

INTERNATIONAL SOCIETY FOR SOIL MECHANICS AND GEOTECHNICAL ENGINEERING



This paper was downloaded from the Online Library of the International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE). The library is available here:

<https://www.issmge.org/publications/online-library>

This is an open-access database that archives thousands of papers published under the Auspices of the ISSMGE and maintained by the Innovation and Development Committee of ISSMGE.

Le coefficient de perméabilité des matériaux non saturés et son application à l'étude du mouvement de l'eau dans les sols

The Coefficient of Permeability of Non-Saturated Materials and Its Application to the Study of Moisture Movement Through Soil

par M. F.-A. SOEIRO, Ingénieur I.S.T. (Lisbonne), Chef de la Section Recherches de Mécanique des sols au C.E.B.T.P.

Sommaire

Pour étudier le mouvement de l'eau retenue au-dessus des nappes phréatiques, nous avons été amené à mesurer non seulement les potentiels de forces de rétention-suction, mais aussi la perméabilité du sol à l'eau sous dépression. Pour des sols sableux, ceci correspond à déterminer la perméabilité d'un matériau non saturé, qui est fonction du degré de saturation.

Un dispositif expérimental a été étudié pour procéder à ces mesures à différents teneurs en eau. Nous présentons dans ce rapport les résultats de ces mesures ainsi que les courbes de suction des sols. L'interprétation de la variation de la perméabilité a été par ailleurs rattachée à la forme de la courbe de suction et à la variation de la résistance électrique mesurée entre deux anneaux métalliques noyés dans le sol.

Nous avons par la suite appliqué ces paramètres à la description du mouvement de l'eau au-dessus de la nappe, sous une route, et à l'étude de la perte par évaporation d'un sol en fonction de la profondeur de la nappe. A cet effet, nous avons établi les équations générales de l'écoulement de l'eau retenue dans le cas d'un sol, isotherme ou non.

Nous terminons par une discussion des mécanismes régissant les écoulements dans les milieux non saturés.

1. Introduction

Dans l'étude de certains problèmes de fondation, l'ingénieur géotechnicien est amené à s'intéresser à la tranche des sols se trouvant au-dessus de la nappe phréatique. Ces sols peuvent être saturés ou non, suivant la position de la nappe et la nature des matériaux. Cependant, le comportement des matériaux et des ouvrages étant entièrement lié à l'évolution de la teneur en eau des terrains, il importe de prévoir, maîtriser, ou tirer parti des échanges d'humidité à l'intérieur de ces corps. Des problèmes identiques se posent lors de la mise en œuvre des terres, la stabilité des structures dépendant, dans l'immédiat des conditions initiales des matériaux et à long terme de l'évolution des propriétés de ceux-ci.

Le mécanisme des échanges d'humidité de sols dans ces conditions font intervenir à la fois les forces de rétention de l'eau dans les sols — les forces de suction — et la perméabilité ou conductivité des corps à l'eau.

Nous abordons dans ce rapport la détermination et l'utilisation de la perméabilité des sols à l'eau sous l'action des forces de suction, dans l'optique des théories énergétiques de l'eau retenue (SOEIRO, 1960). Nous nous limitons, pour le moment, au cas particulièrement simple des sols sableux pour lesquels les phénomènes colloïdaux étant négligeables, l'influence de la géométrie de l'espace interstitiel est prédominante.

Summary

In order to study the movement and distribution of soil moisture above the water table, the author has determined both the suction forces and soil permeability to water under suction. For sand this entails measurement of permeability of unsaturated materials, which is a function of the degree of saturation. An experimental equipment has been developed to carry out these measurements at different moisture contents. The author gives results of these tests and suction curves of the soils investigated. The variation of permeability has been linked with the shape of the suction curve and also with the variation of electrical resistance measured between two metallic rings buried in the soil.

The author has also applied these principles to a study of soil moisture movement above the water table, below a road, and to the calculation of evaporation loss from a soil surface as a function of the depth of the water table. The general equations for flow of moisture are presented with suitable allowance for temperature effects.

The mechanism of soil moisture movement is discussed by the author.

2. Perméabilité

Nous allons nous occuper de la perméabilité des sols à l'eau retenue. Nous pouvons définir l'eau retenue, par opposition à l'eau libre qui s'écoule sous l'action de la pesanteur, comme étant l'eau attachée à l'ossature solide du sol par des forces physico-chimiques, et qu'il est impossible d'enlever sans dépenser de l'énergie. La circulation de l'eau sous l'action de gradients de suction suit la loi de Darcy, comme il a été démontré par des travaux expérimentaux de plusieurs auteurs (CHILDS et COLLIS GEORGE, 1950, par ex.) :

$$v_{liq} = -K \text{ grad } \Phi.$$

où :

$$v_{liq} = \text{débit en cm}^3/\text{cm}^2/\text{sec.}$$

$$\Phi = \text{potentiel total de l'eau (charge hydraulique)} = \psi + z \text{ cm d'eau.}$$

$$\psi = \text{suction ou potentiel capillaire cm d'eau.}$$

$$z = \text{cote du point (ou plutôt de la section) prise par rapport à un plan de référence arbitraire.}$$

$$K = \text{coefficient de perméabilité cm/sec.}$$

21. — Montage expérimental.

Dans les matériaux pulvérulents, l'écoulement en phase liquide se fait à l'intérieur d'un solide non saturé en général,

et cet écoulement cesse dès que la continuité des films d'eau n'est plus assurée. Pour la détermination en laboratoire de la perméabilité, nous avons utilisé le montage représenté sur la Fig. 1. Le dispositif est essentiellement un perméamètre à

- diminution de la section efficace pour l'écoulement avec la diminution de la teneur en eau ;
- au fur et à mesure que la teneur en eau diminue, le parcours de l'eau à l'intérieur du milieu se rallonge jus-

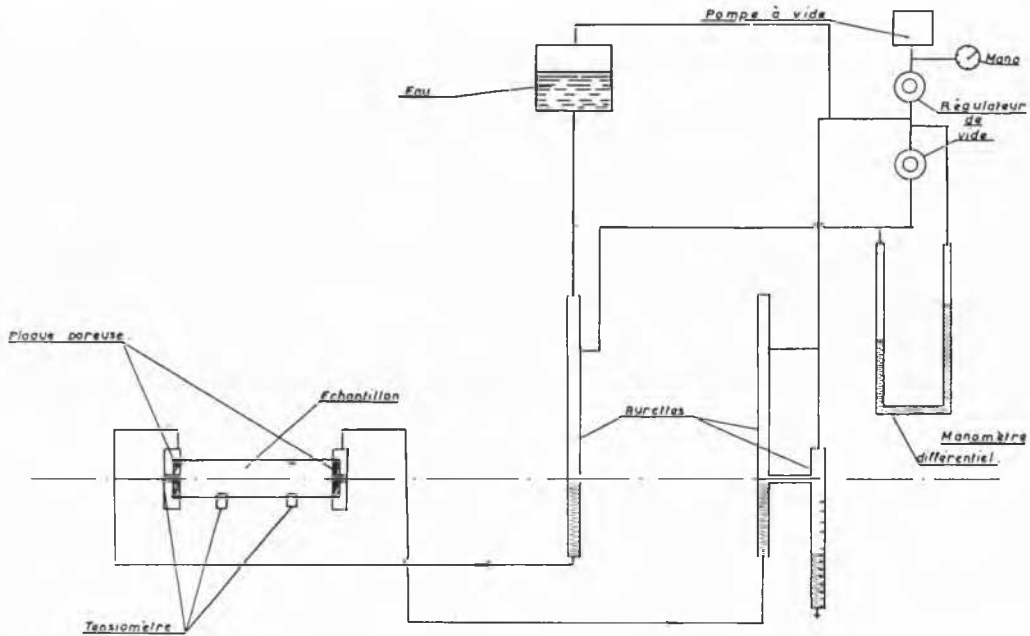


Fig. 1 Principe du montage pour la mesure de la perméabilité des matériaux poreux (régime permanent).
Experimental set-up for the measurement of the permeability of unsaturated materials (steady state).

hauteur constante adapté à la mesure de la perméabilité à l'eau sous dépression. A cet effet, l'échantillon de sol est compris entre deux pierres poreuses en contact avec de l'eau sous deux vides différents, obtenus sur une ligne à vide grâce à deux régulateurs de vide. L'éprouvette peut être disposée verticalement ou horizontalement. Dans nos essais, nous utilisons des éprouvettes de 2 et 5 cm de longueur, dans lesquelles on noie, pour la mesure de la résistance du sable humide, deux anneaux métalliques. Sur les échantillons plus longs, nous employons quatre étages d'anneaux. La mesure de la résistance permet de suivre l'évolution de la teneur en eau dans le matériau pendant l'essai. Pour des échantillons assez perméables, le choix des pierres doit être effectué de façon à ne pas fausser la mesure de perméabilité. L'essai est conduit de façon que, pour chaque paire de valeurs de succion, à l'amont et à l'aval de l'échantillon, le débit écoulé soit constant, ce qui exige parfois de poursuivre l'essai pendant plusieurs heures. La valeur de la perméabilité est déterminée une fois le régime atteint. Cependant, nous avons constaté dans quelques essais un blocage brusque de l'écoulement ou un décrochement très sensible dans le débit écoulé. Ces phénomènes sont surtout sensibles dès qu'il y a des sels solubles dans le sol. Aussi, avons-nous pris la précaution de délayer systématiquement ces matériaux, et avons opéré en circuit fermé, en faisant circuler l'eau au préalable plusieurs fois à travers l'échantillon et en contrôlant la conductivité de l'eau à l'entrée et à la sortie de l'échantillon.

22. — Résultats expérimentaux - Interprétation.

Nous donnons sur les Fig. 3 et 4 le résultat de ces essais sur deux sables, ainsi que les courbes de succion. Les courbes granulométriques correspondantes sont représentées sur la Fig. 2.

L'examen de ces graphiques montre la grande sensibilité de la perméabilité des sables étudiés à la teneur en eau (ou au degré de saturation). Ceci s'explique si on tient compte des effets suivants :

- qu'à rupture de la continuité des films, moment où le milieu devient imperméable à l'eau liquide ;
- les pores les plus gros étant les premiers à être vidés, et ceux-ci étant les plus conducteurs (d'après la loi de Poiseuille le débit/cm² est proportionnel au carré du diamètre du pore), il résulte que la diminution de la perméabilité est beaucoup plus rapide que la diminution de la teneur en eau.

Compte tenu de ces considérations, nous avons cherché à interpréter les résultats de ces essais en fonction de la forme de la courbe de succion, qui réalise pour les milieux sableux une synthèse des propriétés géométriques de l'espace interstitiel. Nous avons employé à cet effet deux méthodes.

(a) *Méthode statistique* (CHILDS - COLLIS GEORGE, 1950). — En utilisant les courbes de succion des sables et grâce aux

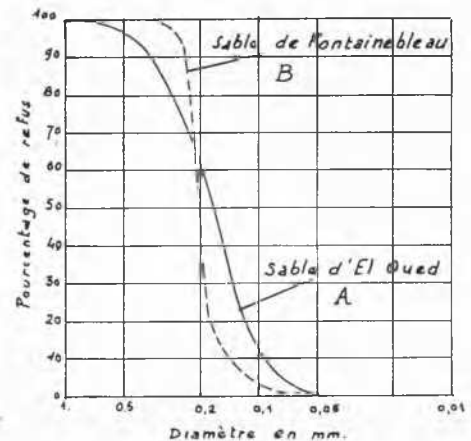


Fig. 2 Courbes granulométriques des sables A et B.
Particle-size analysis of sands A and B.

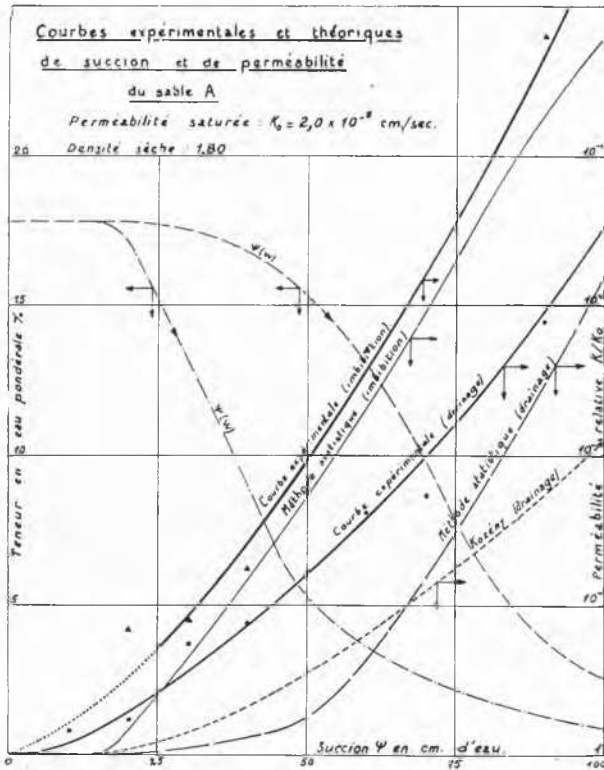


Fig. 3 Courbes de succion et de perméabilité du sable A, en fonction de la teneur en eau.
Suction and permeability-moisture curves, for sand A.

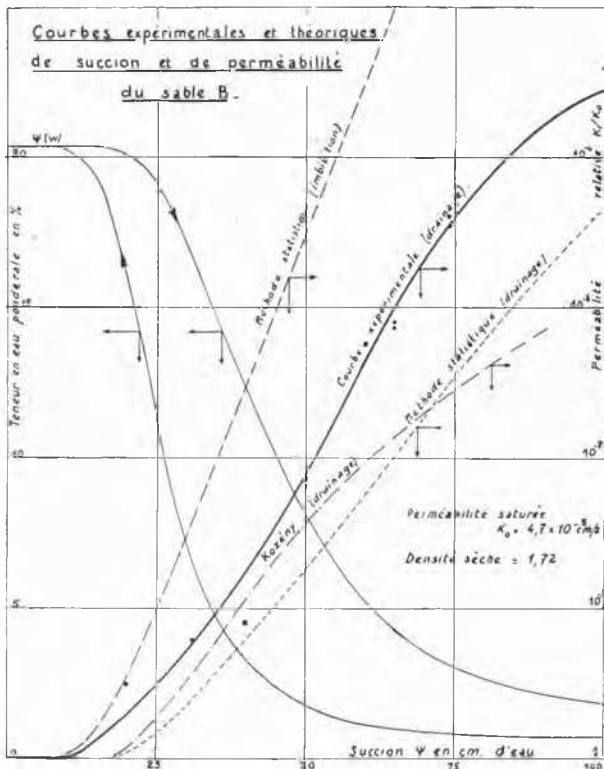


Fig. 4 Courbes de succion et de perméabilité du sable B, en fonction de la teneur en eau.
Suction and permeability-moisture curves, for sand B.

équations de Laplace et de Poiseuille relatives à l'écoulement laminaire dans un capillaire, nous avons pu déterminer la variation de la perméabilité relative en fonction de la teneur en eau, en faisant intervenir la probabilité d'un pore de rayon r_1 de déboucher dans un pore de rayon r_2 . Par la même occasion, nous avons déterminé la porométrie du milieu.

(b) *Méthode de Kozeny.* — Nous avons généralisé l'équation de perméabilité de Kozeny aux milieux non saturés, en faisant intervenir la courbe de succion. Les tortuosités ont été déterminées indépendamment par l'exploitation des mesures de résistance électrique effectuées dans les sables, par la méthode de WYLLIE et SPANGLER (1952). Les résultats des mesures de résistance sont donnés sur la Fig. 5.

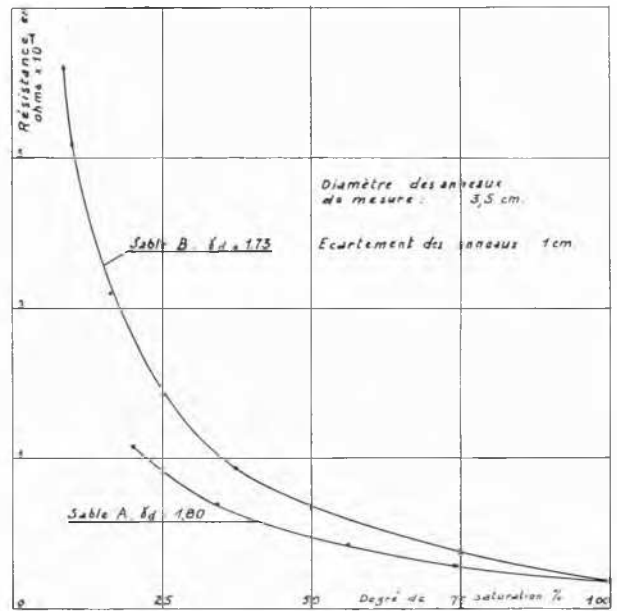


Fig. 5 Variation de la résistance électrique des sables mesurée entre deux anneaux, en fonction du pourcentage de saturation.
Variation of the electrical resistance of the two sands, measured between two rings, in function of degree of saturation.

Les courbes ainsi déterminées sont représentées sur les Figs 3 et 4. La méthode statistique semble donner une concordance beaucoup plus satisfaisante avec les résultats expérimentaux.

Remarque sur les mesures de résistance. — La résistance du sol est déterminée entre deux anneaux de même diamètre, en ferro-nickel, coaxiaux, superposés et écartés d'un cm environ. La mesure de la résistance est une fonction de la fréquence du courant alternatif utilisé (v. HABIB et SOEIRO, 1957). Les mesures de résistance ont été effectuées simultanément avec les mesures de perméabilité, et à 1 000 c/s.

3. Mouvement de l'eau retenue

L'eau à l'intérieur des sols isothermes se déplace sous l'action d'un gradient de succion ou de charge hydraulique, en général associé, dans un massif homogène, à un gradient d'humidité. L'équation générale de ces transferts de masse peut être obtenue en appliquant à l'équation de Darcy l'équation de continuité et nous avons :

$$\frac{\partial w_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right) \quad (2)$$

ou encore :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_l \frac{\partial w_v}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3)$$

avec :

w_v = teneur en eau volumétrique cm^3 d'eau/ cm^3 de sol.

$D_l(w_v) = K(w_v) \frac{\partial \psi}{\partial w_v}$ = diffusivité de la phase liquide cm^2/sec ,

en supposant $\psi(w_v)$ continue et univoque*.

Le mouvement de l'eau en phase liquide correspond à une diffusion à travers le matériau, et la diffusivité varie d'une façon très accentuée avec la teneur en eau du sol (Fig. 6).

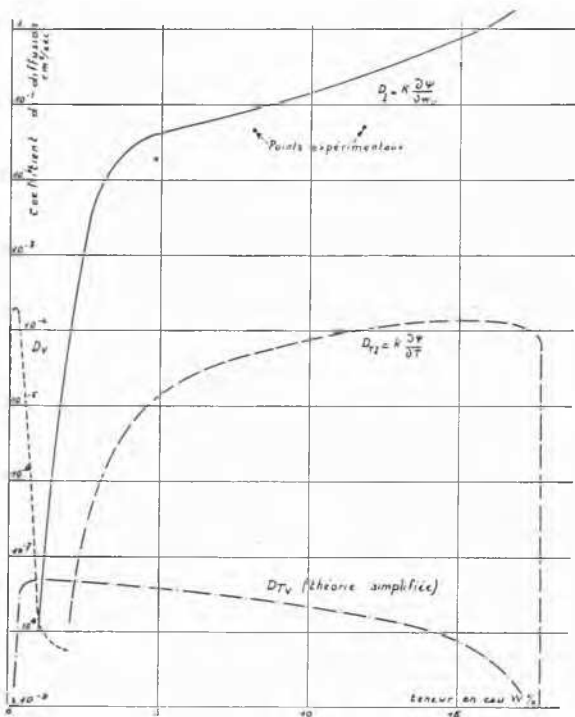


Fig. 6 Coefficients de diffusivité du sable A en fonction de la teneur en eau.

Diffusivity coefficients of sand A as a function of moisture content.

Dans le cas des sols compressibles, cette variation est beaucoup plus faible. Pour ces corps la courbe (ψ, w_v) est identique à la courbe œdométrique, pour le domaine de saturation, et il est facile de voir que la diffusivité est exactement le coefficient de consolidation c_v , de Terzaghi et Frölich, et l'équation (2) se ramène à l'équation de consolidation. Pour ces sols, le coefficient c_v est typiquement compris entre 10^{-2} et 10^{-4} cm^2/sec .

31. — Mesure du coefficient de diffusivité D_l .

Pour déterminer directement le coefficient D_l , nous avons réalisé le montage indiqué sur la Fig. 7. Le sol initialement saturé est soumis successivement à des paliers de succion et le volume écoulé est observé en fonction du temps pour chaque palier. De même, on peut étudier le volume pompé pour des succions successivement décroissantes. Nous donnons sur la Fig. 8, les courbes d'évolution du volume d'eau extrait du sol en fonction du temps pour différents paliers de succion, successivement croissants. Les accroissements de succion sont choisis pour que les variations de teneur en eau soient suffisamment faibles pour qu'on puisse faire l'hypothèse, pour chaque palier, $D_l = \text{constante}$. Il est possible dans ces conditions de résoudre l'équation (2), en négligeant, étant donnée la faible épaisseur de l'échantillon, l'influence de la pesanteur. (MILLER et ELRICK, 1958).

Sur la Fig. 6, nous donnons les valeurs obtenues par cette méthode, pour le sable A.

32. — Profil hydrique - Evolution et équilibre.

Dans le but d'étudier l'évolution des profils hydriques dans un sol en rapport avec une nappe phréatique, nous avons réalisé des colonnes avec différents sols, y compris les sols A et B, d'environ 1 m de hauteur et 25×15 cm de section (SOEIRO, 1960). Dans le cas des sables, nous avons observé les profils d'imbibition et de drainage, pour différentes positions de la nappe. La répartition d'humidité a été relevée par gammagraphie, les pressions de l'eau par des tensiomètres, et le volume d'eau échangé avec la colonne mesurée. Nous donnons sur la Fig. 9, l'évolution des profils hydriques jusqu'à l'équilibre pour le sable B. Sur la même figure, nous donnons les répartitions théoriques d'humidité obtenues par intégration de l'équation 3 avec les caractéristiques détermi-

* On peut prendre comme variable dépendante ψ :

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \psi}{\partial w_v} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad \dots (4)$$

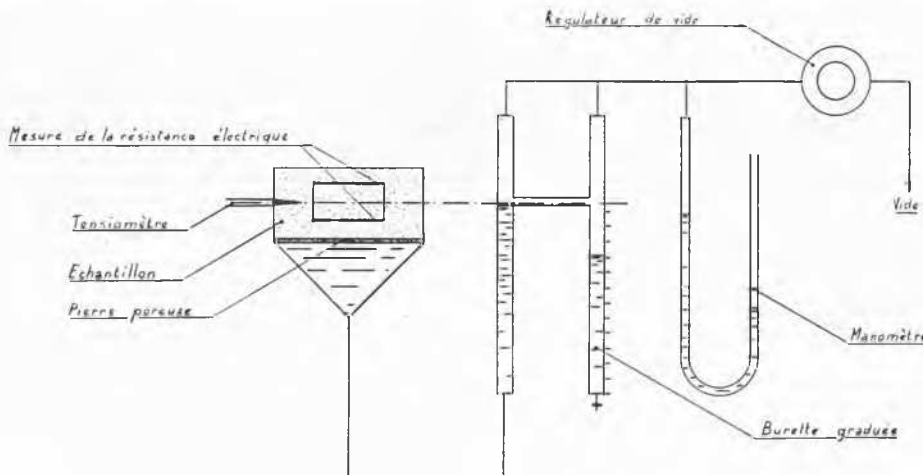


Fig. 7 Montage pour la mesure du coefficient de diffusivité en phase liquide.
Experimental set up for the measurement of diffusivity of moisture (liquid phase).

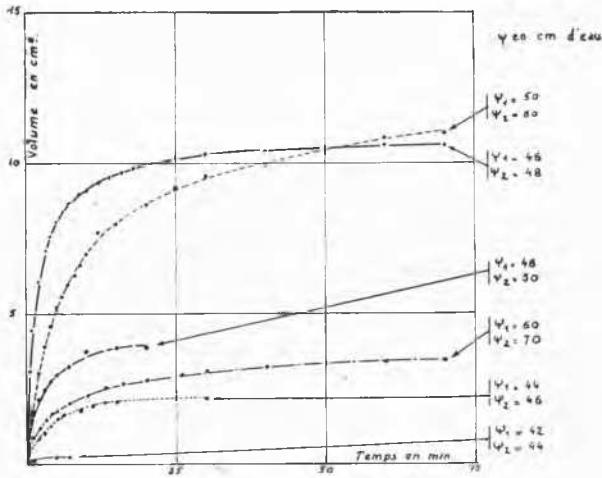


Fig. 8 Détermination du coefficient de diffusivité: volume d'eau extrait pour chaque accroissement de succion ($\psi_1 \rightarrow \psi_2$), en fonction du temps.
Measurement of diffusivity: water volume withdrawn from the soil for successive suction increases ($\psi_1 \rightarrow \psi_2$), as function of time.

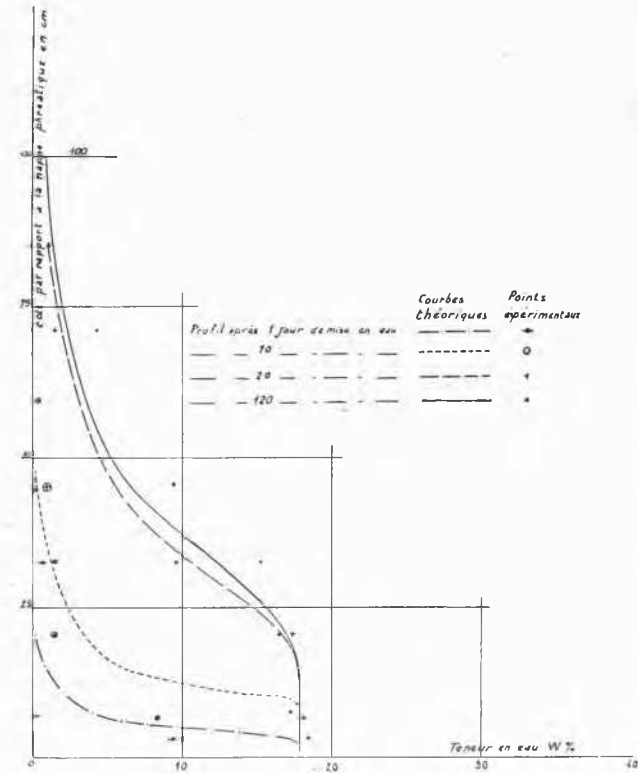


Fig. 9 Experimental and theoretical soil moisture distributions in a column of sand A.
Répartitions expérimentales et théoriques de l'humidité dans la colonne de sable A.

nées indépendamment (Méthode PHILIP, 1957). Dans tous les cas, nous avons trouvé un accord satisfaisant avec les profils expérimentaux. Le profil hydrique d'équilibre correspond dans tous les cas à une répartition hydrostatique de la pression interstitielle.

Ces essais ont été réalisés sur des colonnes isothermes. Pour nous rendre compte de l'effet d'une variation de la température de l'ensemble, nous avons soumis des colonnes des

mêmes sables d'environ 1 m de hauteur, en équilibre avec une nappe d'eau à un chauffage uniforme. Le relevé du niveau de la nappe en fonction de la température moyenne est donné sur la Fig. 10. Le phénomène s'explique quantitativement en

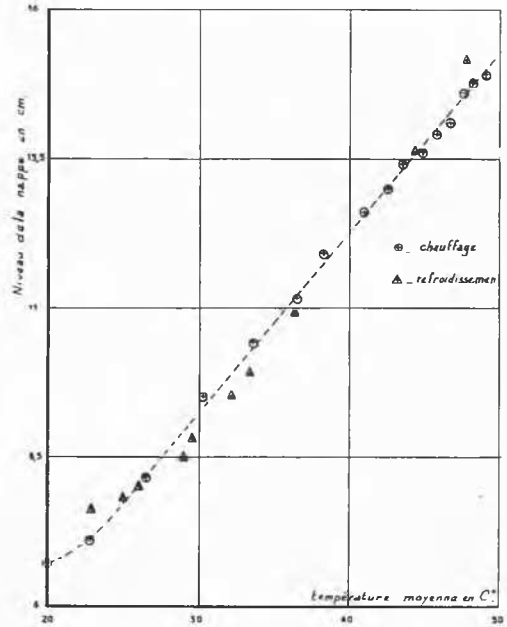


Fig. 10 Variation du niveau de la nappe dans une colonne de sable A en fonction de la température moyenne du sol.
Water level in a column of sand A as a function of average temperature of the soil.

faisant intervenir la diminution de la tension capillaire avec la température. Ce phénomène est réversible, étant données les faibles variations de teneur en eau à chaque niveau. En ajoutant à l'eau des produits tensioactifs, nous avons provoqué un abaissement de la teneur en eau au-dessus de la nappe, dont l'importance dépend de la chute de la tension capillaire. Cet effet n'est pas sans intérêt pratique, car la décroissance de la perméabilité du sable se trouve multipliée, pour une même cote par rapport à la nappe. Les échanges d'eau avec la nappe sont ralentis, et ceci peut avoir un intérêt dans certains sols gélifs. Il faudrait cependant, du point de vue pratique, être certain de la pérennité de ce traitement.

En soumettant ces colonnes à un chauffage non uniforme, nous avons remarqué que la variation du niveau de la nappe devenait presque indécélable dès que le gradient de température dans le sol est de l'ordre de $0,1^\circ \text{C/cm}$, le flux de vapeur d'eau annulant l'apport en phase liquide, consécutif à la variation du potentiel capillaire avec la température moyenne et au débit provoqué par le gradient de température.

33. — Mécanismes des transferts d'humidité dans les sols.

Les échanges d'humidité dans les sols mettent en jeu la phase liquide et la phase vapeur. Les deux phases ne sont pas indépendantes et la tension de la vapeur d'eau p et la pression de l'eau ψ sont reliées par l'équation fondamentale :

$$H = \frac{p}{p_0} = e^{-\frac{\psi g M}{RT}} \quad (4)$$

où :

p_0 = tension de la vapeur d'eau saturante à la température absolue T .

R = constante universelle des gaz = $8,315 \times 10^7$ CGS.

M = masse moléculaire de l'eau = 18.

g = accélération de la pesanteur.

Si le sol est le siège d'un champ thermique, nous pouvons généraliser l'équation (1) de Darcy pour tenir compte à la fois des gradients de succion et des gradients de température qui contribuent pour l'écoulement de la phase liquide, étant donné que $\psi(w, T)$:

$$v_{liq} = -K \frac{\partial \psi}{\partial T} \text{grad } T - K \left(\frac{\partial \psi}{\partial w_v} \right) \text{grad } w_v - K \vec{k},$$

où \vec{k} est le vecteur unitaire de l'axe des ZZ , ce qui nous permet de définir pour la phase liquide deux diffusivités (PHILIP et DE VRIES, 1957) : D_l , déjà définie, qui est la diffusivité isotherme de l'eau, et :

$$D_{T_l} = K \frac{\partial \psi}{\partial T} = K \psi \frac{1}{A} \frac{\partial A}{\partial T} = K \chi \psi \quad (6)$$

avec

A = tension capillaire de l'eau,

χ = coefficient thermique de la tension capillaire

qui est la diffusivité thermique de l'eau.

Ces deux diffusivités sont des fonctions de la teneur en eau, D_l et D_{T_l} étant maximales aux voisinages de la saturation, D_{T_l} étant, toutefois, pour les sables étudiés, 10^{-3} à 10^{-5} de D_l , qui peut atteindre la valeur de $10 \text{ cm}^2/\text{sec}$. D_l et D_{T_l} s'annulent dès que $K = 0$. $D_{T_l} = 0$ à la saturation. La Fig. 6 donne l'allure de ces fonctions. On peut dire que les transferts en phase liquide sont provoqués presque exclusivement par des gradients de succion.

Nous pouvons traiter les transferts en phase vapeur identiquement. En effet, la diffusion de la vapeur d'eau dans les pores du sol est reliée, par la loi de Fick, au gradient de la concentration C de vapeur d'eau dans l'air ($g \text{ cm}^{-3}$) :

$$\vec{q}_v = -\tau(n - w_v) D \text{grad } C \quad (7)$$

où :

q_v = flux de matière par unité de surface dans l'unité de temps ($g \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$),

D = coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$),

n = porosité du milieu,

τ = tortuosité du milieu poreux.

En admettant que la vapeur d'eau suit la loi des gaz parfaits, et faisant intervenir (4), nous pouvons écrire (7) sous la forme :

$$v_{vap} = q_v/\gamma_w = -D_v \text{grad } w_v - D_{T_v} \text{grad } T \quad \dots \quad (8)$$

introduisant ainsi pour la phase vapeur les deux diffusivités :

$$D_v = \frac{D\tau(n - w_v)gM}{\gamma_w RT} \cdot C \cdot \frac{d\psi}{dw_v} \quad (9)$$

$$D_{T_v} = \frac{D\tau(n - w_v)}{\gamma_w} \frac{dC_0}{dT} H \quad (10)$$

où :

C_0 = concentration de la vapeur d'eau saturante,

γ_w = masse spécifique de l'eau pure.

respectivement les diffusivités isotherme et thermique de la vapeur d'eau.

Sur la Fig. 6, nous représentons les courbes D_v , $D_{T_v}(w)$. Il résulte que les transferts en phase vapeur sous un gradient de succion ne sont importants qu'à de très faibles teneurs, ce

qui correspond par ailleurs au domaine de teneur en eau pour lequel les différences de tension de vapeur d'eau, à température constante, deviennent sensibles. La courbe de D_{T_v} présente un palier pour des teneurs en eau moyennes, mais la valeur est très faible ($10^{-7} \text{ cm}^2/\text{s}$). Des essais effectués sur des sols nettement plus fins (HABIB et SOEIRO, 1957) ont montré toutefois que les volumes d'eau véhiculés sous l'action d'un gradient thermique sont de l'ordre de 6 à 7 fois les volumes calculés par cette théorie. L'étude de la structure fine du champ de température dans des corps poreux (WOODSIDE et KUZMAK, 1958) a mis en évidence que le gradient thermique à l'intérieur des pores est d'environ 2 fois le gradient moyen. Par ailleurs, l'interaction entre la phase liquide et la phase vapeur fait que, grâce à un système de condensation et d'évaporation, l'eau dans les pores participe aux transferts, et ne constitue pas un bouchon. Il est possible dans ces conditions de définir un nouveau coefficient de diffusivité thermique D'_{T_v} dont les valeurs seraient environ 8 fois D_{T_v} (PHILIP et DE VRIES, 1957).

Penman, étudiant la diffusion de liquides inorganiques (S_2C) dans les milieux poreux, a montré que la diffusion n'est affectée que par des facteurs tels que la porosité et la tortuosité, liés aux seules propriétés géométriques du milieu (éq. 7). Des expériences effectuées avec le sable A sec, et en utilisant le tétrachlorure de carbone (Cl_4C) ont permis de définir un coefficient de tortuosité de l'ordre de 0,80, les valeurs habituellement employées étant $\frac{1}{\sqrt{2}}$ (Carman) et 0,66 (Penman).

DAMAGNEZ (1960) a répété les essais de Penman avec la vapeur d'eau, sur un sable de Fontainebleau (sable B) et un limon calcaire. Dans le cas du sable, il a trouvé un accord entre les valeurs expérimentales et théoriques de la diffusivité à 8 pour cent près. Par contre, dans le cas du limon, les valeurs expérimentales étaient supérieures de 55 pour cent aux valeurs théoriques, alors que des essais effectués avec le S_2C donnaient une concordance parfaite des deux valeurs. Ces résultats démontrent l'importance de la diffusion de surface dans le cas des sols fins, phénomène que nous avons rencontré dans l'étude du mouvement de l'eau sous l'action d'un gradient thermique, et ceci même à de très faibles teneurs en eau.

Dans la nature, les sols auxquels l'ingénieur routier et l'hydrologue s'intéressent sont soumis à des variations de température, journalière et annuelle, et aux effets de l'évaporation et des précipitations, en surface et, en profondeur, à des fluctuations du niveau de la nappe. La solution d'un tel problème revient à l'étude du transfert couplé d'énergie et de masse. Les équations (5) et (8) rendent compte des échanges d'humidité, auxquels d'ailleurs on peut ajouter l'équation de conservation de masse. Pour l'écoulement de la chaleur, nous devons considérer la chaleur véhiculée par conductivité et par les transferts en phase vapeur, sous forme de chaleur latente, les quantités mises en jeu par les effets de mouillage étant négligeables, sauf aux faibles teneurs en eau (CRONEY et COLEMAN, 1948) :

$$q_c = -\lambda \text{grad } T + Lq_v \simeq -(\lambda + L\gamma_w D_{T_v}) \text{grad } T \quad (11)$$

où :

q_c = flux de chaleur/ cm^2/s .

λ = conductivité thermique du sol.

L = chaleur latente de vaporisation de l'eau.

Cette équation, associée à la condition de conservation d'énergie permet de résoudre les problèmes de transfert couplé. Ces équations ont été résolues dans le cas d'un sol fin, humide, et ont montré (COLEMAN, 1955) que les variations de température à la surface créent des ondes de pression interstitielle dans le sol, dont la phase et l'amplitude varient avec la profondeur de la même façon que l'onde thermique.

Nous avons appliqué les équations (2) à l'étude de l'influence de la profondeur de la nappe dans la quantité d'eau évaporée à la surface, dans le cas du sol A. Ces résultats sont donnés sur la Fig. 11.

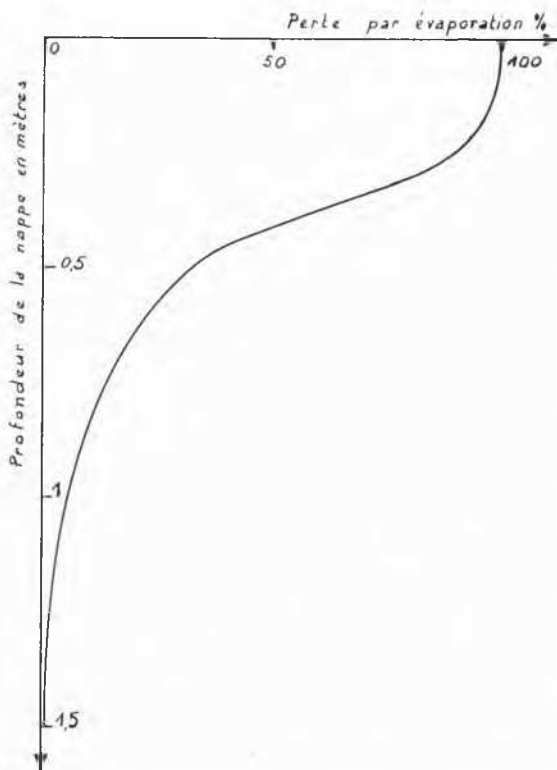


Fig. 11 Perte par évaporation à la surface du sol A, en fonction de la profondeur de la nappe, exprimée en pourcentage de l'évaporation d'une nappe d'eau.
Evaporation loss at the surface of soil A, as a function of the depth of the water table, expressed as a percentage of the evaporation of a water surface.

Références

- [1] SOEIRO, F. (1960). Mouvement et répartition de l'humidité dans les sols et les matériaux de construction. Réunion d'informations sur l'eau dans les corps poreux, Saint-Rémy-les-Chevreuse, juin 1959. *Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale*, n° 10 et 22. Eyrolles, Paris.
- [2] CHILDS et COLLES, G. (1950). The permeability of porous materials, *Proc. Royal Soc. London*, 201 A, 392-405.
- [3] WYLLIE et SPANGLER (1952). Application of electrical resistivity measurements to problem of fluid flow in porous media. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 36, 2, 359-403.
- [4] HABIB et SEIRO (1957). Les mouvements de l'eau dans les sols sous l'influence de la température, *Cahiers de la Recherche Théor. et Exp.*, n° 3.
- [5] PHILIP (1957). The theory of infiltration I. *Soil Science*, 83, 345-357.
- [6] MILLER, E. E. et ELRICK, D. E. (1958). Dynamic determination of capillary conductivity extended for non negligible membrane impedance, *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 22, 6, 483/6.
- [7] PHILIP, J. R. et DE VRIES, D. A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 38, 2, 222-232.
- [8] WOODSIDE, W. et KUZMAK, J. M. (1958). Effet of temperature distribution on moisture flow in porous materials, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 4, 676-80.
- [9] DAMAGNEZ, J. (1960). Transfert accéléré de la vapeur d'eau dans le sol en régime de diffusion permanent, *Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale*, n° 10, Eyrolles, Paris.
- [10] PENMAN, H. L. (1940). Gas and vapour movements in the soil, I. The diffusion of vapours through porous solids. *Journal Agric. Science*, 30, 437-462.
- [11] CRONEY, D. et COLEMAN, J. D. (1948). Soil Thermodynamics applied to the movement of moisture in road foundations. *Proc. 7th Int. Cong. Appl. Mech. Londres*, 3, 163-177.
- [12] COLEMAN, J. D. (1955). Vapour movements in moist soil, Road Research Laboratory (Communication personnelle).