'est donc le sol qui va jouer le rôle d'un réservoir stockant l'eau qui tombe du ciel, pour la maintenir à la disposition d'une végétation dont, en s'évaporant, elle va assurer la croissance.

« Cette plante est un être vivant; et les racines, lorsqu'elles vont puiser dans le sol l'eau et bien d'autres cho-

ses, en particulier, tous les éléments minéraux nécessaires à sa croissance, doivent aussi trouver de l'air (à l'exception de quelques cas extrêmes comme celui du riz).

« On peut alors représenter la porosité du sol comme constituée par deux volumes, l'un occupé par l'air, l'autre par l'eau. (Les schémas de la figure 1 représentent la composition d'un sol dans deux situations particulières que nous considérons plus loin.)

« Si l'on suppose qu'aucun obstacle ne s'oppose à l'écoulement de l'eau, ce liquide se déplace rapidement, le milieu devenant de plus en plus poreux et sa teneur en eau va en s'abaissant. Puis, à partir d'une certaine valeur de celle-ci et à condition qu'il n'y ait pas évaporation, cette teneur en eau reste presque constante. Elle définit alors la capacité au champ. J'insiste sur le fait qu'il revient

techniquement au même que l'humidité ne varie que peu ou pas du tout. Cette grandeur fixera en fait la limite supérieure de la quantité d'eau que l'on peut considérer comme retenue par le sol.

« Cette eau n'est évidemment pas immobile ; sous l'influence d'un déficit local elle se déplace, ce qui conduit soit à l'évaporation directe dans l'atmosphère, soit à l'absorption par les végétaux.

« On a voulu caractériser ces divers états d'humidité en évaluant l'énergie avec laquelle le sol la retient. Il y a cent ans environ que l'on a abordé ce problème et l'on a abouti ainsi à la définition du potentiel capillaire. Malheureusement, il est très difficile d'arriver à une humidité que l'on peut considérer comme en équilibre quand le système sol-eau est soumis à certaines contraintes, si bien que la mesure du potentiel capillaire n'apporte pas grand-chose. En particulier, l'humidité de la capacité au champ ne correspond pas à une énergie de rétention déterminée par tous les sols. Il n'y a qu'un cas où il semble y avoir une certaine convergence autour d'une valeur précise, il s'agit du point de flétrissement, c'est l'humidité à partir de laquelle les plantes ne sont plus capables d'extraire l'eau du sol, il s'agit d'une succion de l'ordre de 15 à 16 atmosphères. Cette grandeur complète l'information découlant de la capacité au champ puisque la différence entre les deux mesure la quantité d'eau à la disposition du végétal. Si l'on regarde les choses de plus près, on est également amené à s'interroger sur le sens réel de cette « limite ».

« Ceci étant admis, nous disposons des données nécessaires pour répondre avec une approximation assez satisfaisante aux problèmes techniques qui sont posés à l'agronome. Si l'on part d'un sol humide, celui-ci perd rapidement de l'eau par drainage jusqu'à la capacité au champ, puis l'évaporation directe et plus encore l'évapotranspiration (avec intervention du végétal) vont provoquer l'assèchement du sol. Le végétal exploite l'eau disponible sur une épaisseur de sol dont l'ordre de grandeur est donnée par la profondeur de l'enracinement ; une fois cette quantité d'eau évaporée, la plante flétrit et la vie s'arrête. Si une précipitation survient alors — en éliminant le cas où la précipitation est très intense, car il peut y avoir perte par ruissellement — l'eau s'infiltre dans le sol en élevant progressivement chaque couche atteinte à une humidité voisine de la capacité au champ. Le détail de ce mécanisme sera évoqué par M. FEODOROFF. Puis, quand les précipitations ou l'irrigation auront porté tout le profil à la capacité au champ, alors l'eau pourra « drainer ».

« Ces phénomènes qui se reproduisent facilement sur des modèles de laboratoire, se compliquent dans la pratique du fait qu'il faut généralement plusieurs pluies pour humecter un profil, qu'entre deux pluies successives il y a évaporation et qu'enfin, même sous une pluie intense, il est rare que le sol soit saturé.

« Actuellement, on peut faire des bilans prévisionnels approximatifs en comparant les quantités d'eau reçues par la parcelle, l'évaporation évaluée par divers procédés et des mesures d'humidité du sol en fonction de la profondeur (soit par prélèvement direct, soit à l'aide de la sonde à neutrons). Mais cette méthode est évidemment approximative ; il faut essayer de serrer le problème de plus près ; c'est la raison d'être des travaux qui vont vous être présentés maintenant.

« J'ajouterai que s'il est toujours intéressant d'aller au fond des choses, certains résultats très fondamentaux sont actuellement peu utilisables en pratique. Par exemple, si l'on caractérise la terre par sa surface, on arrive à des chiffres très élevés puisque une kaolinite présente une surface de contact d'environ 20 m² par gramme et une montmorillonite de 80 à 800 suivant que l'on considère les surfaces externes ou internes. Ces surfaces sont actives vis-à-vis de certains phénomènes telle que la rétention de l'eau ou des ions. Mais la circulation de l'eau intéresse un autre domaine, celui des pores existant entre des agglomérats de terre formés par l'association de l'argile, de l'humus et du sable. Ce système définit la structure et il est plus ou moins stable, si bien que les mécanismes élémentaires de la circulation de l'eau qui peuvent affecter cet état physique, sont également affectés par lui. Or, ces conditions sont parfois, du point de vue technique plus importantes à connaître que certains aspects fondamentaux des mécanismes. Ceci explique pourquoi l'approche des agronomes présente certains caractères spécifiques. »

Infiltrations et problèmes agronomiques: Approche expérimentale par M. A. FEODOROFF.

DISCUSSION

Au terme de l'exposé de M. FEODOROFF, M. le Président remercie ce dernier d'avoir clairement présenté un « type d'approche » qui devrait donner lieu à d'intéressantes confrontations et il ouvre la discussion :

M. VACHAUD fait les deux observations ci-après :

1° « Vous donnez une relation linéaire entre avancement du front et temps. La théorie de Philip donne cependant une loi d'avancement de la forme :

$$x = \lambda t^{1/2} + \chi t + \dots$$

les résultats expérimentaux que nous avons pu obtenir sur des colonnes verticales de silt, en imposant une teneur en eau constante à la surface du sol, semblent satisfaire à cette loi ; ce résultat étant conforme à ceux obtenus par de nombreux chercheurs, quelle pourrait être, selon vous, l'explication de cette apparente divergence ?

2° J'aimerais apporter un complément d'information sur la redistribution ; vous donnez des courbes $\theta(t)$ variant uniformément et montrant un drainage constant. Si l'on suit l'évolution des teneurs en eau dans différentes sections de la colonne, on peut obtenir trois séries de courbes :

- courbes en drainage constant à la partie supérieure de la colonne,
- courbes en humidification, puis en drainage dans une zone intermédiaire,
- courbes en humidification relativement en aval de la position initiale du front.

En fait, la dernière série de courbes disparaît si l'on a un écoulement suffisamment long.

On peut délimiter une frontière importante : celle séparant la zone en humidification de la zone de drainage (Cf. VACHAUD (1966), Symposium de Wageningen, Publ. N° 2, p. 415-428).

En suivant l'évolution des courbes de succion en utilisant l'analyse précédente, on peut montrer que dans la zone intermédiaire, et pour un silt, la loi $\Psi(\theta)$ évolue, pendant la période de drainage suivant l'humidification, sur des branches pratiquement verticales : ce qui ressemble singulièrement aux courbes $\Psi(\theta)$, que vous avez observées sur le terrain.

Connaissant le travail de Philip, j'ai également été frappé par cette divergence, dit M. FEODOROFF. En effet, pour cet auteur, le deuxième terme de l'équation devient dominant, et par conséquent, la progression pratiquement linéaire, après 20 à 30 heures, alors qu'avec nos expériences le régime d'infiltration stable s'établit après une durée de l'ordre d'une heure. L'explication réside certainement dans le fait que l'équation de Philip décrit une infiltration « saturante », avec un plan d'eau à la surface du sol, et le facteur limitant l'absorption (d'ailleurs son équation s'applique à la hauteur d'eau infiltrée) est exclusivement lié au sol. Dans le cas de nos expériences, l'eau est apportée de façon ménagée et limitative. L'avancement du front est donc conditionné conjointement par les caractéristiques de la pluie et celles du sol. La situation expérimentale étant différente de celle de Philip, les mécanismes le sont également ce qui explique des résultats différents.

Pour ce qui concerne la redistribution, je n'ai évoqué que les courbes « en drainage », car elles illustrent l'objet de cette réunion. Toutefois, le travail expérimental de Moussighitchy permet de retrouver les trois types de courbes que vous évoquez et confirme entièrement vos résultats.

Enfin, il y a effectivement une nette convergence entre vos résultats et les nôtres quant aux courbes tension-humidité, bien qu'elles aient été obtenues dans des conditions bien différentes.

M. MULL (*) fait la remarque suivante concernant la théorie de l'infiltration :

« Dans son mémoire, M. FEODOROFF a fait connaître des mesures de la propagation verticale d'un front humide dans le sol. Ces mesures ont été faites au Laboratoire, dans des colonnes de terre.

« Au sujet de ces mesures, M. VACHAUD remarque que, d'après la théorie de Philip, la coordonnée x du front humide est proportionnelle d'abord à $t^{1/2}$ puis à t .

« Cette conclusion est théoriquement correcte, si l'on néglige le déplacement de l'air. Mais, dans les mesures de

(*) Institut für Wasserwirtschaft und Landwirtschaftlichen Wasserbau.

M. FEODOROFF, cela est précisément injustifié au début de la pénétration du liquide dans le sol.

« L'exemple du schéma figure 2 montre un capillaire dans lequel pénètre un liquide. Les forces sont les suivantes :

1. La pesanteur h_h ;
2. La force capillaire h_c .

« Si l'on néglige le déplacement de l'air, la vitesse dx/dt du front humide dans le capillaire est proportionnelle à la hauteur de chute :

$$\frac{dx}{dt} \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \left(1 + \frac{h_c}{x} \right)$$

« Pour $x \rightarrow 0$, on a :

$$\frac{dx}{dt} \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \frac{h_c}{x} \quad x \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} t^{1/2}$$

« Pour $x \gg h_c$, on a :

$$\frac{dx}{dt} \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \quad \text{et } x \sim \frac{t}{\eta_{\text{eau}}}$$

« En tenant compte du déplacement de l'air, on a :

$$V_{\text{eau}} \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \frac{x + h_c}{x + \frac{\eta_{\text{air}}}{\eta_{\text{eau}}} L} L \sim x$$

« Pour $x \rightarrow 0$, on a :

$$V_{\text{eau}} \sim \frac{h_c}{\eta_{\text{air}} L} \quad \text{soit } x \sim \frac{h_c}{\eta_{\text{air}} L} t$$

« Pour $x \rightarrow L$ $L \gg h_c$, on a :

$$V_{\text{eau}} \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \left(1 + \frac{h_c}{x} \right) \approx \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} \\ x \sim \frac{1}{\eta_{\text{eau}}} t$$

« On doit tenir compte du déplacement de l'air même quand un liquide pénètre dans le sol. Au début de l'infiltration on n'obtient pas la vitesse de propagation prévisible d'après Philip. »

M. GRAS (*) relate quelques expériences auxquelles il a procédé et qui semblent montrer que les disparités observées entre la théorie et la réalité — en ce qui concerne la progression du front humide en sol sec — pourraient être liées aux conditions d'alimentation en eau de ce dernier. En effet, dans le cas de l'alimentation d'un échantillon horizontal ou vertical, avec un *débit imposé* (goutte à goutte), la vitesse du front est constante. Par contre, lorsqu'en maintenant une lame d'eau à l'extrémité du tube-échantillon horizontal ou vertical, M. GRAS retrouve une loi conforme à la théorie (du moins en tube vertical).

M. DEGALLIER remarque que M. FEODOROFF a cherché à reproduire et à mesurer sur le terrain ce qu'il avait expérimenté en laboratoire. Je crois, dit-il, qu'il aurait mieux valu commencer par regarder sur le terrain ce qui se passait, et ensuite étudier le phénomène en laboratoire.

Mais, l'intuition de M. FEODOROFF était assez juste, et ce qu'il avait observé en laboratoire s'est révélé exact sur le terrain.

En ce qui concerne le problème étudié, si on injecte un débit permanent, on se trouve en régime permanent ; et en régime permanent, il y a toutes sortes de choses qui sont constantes ; il est alors tout à fait normal que l'on trouve la distribution des tensions décrite par M. FEODOROFF. D'ailleurs d'autres chercheurs, notamment Rubin, avaient mis en évidence dans les mêmes cas un avancement du front d'abord proportionnel au temps, et un régime en $1/\sqrt{t}$. C'est le régime correspondant à une impulsion brusque qui se diffuse dans un milieu semi infini (première approximation d'une solution de l'équation de diffusion).

M. THIRRIOT résume les résultats d'une expérience de laboratoire, effectuée à l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse — à l'instigation de la D.G.R.S.T. — en vue d'étudier l'influence de pluies successives sur l'infiltration dans un terrain perméable. Ce dernier était représenté par des colonnes filtrantes ; à la limite supérieure de celles-ci, on a imposé successivement deux solutions :

1. Débit moyen constant ;
2. Présence ou absence d'un plan d'eau.

A la limite inférieure de la colonne filtrante, l'eau s'écoulait librement à la pression atmosphérique.

Dans ces conditions, en terrain sec, la vitesse d'avancée du front d'humidité est constante, ce qui corrobore les résultats obtenus par M. FEODOROFF.

Lorsque l'on procède aux « recharges » successives, l'apparition d'un plan d'eau à la surface supérieure se traduit immédiatement par une diminution très sensible de la succion, c'est-à-dire par une remontée de la pression conformément aux graphiques de la figure 3.

S'agit-il d'une transmission de pression ? ou de débit ou de ces deux quantités simultanément ? Quoi qu'il en soit, ces résultats de laboratoire corroborent les observations faites sur le terrain de Miellan.

M. le Président résume, comme suit, l'échange de vue qui suit entre M. THIRRIOT et M. FEODOROFF :

« En définitive, dès que nous ne sommes plus à saturation, ce qui se passe dans le sol est extrêmement compliqué. En particulier, toute la porosité qui est affectée par la présence de l'eau ne réagit certainement pas de la même façon parce qu'une partie de cette eau, qu'on appelle fort improprement liée et qui représente une eau affectée — disons par la double couche diffuse des argiles — intervient dans le processus.

« On peut également envisager des structures type « chaquet de Jamin ». Il me semble que nous avons encore beaucoup à faire pour préciser l'influence de ces structures sur les mécanismes. »

M. SORMAIL apporte les précisions suivantes concernant les expériences de l'Institut Mécanique des Fluides de Toulouse, dont a parlé M. THIRRIOT :

« Il est intéressant de comparer les indications tensiométriques obtenues au cours d'une série de pluies successives (ou recharges) d'une part, sur une colonne de sable sec, et d'autre part sur une colonne de sable présentant le profil hydrique d'équilibre obtenu après drainage.

Cette comparaison peut être résumée comme suit :

« a) Sable sec :

1. Avance en profondeur à vitesse constante du front d'humidité, d'où un *débit en front* Q_f .
2. Réaction importante des tensiomètres qui font apparaître une diminution brutale de la succion sitôt que la pluie se déclenche ; cette diminution subsiste tant qu'il existe un plan d'eau au-dessus de la colonne.

« b) Sable initialement en profil hydrique d'équilibre après drainage :

1. Le débit à la nappe s'établit très rapidement à $Q_{\text{moyen}} \approx Q_f$ tant que le plan d'eau subsiste. A la disparition du plan d'eau on assiste à un processus de drainage classique vers la nappe.
2. Les tensiomètres disposés au fond de la colonne réagissent mais très faiblement lors des premières pluies toujours dans le sens d'une diminution de la succion). L'arrivée du front d'humidité au niveau du tensiomètre se traduit par une deuxième diminution de la succion indiquée qui se superpose à la précédente. Ces phénomènes se sont reproduits de façon caractéristique. »

M. SOEIRO intervient en ces termes :

« Nous avons eu l'occasion d'observer le phénomène d'infiltration sur un matériau pulvérulent, constituant un profil de sol de 12 m de hauteur au-dessus d'une nappe à niveau constant.

« Le sol a été soumis à un cycle de pluie, représentant une pluie annuelle de 830 mm, soit un peu plus de 2 mm/j. Nous sommes partis d'un matériau en équilibre d'humidité avec la nappe.

« Les observations ont porté sur le débit infiltré (en absence de toute évaporation), le débit restitué par la colonne et le volume emmagasiné pendant le même intervalle de temps dans la masse de sol. Le graphique ci-joint (fig. 4) montre l'évolution du phénomène en fonction du temps :

(*) Laboratoire des Sols, I.N.R.A., Versailles.

$$\alpha = \text{coefficient d'écoulement} = \frac{\text{volume restitué}}{\text{pluie totale}}$$

$$\beta = \text{coefficient d'emmagasinement} = \frac{\text{volume stocké}}{\text{pluie totale}}$$

« Nous constatons :

- que pendant les sept premiers mois, le volume restitué ne dépasse guère les 6 % de la pluie totale et le coefficient d'emmagasinement plafonne à 94 %;
- à la fin de cette période, le débit de restitution augmente d'une façon brutale, et en moyenne le débit restitué est sensiblement égal au débit infiltré :

$$Q = p$$

ou en termes d'intensités moyennes :

$$\bar{q} = \bar{p}$$

- le stock temporaire critique correspondant à cet état de régime est de l'ordre de 40 mm/m de colonne, le stock total moyen étant de 53 mm/m. Le stock étant de 320 mm/m, le degré de saturation moyen du sol est 16,5 %, ce qui correspond à une teneur en eau volumique moyenne de 5,5 %.

2/

3/

« Ces conclusions résultent de la considération de l'équation du bilan interne de la colonne.

« Si nous cherchons à étudier les mécanismes d'infiltration et de restitution, il faut faire intervenir l'équation de Darcy :

$$v = -K - D \frac{dW_v}{dz}$$

en terme du gradient d'humidité, correspondant à la répartition d'humidité dans le sol.

« A l'état de régime :

$\bar{v} = -\bar{p} = +\bar{q}$, ce qui permet d'écrire :

$$z = \int_0^z dz = \int_{W_{r \text{ sat}}}^{W_r} \frac{D}{p - K} dW_r$$

en adoptant comme origine de l'axe des zz le plan d'eau à la base de la colonne; c'est-à-dire pour $z = 0$:

$$W_v = W_{r \text{ sat}} = n \text{ (porosité)}$$

$$\text{et } K(z=0) = K_{\text{sat}} \quad \text{et} \quad D(Z=0) = D_{\text{sat}}$$

« Etant donné que la limite inférieure d'intégrale est

4/

la valeur maximale de l'humidité $dW_v 0$ (et comme $K(0) \bar{p}$) les termes sont positifs. Mais, au fur et à mesure que W_v décroît, K diminue jusqu'au moment où se vérifie la condition:

$$\bar{q} = -\bar{p}$$

et z devient infiniment grand. Ceci revient à dire que le profil d'humidité au-dessus de la nappe évolue rapidement pour atteindre une teneur en eau W_v telle que:

$$K(W_v) = \bar{p}$$

La perméabilité est égale au débit unitaire infiltré p , W_v étant par ailleurs une fonction des conditions climatiques locales. La teneur en eau devient uniforme puisque d'après l'équation de Darcy:

$$\frac{dW_v}{dz} = 0$$

« De même, l'équation de Darcy exprimée en termes de gradient de pression:

$$V = -K - K \frac{d\Psi}{dz}$$

où Ψ = pression capillaire ou succion, montre que le gradient de pression est nul, et l'écoulement se poursuit sous l'effet de la pesanteur, avec un gradient unité.

« Ces résultats sont corroborés pour les mesures de pression interstitielle, dans la colonne de sol.

« Les profils d'humidité qui se développent dans le sol une fois le stock critique atteint, présentent trois zones:

- à la base, au contact de la nappe, l'humidité est égale à l'humidité de saturation ($\Psi = 0$), cette humidité décroissant par la suite avec la distance à la nappe;
- une partie centrale où l'humidité varie assez peu et est voisine de la valeur asymptotique définie par l'équation

$K(W_v) = \bar{p}$; cette partie est raccordée à la zone de saturation par une courbe de répartition d'humidité satisfaisant à l'équation du profil hydrique de régime $z(W_v)$ donnée plus haut;

- une partie supérieure qui se déplace en fonction des intensités de pluie $p(t)$ à la surface du sol; au cas où cette intensité serait constante et égale à la valeur moyenne $\bar{p}$, le profil hydrique satisferait à l'équation de régime $z(W_v)$ et pratiquement la teneur en eau serait voisine de la valeur asymptotique.

« Du fait que les intensités de pluie varient dans le temps au-dessus et en dessous de la valeur moyenne, ce profil se déforme:

- lorsque $p > \bar{p}$, il y a accumulation d'humidité et propagation de cette humidité vers la partie inférieure du profil, suivant un profil transitoire (front humide) qui satisfait à l'équation générale de l'écoulement.

- si, par contre, $p < \bar{p}$, on assiste à l'essorage des parties supérieures du terrain avec déplacement du profil hydrique vers les faibles humidités, telles que $\Psi \leq z$, l'égalité correspondant au stock résiduel ou d'équilibre (stock permanent). L'évolution du drainage suit aussi la loi générale.

« Ces constatations ont été confirmées par les observations en laboratoire sur colonne de sable.

« Dans la nature, l'infiltration nette représente environ 20 à 30 % de la précipitation globale:

$$I = 0,25 \bar{p}$$

puisque l'on doit tenir compte de l'évaporation. Cependant étant donné l'allure des courbes $K(W_v)$, la valeur asymptotique ne se trouve pas sensiblement modifiée. »

M. FEODOROFF estime qu'il y a concordance entre les observations de M. SOENO et ses propres résultats.

M. le Président remercie M. FEODOROFF ainsi que toutes les personnes qui sont intervenues dans la discussion.

Abstract

Infiltration and problems of agronomy—Examples of the experimental approach

The agronomist has to deal with the problem of water infiltration into the ground whenever he is faced with such tasks as soil conservancy, optimum land preparation control, meeting plant water requirements and protecting plants against excess of water. A few examples of the experimental approach to the problem are described, which are designed to provide a better understanding of the phenomena involved and to enable the effect of the various factors all appearing at the same time to be evaluated.

The first part of the article gives the results obtained in infiltration tests with dry soil columns. The effect of rain fall intensity on soil filling rate is demonstrated and attention is drawn to an equation relating front progression rate to intensity, the coefficients of which express the intrinsic properties of the ground.

The second part of the article deals with vertical water redistribution. A series of laboratory and field experiments show that two distinct regimes exist, one slow and the other fast. A critical moisture value—soil retention capacity—marks the transition from one regime to the other, but some doubt is expressed as to its meaning. The effect of the amount of water applied on how redistribution of the water in the ground takes place is emphasised and an equation allowing for the interaction of various parameters on this phenomenon is put forward.

A new device designed for the study of rain water infiltration into a field is described in the third part of the article, which also involves the measurement or recording of water tension. The results obtained provide a check on the deficit concept (i.e. on retention capacity) and enable the respective proportions of the water supplied by a fall of rain taken up by the ground and infiltrating down to the aquifer to be determined and the rate of transfer and soil filling rate with water in motion to be calculated.