

RELATION ENTRE CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET POROSITE DE DRAINAGE MESUREES PAR LA METHODE DU PUIIS ET DES PIEZOMETRES

J.-C. CHOSSAT¹ - A.-M. SAUGNAC²

RÉSUMÉ

La conductivité hydraulique et la porosité de drainage sont les deux paramètres importants du drainage qui servent à calculer, dans les projets, l'écartement des files de drains.

Ils représentent, l'un la vitesse de circulation de l'eau dans le sol, l'autre la quantité d'eau libérée par le sol lors d'un rabattement de la nappe.

Ces deux paramètres peuvent être corrélés. Les valeurs de K et de μ proviennent de la mesure « in situ », dite du puits et des piézomètres, réalisée sur de nombreux sites du territoire français.

Les relations obtenues montrent les différences conceptuelles qui existent au sujet de la porosité de drainage.

INTRODUCTION

Le développement important du drainage en France, au cours des années 1975 à 1985, correspond à une prise de conscience par les agriculteurs de la gêne causée par l'excès d'eau dans les sols hydromorphes.

Pour que cet aménagement soit rentable du point de vue économique, il faut concevoir le réseau de drainage de manière à répondre aux besoins de l'agriculteur.

Le coût d'un tel aménagement est directement lié à l'écartement entre les files de drains. Celui-ci dépend essentiellement des deux paramètres hydrodynamiques du sol : la conductivité hydraulique et la porosité de drainage.

LA CIRCULATION DE L'EAU DANS LE SOL

L'eau du sol occupe, à l'état saturé, la totalité ou la quasi-totalité de l'espace poral. Celui-ci est constitué par une infinité de pores de formes, de dimensions, de tortuosités différentes.

DARCY, en 1856, a exprimé le rapport qui existe entre le débit et le gradient hydraulique de l'écoulement de l'eau à travers un milieu poreux. Le coefficient de proportionnalité entre ces deux valeurs, appelé la conductivité hydraulique et désigné par K (dimension LT^{-1}), est le premier paramètre du drainage. Cette relation n'est vérifiée que si l'écoulement à travers le sol est suffisamment lent et que si le volume intéressé par l'écoulement est de grande dimension.

Mais tous ces canalicules n'ont pas la même importance dans la circulation de l'eau. Dans les pores les plus petits, l'eau se déplace en fonction des potentiels et, en particulier, du potentiel capillaire. Dans les pores les plus gros, c'est essentielle-

1. Centre d'étude du machinisme agricole du Génie rural, des Eaux et Forêts. Division hydraulique agricole. Groupement de Bordeaux, 50, avenue de Verdun, B.P. 3, Gazinet, 33160 Cestas Principal.

2. Ecole nationale d'ingénieurs de travaux agricoles de Bordeaux. 33170 Gradignan.
Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

ment sous l'effet de la gravité qu'elle circule. De nombreux chercheurs ont montré le rôle des macropores dans cette circulation et, en particulier, BOUMA (1979).

La porosité de drainage est le second des paramètres hydrodynamiques. Elle est définie (GUYON, 1966) comme le rapport du volume d'eau mobile d'un échantillon de sol saturé au volume apparent de cet échantillon. C'est un nombre sans dimension. On démontre qu'il est égal au rapport entre la vitesse apparente, déduite de la loi de DARCY et la vitesse réelle de circulation de l'eau dans le milieu poreux ; mais sa détermination à partir de ce rapport est très délicate, car il est difficile de mesurer la vitesse réelle de l'écoulement.

On lui préfère la définition suivante qui conduit à sa détermination expérimentale : la porosité de drainage est la fraction de la porosité totale se ressuyant presque instantanément lorsque la surface libre de la nappe s'abaisse. En d'autres termes, c'est le rapport du volume d'eau évacué par les drains au volume de sol désaturé pendant un temps donné.

Lors de la désaturation, ce sont les pores les plus gros qui vont se vider très rapidement, puis les autres classes de pores suivant leur forme, leur dimension et leur degré d'interconnexion.

S'il existe de nombreuses méthodes pour mesurer la conductivité hydraulique, il n'en existe qu'une pour évaluer la porosité de drainage avant la réalisation d'un aménagement : la méthode du puits et des piézomètres.

Rappelons que les calculs du drainage agricole, permettant de déterminer les écartements des files de drains, s'appliquent aux deux régimes d'écoulement de la nappe :

— Le régime permanent, pour lequel le réseau doit évacuer une pluie particulière qui est la pluie de projet. Pour cette pluie, le niveau de la nappe sera maintenu fixe.

— Le régime transitoire ou de tarissement, pour lequel, à la fin de la pluie, la nappe doit s'abaisser assez rapidement pour que le sol se ressuie sur une profondeur suffisante de manière à ce que les travaux agricoles puissent être effectués, ou que les racines ne soient pas en anoxie.

La formulation la plus simple, lorsque les drains sont situés sur le substratum imperméable et que l'anisotropie est faible, est la suivante :

EN RÉGIME PERMANENT, le niveau de la nappe est stable : le débit des drains est alors égal à la pluie infiltrée.

$$E^2 = 4 h^2 \frac{K}{l} \quad (\text{DUPUIT-FORSHEIMER})$$

E = écartement entre deux drains (m.)

K = conductivité hydraulique (m.j^{-1})

l = intensité d'infiltration de la pluie (m.j^{-1}) = qc débit caractéristique

h = hauteur de la nappe au-dessus du niveau de l'imperméable (m)

EN RÉGIME VARIABLE DE TARISSEMENT, c'est-à-dire en considérant qu'après un épisode pluvieux la nappe va se rabattre plus ou moins rapidement :

$$E^2 = 4,65 \frac{K}{\mu} \frac{t}{\left[\frac{1}{h} - \frac{1}{h_0} \right]} \quad (\text{GUYON, 1964})$$

Les valeurs sont les mêmes que dans la formule précédente, sauf en ce qui concerne :

μ = porosité de drainage (sans dimension)

t = temps requis pour un rabattement de la nappe du niveau initial h_0 au niveau final (jours)

h_0 et h = niveau initial et final du rabattement (m)

Dans ces deux formules, l'écartement est proportionnel à \sqrt{K} et inversement proportionnel à \sqrt{U} dans lesquelles U peut être défini comme le volume d'eau évacué rapporté ;

— soit à l'unité de temps ; nous avons alors à faire au débit caractéristique q_c en régime permanent ;

— soit au volume unitaire de sol libéré ; il s'agit alors de la porosité de drainage μ en régime variable de tarissement

Ce qui revient à dire :

— qu'en régime permanent K et I sont des variables indépendantes ;

— qu'en régime variable K et μ peuvent être corrélées.

Pour réaliser une telle corrélation, il fallait disposer d'un nombre suffisant de mesures et d'observations. Cela a été possible grâce aux études réalisées, depuis de nombreuses années, par le CEMAGREF et grâce à celles suivies par différents Service régionaux d'aménagement des eaux et Directions départementales de l'Agriculture. La mise en place de l'opération « Secteur de référence » (DEVILLERS, GUYON, 1979 ; FAVROT, 1981) a aussi permis d'étendre les mesures de conductivité hydraulique et de porosité de drainage à un grand nombre de zones sur lesquelles les besoins de drainage se font sentir.

I. LA MESURE DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES « IN SITU »

Les méthodes de mesure de la conductivité hydraulique et de la porosité de drainage « in situ » découlent des études expérimentales menées dans la deuxième moitié du XIX^e siècle et dans la première moitié du XX^e siècle.

GUYON (1964), en reprenant les travaux de THIEM, met au point une méthode adaptée aux nappes perchées pour la mesure de la conductivité hydraulique « in situ ».

En ce qui concerne la porosité de drainage, ce paramètre a été, en règle générale, déterminé sur des réseaux existants, mais aussi au laboratoire. Aussi, nombre d'études américaine [TAYLOR, 1960], ou même françaises [VACHAUD, 1968], se réfèrent soit à des sols reconstitués dans des colonnes supposées suffisamment hautes et larges pour se rapprocher des conditions de terrains, soit à des massifs de sols non perturbés prélevés par carottage et représentant l'ensemble d'un profil [SKAGGS, 1976]. D'autres, estimant ces méthodes trop lourdes et peu opérationnelles, ont préféré étudier ce paramètre sur de petits échantillons non remaniés (PERRIER, JOHNSON, 1963).

Ayant conscience de l'intérêt de la détermination de la porosité de drainage lors des études préalables, GUYON (1976) propose une méthode permettant de déterminer successivement K et μ « in situ » en présence d'une nappe. Cette méthode est appelée méthode du « puits et des piézomètres ».

A) Principe de la méthode

La méthode de mesure utilisée est décrite ci-après (GUYON, 1964, 1976 ; BOUYE et al., 1983).

Elle consiste à provoquer, par pompage continu dans un puits creusé dans un sol contenant une nappe libre, un rabattement de cette nappe et de suivre l'évolution de la courbure de la surface libre par l'intermédiaire de quatre piézomètres disposés symétriquement de part et d'autre du puits (fig. 1). Le volume de sol concerné par la mesure est important, intégrant ainsi l'ensemble des hétérogénéités locales. C'est une simulation en grandeur nature de ce qui se passe au niveau d'un drain.

La mesure est réalisée en deux phases successives : une phase en régime de tarissement, une phase en régime pseudo-permanent (*).

* Régime pour lequel la courbe méridienne du rabattement ne varie pratiquement plus.

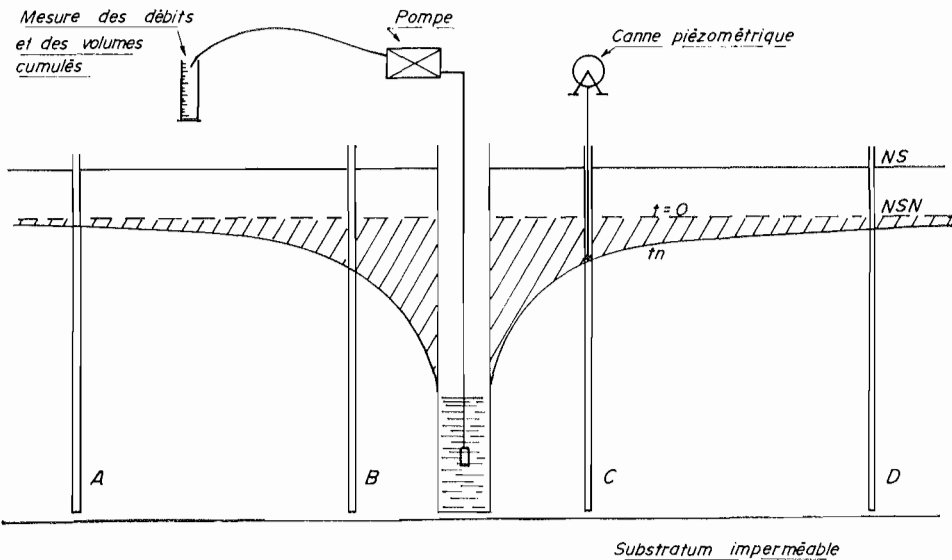


Figure 1. — Schéma de fonctionnement de l'essai « Puits et Piézomètres »
 Sketch plan of the method « Well and Piezometers »

Puits	Well
ABCD Piézomètres	Piezometers pipes
Canne piézométrique	Water level measurement
Pompe	Pumping set
Mesures des débits et des volumes	Volume and flow measurements
N.S. Niveau du sol	Soil level
N.S.N. Niveau statique de la nappe	Water table level
t_0 Temps au démarrage de l'essai	Time at the start of the test
t_n Temps à l'instant n	Time at the moment n
Substratum imperméable	Impervious layer

B) Mesure de la porosité de drainage C'est la première phase de la mesure

Au temps $t = 0$, la nappe est supposée horizontale. La pompe est mise en route et son débit est ajusté de façon à ce que le niveau de l'eau dans le puits baisse régulièrement de 1 cm à 1,5 cm par minute. Le pompage est poursuivi jusqu'à ce qu'il atteigne la cote prévue pour la stabilisation qui est, soit le niveau de l'imperméable pour les sols peu épais, soit un niveau prévu à l'avance pour les sols profonds. Pendant toute cette phase, les volumes d'eau extraits sont mesurés et les niveaux piézométriques relevés à intervalles réguliers.

Durant cette période, un cône de rabattement se creuse autour du puits et, avant que le régime pseudo-permanent soit réalisé, on peut dire que les volumes d'eau extraits (mise à part l'eau contenue initialement dans le puits) proviennent essentiellement des transferts qui s'opèrent entre la surface piézométrique et le niveau initial de la nappe (cf. fig. 1).

Le volume d'eau extrait rapporté au volume de sol libéré par la nappe représentera la *porosité de drainage*.

C) Mesure de la conductivité hydraulique

Lorsqu'à la suite de la mesure précédente le niveau de stabilisation est atteint, le débit de pompage est ajusté pour tendre vers un régime permanent. Ce dernier n'est qu'approché car, si la mesure durait trop longtemps, la nappe devrait se tarir, en l'absence de réalimentation. On préfère donc parler de régime « pseudo-permanent », qui sera acquis lorsque la surface piézométrique sera pratiquement stabilisée. L'écoulement s'effectuera alors sans apport de la zone surmontant le cône et correspondra à la circulation de l'eau dans le volume de sol délimité par le plancher et le toit de la nappe perchée repérée. On note alors le débit correspondant à ce régime de nappe stabilisée.

II. CALCUL DE LA POROSITE DE DRAINAGE ET DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE

La méthode de dépouillement a été largement décrite par GUYON (1976), BOUYE et al. (1983). Nous n'en rappellerons ici que les grandes lignes.

A) Calcul de la porosité de drainage

Ce calcul découle directement de la définition du paramètre. Il s'agit de déterminer le volume d'eau v soustrait au sol pendant la période de rabattement de la nappe et le volume V de sol libéré pendant le même temps.

Le rapport de ces volumes fournit une valeur de la porosité de drainage moyenne pour l'horizon dans lequel a été réalisé le rabattement.

$$\mu = \frac{v}{V}$$

B) Calcul de la conductivité hydraulique

La méthode « Puits et Piézomètres » permet le calcul de la conductivité hydraulique horizontale, si l'on considère des sols homogènes et isotropes. Cette méthode peut, toutefois, être appliquée à des sols hétérogènes et anisotropes lorsque le puits repose sur un substratum imperméable (WOLSACK, 1978).

La mesure de la conductivité hydraulique dépend de la profondeur du plancher imperméable. Celui-ci aura été reconnu lors des études pédologiques préalables et confirmé au moment de l'ouverture du puits.

Pour le détail des calculs, le lecteur se reportera aux nombreuses publications concernant cette méthode et, en particulier, à GUYON (1964, 1966, 1971), GUYON et WOLSACK (1978).

Nous ne distinguerons, pour simplifier, que deux cas :

1. Cas où le plancher imperméable est peu profond

Cette situation se présente lorsque l'on peut déterminer que le plancher imperméable est situé entre le fond du puits et de la surface du sol.

Si ce sol est homogène, on calcule la conductivité hydraulique horizontale de la couche concernée par la mesure.

Si l'étude pédologique montre que la nappe est située dans des horizons très différenciés mais homogènes, il faut prendre en compte l'hétérogénéité verticale (GUYON, WOLSACK, 1978), en ajustant une conductivité hydraulique équivalente. On obtient alors une valeur qui est une moyenne pondérée de la distribution verticale de la conductivité hydraulique. Ce calcul donne un poids plus important aux horizons les plus profonds.

2. Cas où le plancher imperméable est profond ou mal caractérisé

Lorsque le substratum imperméable ne peut être déterminé par l'observation du profil pédologique ou qu'il est situé nettement au-dessous de celui-ci, GUYON (1976) a montré que le débit global alimentant le puits est constitué par la somme d'un débit correspondant à la tranche d'eau qui va du niveau initial de la nappe au niveau du fond du puits et d'un débit qui provient de couches situées entre le fond du puits et le substratum imperméable.

Pour les calculs, GUYON (1976) prend pour hypothèse initiale un imperméable situé au niveau du fond du puits et propose une méthode approchée pour corriger la valeur de K trouvée.

III. INTERPRETATION DES MESURES

La méthode du Puits et des Piézomètres présente un caractère objectif puisqu'aucune variable supplémentaire extérieure à l'essai n'est introduite pour le dépouillement de la mesure.

A) Les conditions de réalisation de la mesure

Elles sont assez contraignantes.

— Cette mesure impose la présence d'une nappe perchée temporaire située entre l'horizon sous-cultural et, dans le cas le plus général, un horizon imperméable reconnu au cours de l'étude pédologique dont la profondeur doit être à plus de 40 cm de la surface du sol.

— La bonne réalisation de l'essai dépend des conditions météorologiques. En effet, il faut que l'horizon A_p soit désaturé, ce qui signifie qu'il faut attendre 24 à 48 heures après une pluie, de façon à ce que l'écoulement dans l' A_p n'influence pas la mesure qui est réalisée dans l'horizon sous-jacent. Dans le cas où l'essai est pratiqué sous prairie permanente, on peut considérer qu'il n'y a pratiquement pas d' A_p et la mesure peut être réalisée alors que la nappe se trouve très proche de la surface du sol.

— La durée de l'essai est relativement longue : la durée de la première phase dépend de la hauteur de nappe, elle est de l'ordre de 30 à 60 minutes.

La deuxième phase débute lorsque le niveau de stabilisation est atteint. Pour que la forme du cône de rabattement se stabilise, il faut généralement de 1 à 3 heures. La nappe atteindra alors le régime permanent approché ou régime pseudo-permanent (appelé aussi pseudo-stationnaire (GONZALES-CASILLAS, 1984).

B) Variabilité des mesures

1. De la conductivité hydraulique

Quelques études ont été réalisées sur la variabilité des mesures de la conductivité hydraulique. Nous ne citerons ici que celles réalisées par CAUCHIE et al. (1982) et GONZALES-CASILLAS (1984).

— Le premier montre que sur une même série pédologique de sols lessivés à pseudo-gley, le coefficient de variation établi sur six essais est de 35 %.

— Le second a réalisé plusieurs essais sur différents sols :

- En particulier, sur une série de sols lessivés et lessivés à pseudo-gley de Bretagne sur lesquels il trouve un coefficient de variation de 50 % (5 mesures).

- Sur des sols développés sur alluvions limoneuses de la région de Marlois, dans l'Aisne, il obtient un coefficient de 114 % (5 mesures).

- Une autre étude du même auteur, sur un planosol de Sologne, montre que pour six mesures réalisées dans des conditions expérimentales, le coefficient de variation est de 17 %.

Cette variabilité est, dans tous les cas, inférieure à celle obtenue avec la méthode classique du « trou de tarière » (CAUCHIE et al., 1982 ; GONZALES-CASILLAS, 1984).

Cette variabilité est liée, entre autres :

— à la régularité du dépôt pédologique et aux hétérogénéités locales ;

— à la microtopographie de la parcelle ; la nappe peut ne pas se présenter toujours à la même profondeur lorsque le niveau du sol s'abaisse de quelques décimètres ;

— à la variation locale du plancher imperméable qui peut provenir de son ondulation.

— La période de mesures doit être choisie dans la phase dite de drainage intense. En dehors de cette phase qui se situe, en règle générale, entre le début du mois de janvier et la fin du mois de mars, les valeurs de K sont inutilisables parce que ne correspondant pas aux conditions des sols saturés.

— En liaison avec la dynamique saisonnière, des observations (BOUZIGUES, FAVROT, 1984) montrent que le comportement hydraulique d'un même type de sol peut être différent suivant l'état de la porosité et, en particulier, de ses interconnexions. Celles-ci semblent jouer un rôle important, en particulier dans le cas des nappes parchées dans lesquelles, lors des remontées de nappes, de l'air reste piégé dans la porosité.

2. De la porosité de drainage

Il n'existe que peu d'études concernant la variabilité de ce paramètre.

Dans l'étude déjà citée, CAUCHIE et al. (1982) notent un coefficient de variation de μ de 17 %. Des coefficients de variation plus importants, de l'ordre de 100 %, ont été observés sur des séries de sols argileux des marais de Rochefort (COLLAS, 1985). Les causes de dispersion sont multiples :

— L'état de saturation du sol et la période de mesure (paragraphe B, 1) ;

— L'évaluation du diamètre du puits qui apporte une incertitude importante pour les faibles valeurs de μ ;

— Les hétérogénéités locales du sol qui engendrent les dissymétries dans les relevés piézométriques de part et d'autre du puits. Lorsque la dissymétrie est faible, on réalise une moyenne arithmétique entre les deux cotes de l'essai ; mais si cette dissymétrie augmente, cette moyenne n'a plus aucun sens car on ne connaît plus avec suffisamment de précision le volume de sol libéré par la nappe ;

— Les volumes de sol libérés par les nappes sont très variables d'un sol à l'autre. Plus le volume libéré sera petit, plus le risque d'erreur sur μ sera grand.

IV. RESULTATS EXPERIMENTAUX

Avant d'étudier les relations pouvant exister entre K et μ , il nous a semblé intéressant de relier le paramètre le moins variable K obtenu par les mesures « in situ » à l'un des paramètres de constitution du sol, le taux d'argile.

Ce taux variant souvent sur un profil, nous avons comparé la conductivité hydraulique K avec le taux d'argile de l'horizon dans lequel se situe le toit de la nappe lors du rabattement.

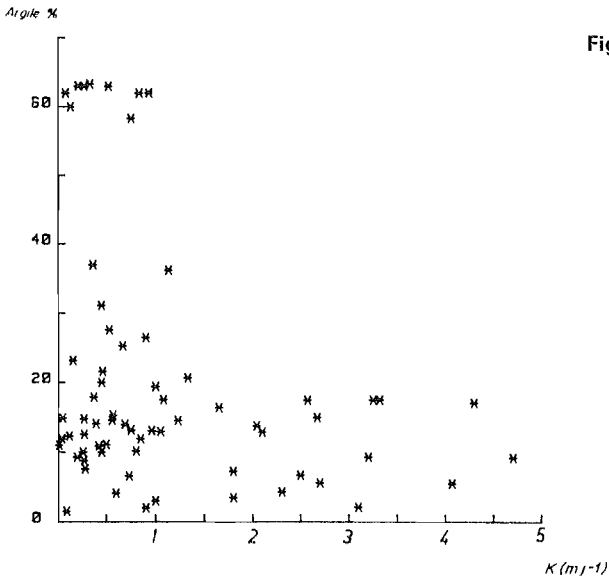


Figure 2. — Relation entre la conductivité hydraulique et le taux d'argile de l'horizon dans lequel se situe le rabattement.

Relation between the H.C. and the clay rate at the level of the lowering water table.

On remarque (fig. 2) qu'au-delà d'un certain seuil, la quantité d'argile dans la zone de rabattement de la nappe peut être une indication utile pour l'interprétation de la conductivité hydraulique ; lorsque le taux d'argile est supérieur à 15 %, la conductivité hydraulique reste inférieure à un mètre par jour. Ceci confirme la relative imperméabilité que confère l'argile en régime saturé.

En dessous de 15 % d'argile, c'est-à-dire pour les sols riches en limons ou en sables, K peut varier dans des limites beaucoup plus grandes.

A) Etude d'une relation $\mu = f(K)$

1. Recueil des résultats

Cette étude a rassemblé, à l'origine, un grand nombre de mesure (157) réalisées sur une vingtaine de départements française de l'Ouest de la France. Ces mesures ont été exécutées par les groupements du CEMAGREF d'Antony et de Bordeaux, des S.R.A.E. et D.D.A. du Centre et de l'Ouest de la France, et quelques bureaux d'études, dans le cadre, notamment, des études de secteurs de référence.

Les types de sols les plus fréquents sur lesquels ont été réalisées les mesures sont les suivants :

— sols lessivés à pseudo-gley, dégradés, glossiques,

- planosols,
- vertisols,
- sols alluviaux, sableux, limoneux,
- sols sur colluvions sableux,
- sols sableux plus ou moins humifères,
- etc.

Chaque mesure, pour être étudiée, devait être accompagnée de sa fiche pédologique et, dans la plupart des cas, des analyses physiques et chimiques correspondant à la série de sol sur laquelle elle avait été réalisée.

Pour les besoins de l'étude, nous avons été amenés à prendre des critères très stricts, et nous avons dû éliminer 90 mesures car les éléments nécessaires à leur traitement ou des informations indispensables n'avaient pas été communiqués, ou parce qu'elles avaient été, par des accidents particuliers, rendues inutilisables.

Ainsi, parmi l'ensemble des mesures, 25 % ont dû être écartées car elles étaient affectées par un phénomène qui consiste en une remontée des niveaux dans les tubes piézométriques au lieu de la descente que l'on peut attendre sous l'effet du rabattement.

Cet effet peut être bénin et ne concerner que la ou les premières mesures, les niveaux reprenant, par la suite, le bon sens de progression. Mais sur certains sols de texture limoneuse, on peut observer des remontées de l'ordre de plusieurs centimètres au-dessus du plan d'eau stabilisé. Ces phénomènes interviennent un à plusieurs jours après la pluie. Il n'y a, pour le moment, pas d'explication à ce phénomène, sinon celui d'un déplacement de l'air et de l'eau dans le sol sous l'effet des compressions dues au piétinement sur le site de mesure ; les piézomètres ne sont jamais tous affectés de la même façon.

En définitive, le nombre de mesures conservées a été de 67. C'est sur cet échantillon qu'est réalisée l'étude qui suit.

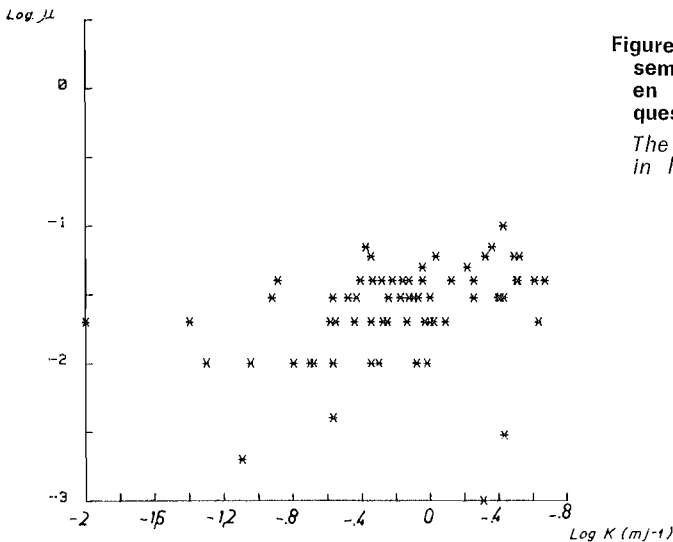


Figure 3. — Report de l'ensemble des points de l'étude en coordonnées logarithmiques.

The whole of study points in logarithmic coordinates.

Comme il a été signalé en début du chapitre 4, nous étudierons les relations qui peuvent exister entre K et μ en prenant l'ensemble des points et, par la suite, trois valeurs du taux d'argile :

- Sols à taux d'argile faible $< 15 \%$
- Sols à taux d'argile moyen $15 \% < A < 30 \%$
- Sols argileux $A > 30 \%$

2. Relation entre K et μ pour toutes valeurs du taux d'argile

Une régression linéaire a été recherchée sur l'ensemble des 67 observations.

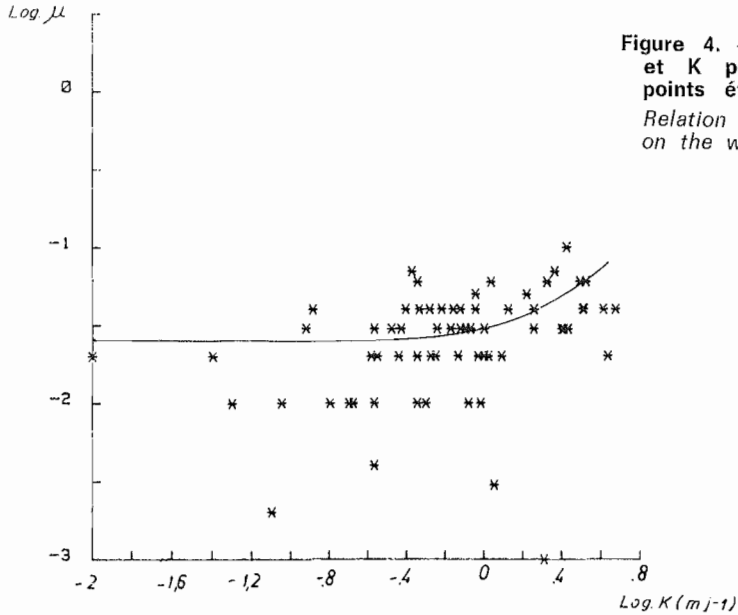


Figure 4. — Relation entre μ et K pour l'ensemble des points étudiés.

Relation between μ and K on the whole points.

Tableau I. — Analyse sur 67 observations
Valeurs caractéristiques obtenues par l'analyse statistique
Results of statistic test

Paramètres	Moyenne	Ecart-type	Valeur Minimum	Valeur Maximum
K m.j ⁻¹	1,148	1,151	0,007	4,700
μ	0,031	0,019	0,001	0,100
$\mu = 0,025 + 0,006 K$ $R = 0,330$				
F. de FISHER-SNEDECOR : 7,939				
T. de STUDENT sur 0,025 : 7,8111				
Ecart-type : 0,0032				
T. de STUDENT sur 0,006 : 2,8176				
Ecart-type : 0,0020				

La liaison obtenue de μ en fonction de K est de :

$$\mu = 0,025 + 0,006 K (1)$$

avec un coefficient de corrélation linéaire de 0,330, elle permet d'approcher les données de façon satisfaisante.

Un test de FISHER-SNEDECOR sur la nullité du coefficient de corrélation linéaire, c'est-à-dire sur l'indépendance linéaire, permet de rejeter cette hypothèse avec un risque de seulement 1 % d'erreur.

Quant aux coefficients de régression, un test de STUDENT à 65 degrés de liberté, sur l'hypothèse de nullité, nous permet de rejeter cette hypothèse également avec un risque d'erreur de 1 % seulement pour chacun des coefficients.

Ce faible risque nous permet d'approcher la réalité de cette relation.

L'allure générale laisse cependant apparaître une dispersion plus importante pour les taux d'argile supérieurs à 15 %, ce qui justifie l'étude séparée des classes de taux d'argile :

- A < 15 %
- 15 % < A < 30 %
- A > 30 %

3. Relation entre μ et K pour des taux d'argile inférieurs à 15 %

Les points correspondants sont reportés sur le graphique en coordonnées logarithmiques.

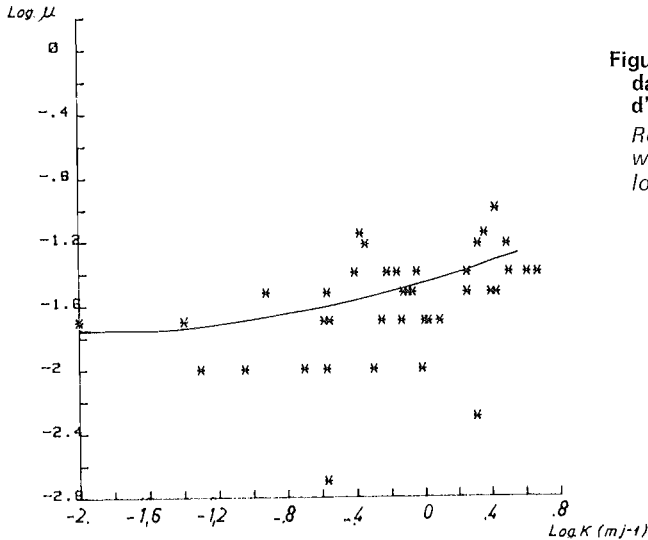


Figure 5. — Points correspondant aux sols dont le taux d'argile est inférieur à 15 %.
Relation between μ and K when the clay content is lower than 15 %.

La meilleure relation obtenue dans ce cas est de la forme :

$$\mu = 0,0153 + 0,0176 \sqrt{K} \quad (2)$$

Nous obtenons un coefficient de corrélation de 0,442 pour 38 observations (voir tableau II).

Un test de FISHER-SNEDECOR, sur l'hypothèse de nullité du coefficient de corrélation, nous permet de rejeter l'hypothèse d'indépendance avec un risque de seulement 1 % d'erreur.

Quant aux coefficients de régression, un test de STUDENT nous permet de rejeter l'hypothèse de nullité du terme constant avec un risque d'erreur de 5 %, et pour le terme en \sqrt{K} avec risque d'erreur de seulement 1 %.

**Tableau II. — Analyse sur 38 observations à < 15 %
Valeurs caractéristiques obtenues par l'analyse statistique**

Results of statistic test

Paramètres	Moyenne	Ecart-type	Valeur minimum	Valeur maximum
K en m.j ⁻¹	1,487	1,258	0,160	4,300
μ	0,039	0,022	0,012	0,100
$\ln \mu = - 3,411 + 0,289 \ln K$ R = 0,470 F. de FISHER-SNEDECOR : 4,25 T. de STUDENT sur - 3,411 : - 27,208 Ecart-type : 0,125 T. de STUDENT sur 0,289 : 2,062 Ecart-type : 0,140				

4. Relation entre μ et K pour des taux d'argile compris entre 15 % et 30 %

Les points correspondants ont été reportés sur le graphique suivant (fig. 6).

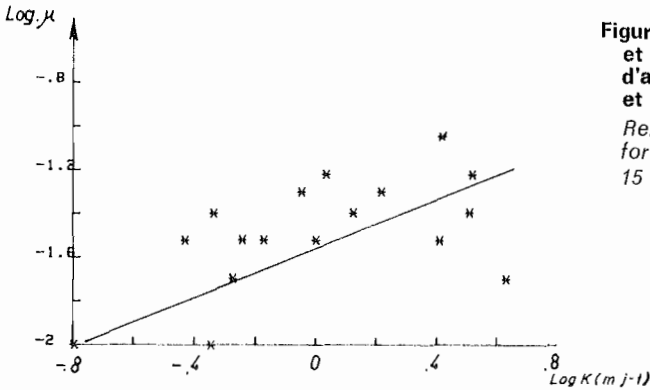


Figure 6. — Relation entre μ et K pour les valeurs de taux d'argile compris entre 15 % et 30 %.
Relation between μ and K for 15 % < clay content < 30 %

La meilleure relation obtenue pour cette classe de taux d'argile est une relation de la forme (tableau III) :

$$\ln \mu = - 3,411 + 0,289 \ln K \quad (3)$$

ce qui peut encore s'écrire :

$$\mu = 0,033 K^{0,289}$$

avec un coefficient de corrélation de 0,47.

Un test de FISHER-SNEDECOR, sur l'hypothèse de nullité du coefficient de corrélation, nous permet de rejeter l'hypothèse d'indépendance avec un risque d'erreur supérieur à 5 % mais inférieur à 6 %.

Les tests de STUDENT, sur la nullité des coefficients de régression, permettent de rejeter la nullité des coefficients avec un risque d'erreur de 1 % pour le terme constant et moins de 6 % pour le terme ln K.

Par ailleurs, 94,2 % de points expérimentaux sont situés dans un intervalle de moins de 20 % d'erreur relative.

**Tableau III. — Analyse sur 17 observations $15 < A \% < 30$
Valeurs caractéristiques obtenues par l'analyse statistique**

Results of statistic test

Paramètres	Moyenne	Ecart-type	Valeur minimum	Valeur Maximum
K en $m.j^{-1}$	1,198	1,189	0,007	4,700
μ	0,032	0,021	0,001	0,100
$\mu = 0,0153 + 0,0176 \sqrt{K}$ $R = 0,442$				
F. de FISHER-SNEDECOR : 8,984				
T. de STUDENT sur 0,0153 : 2,3894 Ecart-type : 0,0064				
T. de STUDENT sur 0,0176 : 2,9973 Ecart-type : 0,0059				

5. Relation entre μ et K pour des taux d'argile supérieurs à 30 %

Les résultats obtenus pour deux taux d'argile supérieurs à 30 % (12 valeurs) donnent des risques d'erreur supérieurs à 25 % pour les tests de FISHER-SNEDECOR et de STUDENT. Nous considérerons que, dans ce cas-là, il n'est pas possible de trouver une relation simple entre les valeurs de la porosité de drainage et la conductivité hydraulique.

En effet, dans ces types de sols, les circulations hydrodynamiques sont essentiellement dépendantes de l'intensité de la structure (BOUZIGUES et al., 1982, COLLAS, 1985). Or, la stabilité structurale, le climat, sont autant de critères dont dépend la structure qui n'ont pas été retenus dans notre analyse globale. A titre d'exemple, nous pouvons citer les différences de comportement notées entre les sols argileux des marais de l'ouest dont la structure est bien exprimée grâce à un déficit estival marqué (COLLAS, 1985) et les sols argileux lorrains à structure peu marquée du fait d'un déficit estival faible (FLORENTIN, 1982).

Ces conditions montrent qu'il existe des classes différentes de sols lourds du point de vue de la circulation de l'eau. Ceci ne peut apparaître pour un échantillon aussi petit. D'autre part, il est normal que l'on n'obtienne pas le même type de relation que dans les sols où l'effet textural est dominant.

V. DISCUSSION

Ces courbes, obtenues par régression, appellent plusieurs observations :

- a) Les coefficients de régression étudiés sont, en général, faibles ;
- b) La meilleure corrélation est obtenue pour les sols contenant des taux d'argile compris entre 15 et 30 % ;

Si l'on se réfère aux corrélations obtenues à l'étranger entre les deux paramètres hydrodynamiques, les recherches bibliographiques montrent que peu d'auteurs se sont intéressés à cette relation. Les courbes trouvées peuvent être rassemblées en deux groupes :

- le groupe des courbes que nous appellerons « américaines »,
- la courbe paramétrée de ERKIN.

Aucun des auteurs qui relatent ou qui proposent ces courbes n'indique comment elles ont été réalisées et à partir de quel échantillonnage a été établie la régression.

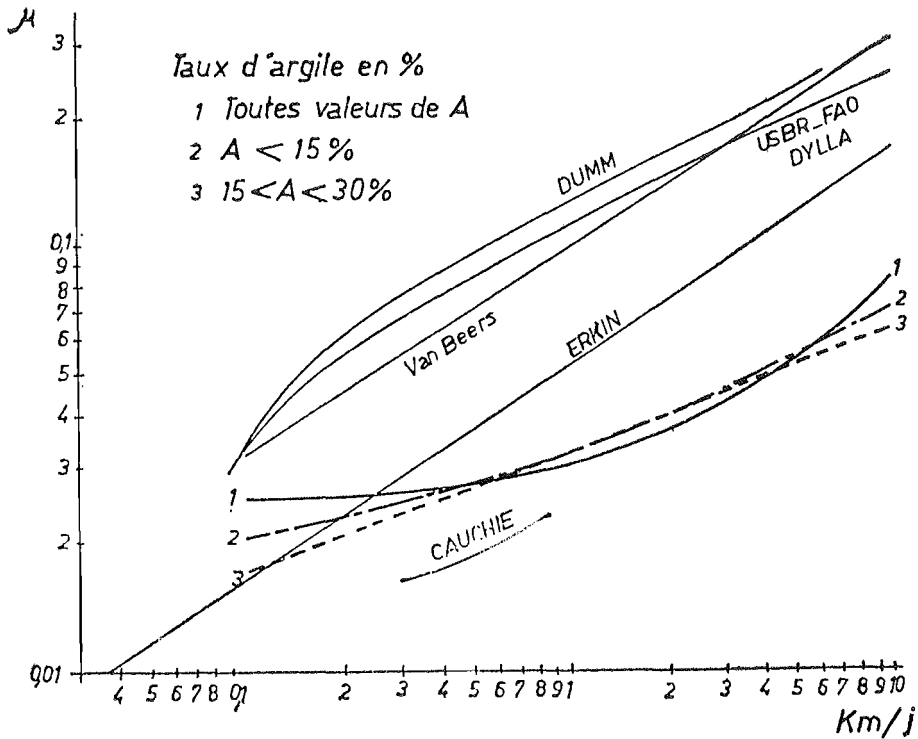


Figure 7. — Rappel de l'ensemble des courbes citées concernant la relation $\mu = f(K)$.

Graph plotting all the curves mentioned with respect to the relationship $\mu = f(K)$.

— En ce qui concerne le groupe des courbes américaines, les relations font toutes apparaître des valeurs de « porosité de drainage » beaucoup plus fortes que celles obtenues ailleurs.

Nous supposons qu'il s'agit, en fait, de relations correspondant à l'humidité à la saturation diminuée de la valeur de l'humidité à la capacité de rétention. Tous les auteurs américains estiment que la totalité de la macroporosité du sol doit être vidée, en accord avec la définition donnée pour la capacité au champ.

La courbe de l'U.S.B.R. (UNITED STATES BUREAU OF RECLAMATION) en est la synthèse. Elle correspond à une relation établie à partir des données fournies par de nombreux réseaux de drainage dans le monde. Cette courbe a été reprise par la F.A.O. (FOOD AND AGRICULTURAL ORGANISATION) en 1979. Les auteurs de ces courbes proposent des régressions du type $\mu = A + B \text{ Log } K$.

En Europe, cité dans différents documents : EGGELSMANN (1973), SZILLARD et al. (1983), VAN BEERS propose une courbe de la forme $\mu = \sqrt{K}$.

— En ce qui concerne la courbe proposée par ERKIN, qui est rapportée par GUYON (1966), elle a été établie à partir de points expérimentaux sur des sols minéraux (sic)

en Union Soviétique. Cette relation est la suivante :

$$\mu = \frac{56}{1000} \sqrt{K}^3 \sqrt{H}$$

dans laquelle K est la conductivité hydraulique exprimée en m.j^{-1} et H est une valeur correspondant à la hauteur en mètre du niveau statique de la nappe par rapport à un repère mal défini qui est soit le substratum naturel, soit le niveau des drains.

L'inconvénient de cette relation est qu'il est difficile de justifier l'influence de H sur K. Le fait qu'elle soit paramétrée permet de s'adapter à toutes les situations sans que l'on puisse, avec certitude, savoir à quelle réalité on se réfère. Prise inconsidérément, elle peut justifier n'importe quel choix. Néanmoins, elle reste la seule relation qui se rapproche du concept de « porosité de drainage » tel qu'il a été admis dans cette étude.

CAUCHIE et al. (1982) ont abouti à la relation suivante :

$$\mu = 1,2 K + 1,27$$

où μ est exprimé en pourcentage et K en m.j^{-1} .

Cette régression (dont le coefficient indique une bonne liaison entre les deux paramètres : $r = 0,887$) se place dans la zone de validité des courbes étudiées dans cette note.

Ceci montre bien que des mesures réalisées au même moment sur une même série de sols par une même équipe présenteront moins de variabilité qu'un ensemble de mesures provenant de sols extrêmement divers.

Il serait possible de limiter, à l'avenir, la dispersion observée sur les résultats obtenus au moyen de la mesure de la porosité de drainage en se préoccupant de la variabilité locale du sol. L'incertitude introduite (cf. III-B-2) pourrait être levée en utilisant un nombre plus important de piézomètres autour du puits de façon rayonnante. Il semble qu'il huit piézomètres permettraient de décrire de façon plus précise le volume de sol libéré et augmenterait la précision de μ .

D'autre part, une autre cause plus difficile à cerner, relative aux faibles coefficients de corrélation, semble provenir, à notre avis, dans une moindre mesure, du fait que les mesures sont pratiquées par des équipes diverses dont quelques-unes sont peu exercées.

Enfin, en ce qui concerne les sols argileux ($A > 30\%$), ce type de mesure est mal adapté. Si l'on reprend, pour les sols étudiés, les plus homogènes, la moyenne des volumes de sols libérés (volume du cône limité par la courbe de rabattement et par le niveau statique de la nappe), les valeurs trouvées sont de (CHOSSAT, 1985) :

- 90 litres pour les sols argileux,
- 1600 litres pour les sols de limons et de sable.

On constate que le volume de sol libéré est beaucoup moins important pour les argiles que pour les autres sols ; le risque d'erreur est d'autant plus grand.

CONCLUSION

Cette étude met l'accent sur la différence de conception qui existe au sujet de la porosité de drainage.

En classant les circulations de l'eau dans le sol, on peut dire que dans le domaine saturé, les écoulements se font dans la porosité dépendant de la structure du sol et, dans le domaine non saturé, dans la porosité dépendant de la texture du sol.

La texture est une caractéristique intrinsèque des sols, et la quantité d'eau qu'elle peut accueillir peut être mesurée sur des échantillons même remaniés : c'est l'humidité à la capacité de rétention.

Pour la structure, il en va tout autrement et c'est, encore aujourd'hui, une caractéristique des sols qui est difficile à quantifier.

La porosité structurale n'est approchée que par différence entre la porosité totale (égale à la capacité à saturation) et la capacité au champ.

C'est ce critère qui est utilisé par les Américains. Ils appellent cette valeur « Drainable Porosity » ou, plus généralement, « Specific Yield ».

Sous cet aspect, la porosité de drainage est un critère statique qui prend assez bien en compte la totalité du volume d'eau contenu dans la macroporosité, mais qui ne donne aucune indication sur la façon dont le sol cède cette eau.

C'est en cela que le concept de porosité de drainage, étroitement associé à la méthode de mesure employée en France, diffère de ce qui se fait outre-Atlantique, en approchant ce paramètre sous son aspect dynamique.

Nous aurions pu espérer trouver, dans le cadre de cette étude, une liaison plus forte entre K et μ , étant donné qu'il s'agit de deux paramètres hydrodynamiques très liés à la porosité du sol et même à sa macroporosité.

Néanmoins, la relation générale, présentée au paragraphe IV-A-2, peut apporter une aide aux concepteurs, surtout pour les sols contenant moins de 30 % d'argile.

Cette façon de concevoir la porosité de drainage devrait permettre d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydraulique et, en particulier, selon les types de sols, d'appréhender l'évolution de la composition chimique de la solution du sol.

Reçu pour publication : juin 1985

Accepté pour publication : octobre 1985

RELATIONSHIP BETWEEN HYDRAULIC CONDUCTIVITY AND DRAINABLE POROSITY BY « IN SITU » METHOD OF MEASUREMENT

The « in situ » method called « well and Piezometers » is used to determine the horizontal Hydraulic Conductivity (H.C.) and the Drainable Porosity (D.P.) of the soils.

This measurement represents a full-size simulation of the drainable effect when the water-table is lowered (fig. 1).

From a great number of measurements in France, it is possible to carry out a statistical analysis in order to the best relationship between H.C. and D.P. (Tab. I, Tab. II, Tab. III).

A direct comparison between the H.C. values and the clay content of the layer where the top of the water table is situated shows that H.C. can take any value when there is less than 15 % of clay content. Above this percentage H.C. cannot exceed one meter per day (Fig. 2).

The statistical analysis gives different relationships for different clay contents (A).

For all the values $\mu = 0,025 + 0,006 K$ (Fig. 4)

For $A < 15 \%$ $\mu = 0,0153 + 0,017 K^{0,5}$ (Fig. 5)

For $15 < A < 30 \%$ $\mu = 0,033 K^{0,289}$ (Fig. 6)

For $A > 30 \%$ No relation

Drainable Porosity studies in the USA show that it is static value in agreement with the moisture content at the field capacity. In France, the Drainable Porosity is a dynamic value which represents only a small fraction of the macroporosity (between half and a quarter of this value) (Fig. 7).

BIBLIOGRAPHIE

- BOUMA J., 1979. — Soil Survey Institute, Wageningen, 107 p.
- BOUYE J.-M., CESTRE T., LESAFFRE B., 1983. — Etude du CEMAGREF, série Technologies de l'Agriculture, n° 497-498.
- BOUZIGUES R., FAVROT J.-C., 1984. — C.R. du colloque fonctionnement hydrique et comportement des sols. AFES pp. 41-54.
- CAUCHIE P., CESTRE T. et FONQUERNIE B., 1982. — Note CEMAGREF, 24 p.
- CHOSSAT J.-Cl., 1985. — Thèse ENSA à Toulouse, à paraître
- COLLAS Ph., 1985. — Thèse INSA à Toulouse, octobre.
- DEVILLERS J.-L., GUYON G., 1979 — C.R. Académie d'Agriculture, pp. 815-820.
- DUMM L.D., 1964. — Transactions of the ASAE (60-717), pp. 142-151 .
- EGGELSMANN 1973. — Drän Anleitung. Edition Wasser und Boden Axel Lindow and Co, Hamburg, 332 p.
- F.A.O., 1979. — C.R. (38) Rome, 52 p.
- FAVROT J.-C., 1981. — C.R. Académie Agriculture, pp. 716-723.
- FLORENTIN L., 1982. — Thèse INPL Nancy, 157 p.
- GONZALES-CASILLAS A., 1984. — Thèse de docteur-ingénieur, ENSA Rennes, 178 p.
- GUYON G., 1964. — Sciences du Sol, 121 p.
- GUYON G., 1966. — BTRG (79) CEMAGREF, 75 p.
- GUYON G., 1971. — BTRG (110), CEMAGREF, pp. 29-49.
- GUYON G., 1976. — Bulletin de l'ICID.
- GUYON G., 1981. — BTRG (127), 91 p.
- GUYON G. et WOLSACK J., 1978. — C.R. XV^e Journées de l'Hydraulique, Soc. Hydro-tech. France, question 4, n° 9.
- PERRIER E.R. et JOHNSON W.R., 1963. — Transaction of the ASAE, pp. 174-175.
- SKAGGS R.W., 1976. — Transactions of ASAE (19) (1), pp. 73-80, 84.
- SZILARD T., FEHER F., MADARASSY L., 1983. — MEZOGAZDASAGI TALAJSKOVEZES, Mezögazdagasi Kiado.
- TAYLOR G.S., 1960. — Soil Sc. (90), pp. 338-343.
- VACHAUD G., 1968. — La houille blanche, Grenoble (5), pp. 391-406.
- WOLSACK J., 1978. — Bulletin du BRGM, section III, n° 2, pp. 101-113.

