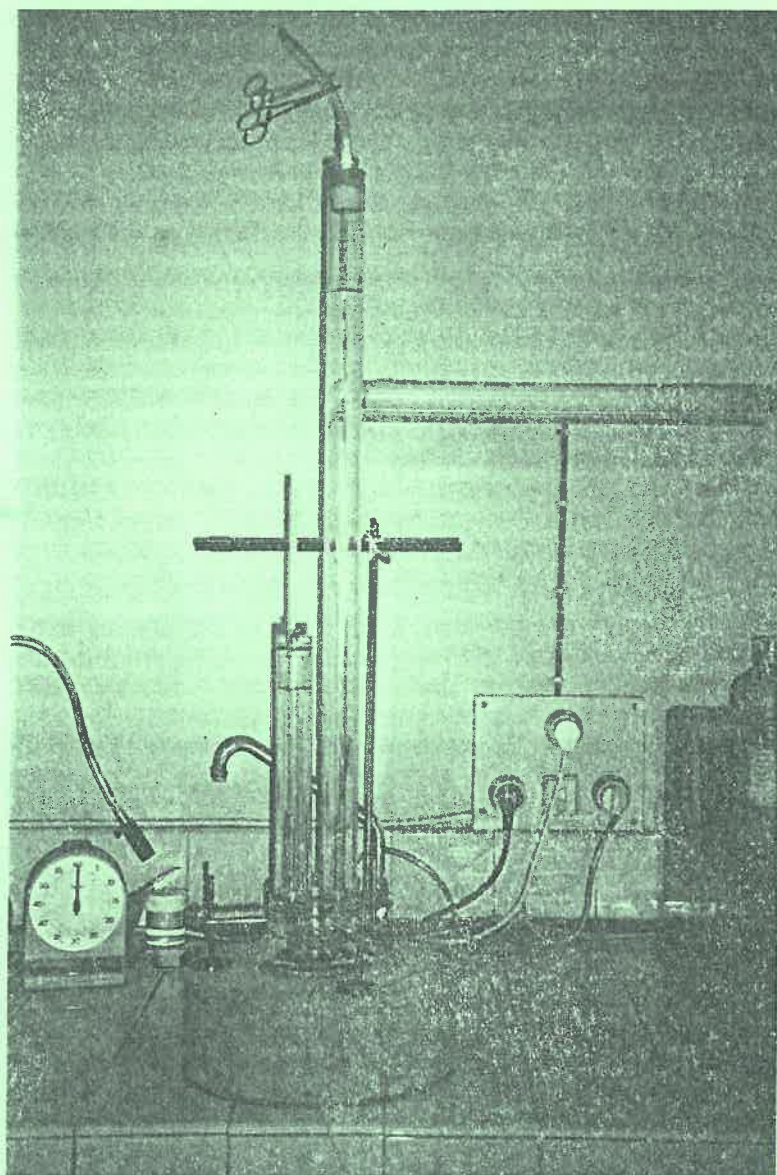


ECOLE NATIONALE DU GENIE
DE L'EAU ET DE L'ENVIRONNEMENT
DE STRASBOURG

INSTITUT NATIONAL
DE LA RECHERCHE
AGRONOMIQUE
Unité de Science du sol
d'Avignon

MESURE DE L'INFILTRABILITE DE LA CROUTE
SUPERFICIELLE DU SOL:
ESTIMATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES
A DES POTENTIELS VOISINS DE ZERO ET ETUDE DE LEUR VARIATION SOUS
L'EFFET DES PLUIES



JUIN 1995

Mémoire de troisième année

Hanta Nirina RAMANDA

TH GD15

Remerciements

Le présent mémoire de stage de fin d'étude a pu être réalisé grâce à l'aide et à la collaboration de tout le personnel de l'INRA- Unité de Science du Sol d'Avignon. Je tiens à les remercier pour leur accueil et leur attention, en particulier Monsieur **L. Bruckler** qui m'a permis de réaliser ce stage au sein de son service et qui a orienté mon travail tout au long de mon stage.

J'exprime ma reconnaissance à Monsieur **J.C. Fiès**, maître de stage, qui m'a proposé l'étude de la caractérisation hydrodynamique des croûtes. Ses conseils et ses critiques ont été utiles aux étapes importantes de mon travail.

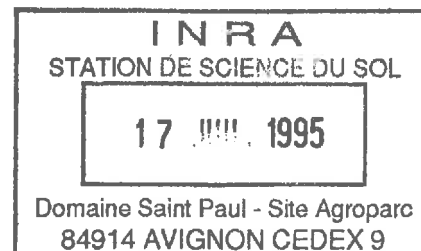
Je tiens à remercier Monsieur **F. Lafolie** pour sa contribution scientifique durant les réunions de travail.

Je remercie aussi Monsieur **C. Jeandet** pour sa participation à la réalisation des mesures d'infiltration avec l'infiltrométrie multi-disques et goutte à goutte et à la réalisation de mesure sous pluie simulée.

Je remercie également Monsieur **A. Oriol** pour la fabrication de certains matériels nécessaires à la réalisation de la partie expérimentale.

Messieurs **L. Zilliox**, Directeur de l'Institut de Mécanique des fluides à Strasbourg, **Sardin**, Directeur-Adjoint du Laboratoire des Sciences de Génie Chimique à Nancy et **J.E. Delphin**, Directeur du Laboratoire d'Agronomie à l'INRA de Colmar, ont bien voulu faire partie du membre de jury. Je les remercie sincèrement.

Mes remerciements vont aussi à toute ma famille, aux membres de l'Association Ravinala, à tous mes frères et soeurs en Christ, à tous mes collègues de l'ENGEES à Strasbourg, en particulier Caroline et Patrice, qui m'ont soutenu pendant la réalisation de mon mémoire. Un grand merci également à tous les stagiaires de l'INRA et à tous ceux qui ont passé des moments avec moi à Avignon, que je ne cite pas pour ne rien oublier.



Résumé

La croûte superficielle se formant sur le sol travaillé limite l'infiltration des pluies. Sa caractérisation hydrodynamique, à différents stades de développement, est une étape nécessaire à la prévision des risques liés aux excès d'eau.

La minceur des croûtes de terrain ne permettant pas de respecter les conditions d'application de la solution de Wooding pour calculer la conductivité, l'infiltrométrie multi-disques et goutte à goutte est pratiquée sur des croûtes artificielles d'un sol limono-argileux.

L'étude vise d'abord à déterminer sur croûte épaisse la relation entre la conductivité hydraulique et l'indice de vide structural, aux pressions $h_0 = -5, -50$ et -100 mm. La mesure de la pression sous la surface a fourni un critère de la qualité de la mesure.

La meilleure estimation de la conductivité hydraulique est obtenue en utilisant l'infiltration en régime permanent par rapport à celles souvent plus faibles ou négatives, obtenues en combinant les régimes transitoire et permanent. La conductivité hydraulique diminue avec l'indice de vide structural et avec la pression. L'ordre de grandeur de la conductivité et des paramètres associés est compatible avec celui trouvé dans la littérature. Une relation entre espace poral et conductivité est abordée. Les valeurs de la conductivité en saturé estimées avec le seul régime transitoire se classent mieux que celles obtenues par la technique de goutte à goutte.

La relation entre indice de vide des croûtes minces formées sous pluie simulée et la hauteur de pluie permet ensuite d'obtenir la relation recherchée entre la conductivité et la pluie cumulée. La conductivité hydraulique K décroît quand la pluie augmente, en particulier en début de pluie.

Enfin, une estimation de la conductivité en saturé avec analyse du régime transitoire d'infiltration semble la solution la plus adaptable au terrain.

Abstract

Soil crusting formed in the field limits rain infiltration. Its hydrodynamic characteristics must be known, so as to predict runoff.

The use of Wooding's analysis of steady-state flow to determine hydraulic conductivity is not possible here, because of the thinness of surface crusts. Measurements with both multi-radii infiltrometers and drippers are used to characterize an artificial soil crust made of silty soil crumbs.

The aim of the study is first to determine on thick crust the relationship between hydraulic conductivity and structural void ratio for water pressure $h_0 = -5, -50$ and -100 mm. The water pressure measured by a microtensiometer under the soil surface was found useful to ensure the quality of the infiltration measurements.

The estimation of hydraulic conductivity with steady-state flow analysis is better than with an other method using simultaneously steady state flow and transient flow analysis that has often given low and negative conductivity values.

The results we have obtained fall in the same range as the ones given by other authors. A relation between hydraulic conductivity and structural pore space is also studied.

Transient flow analysis gives more consistent values of saturation conductivity than the dripper method.

The study of thin crusting developed under simulated rain gives a first relationship, between structural void ratio of the thin crust and the amount of water received, which is then used to determine the wanted relationship between hydraulic conductivity and the rain. Hydraulic conductivity is found to decrease when the rain increases, particularly at the beginning of the rain.

The transient flow analysis looks like a good field method of estimating saturation conductivity of soil crusting.

SOMMAIRE

	page
Liste des symboles	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Introduction Générale	1
Chapitre 1- Situation du problème: état de surface et infiltrabilité	4
1-1- Dégradation structurale de la surface du sol sous l'action des pluies	4
1-1-1- La désagrégation du sol par l'eau	5
1-1-2- Formation de croûte superficielle	5
1-2- Caractérisation hydrodynamique de la surface du sol par infiltrométrie	7
1-2-1- Solution de Wooding (1968)	8
1-2-2- Sorptivité	10
1-2-3- Autres paramètres explicatifs du comportement hydraulique du sol	12
1-2-4- Méthode de résolution de l'équation de Wooding	13
1-3- Techniques de mesures	15
1-3-1- Infiltromètre multi-disques (TRIMS)	15
1-3-2- Infiltromètre goutte à goutte	17
1-3-3- Micro-tensiomètre	18
1-4- Conclusion	19
Chapitre 2- Matériels et méthodes de mesures	21
2-1- Choix de la démarche expérimentale	21
2-2- Fabrications des croûtes	23
2-2-1- Processus de fabrication de croûtes épaisses	23
2-2-2- Choix des indices de vide structuraux des croûtes épaisses	25
2-2-3- Réalisation de croûtes minces	25
2-2-4- Caractéristiques physiques des croûtes	26
2-3- Caractérisation hydrodynamique des croûtes épaisses	30
2-3-1- Détermination de la conductivité hydraulique K des croûtes épaisses	
2-3-1-1- Réalisation de mesure d'infiltration	30
2-3-1-2- Traitement des données du TRIMS	32
2-3-1-3- Méthode de Scotter	32
2-3-1-4- Méthode de White	33
2-3-1-5- Méthode de Vandervaere	34
2-3-2- Traitement des données de l'infiltromètre goutte à goutte	35
2-4- Conclusion	36

Chapitre 3- Suivi de l'évolution de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol sous l'effet de la pluie: Résultats et discussion	
3-1- Résultats hydrodynamiques sur croûte épaisse	38
3-1-1- Influence du contact hydraulique à l'interface sol-disque du TRIMS	38
3-1-2- Détermination de la conductivité K par la méthode de Scotter	44
3-1-3- Résultats du TRIMS	46
3-1-3-1- Variation de flux d'infiltration	47
3-1-3-2- Variation des flux d'infiltration en fonction de l'inverse du rayon du disque	48
3-1-3-3- Variation de la conductivité hydraulique avec l'indice de vide structural	52
3-1-3-4- Autres paramètres associés	53
3-1-3-5- Source de variabilité de la conductivité hydraulique K	54
3-1-3-6- Conclusion	55
3-1-4- Estimation des sorptivités	56
3-1-5- Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique K calculée par la méthode de Scotter <i>et al.</i> (1982) avec la méthode de White <i>et al.</i> (1992)	58
3-1-5-1- Source de variabilité de la conductivité calculée par la méthode de White	59
3-1-6- Détermination de la conductivité à saturation K _s	64
3-1-6-1- Méthode de Vandervaere	64
3-1-6-2- Résultats avec l'infiltromètre goutte à goutte	65
3-1-7- Situation des résultats sur TRIMS par rapport à ceux des autres auteurs	69
3-1-8- Conclusion sur l'utilisation des infiltromètres TRIMS et goutte à goutte	73
3-2- Caractérisation physique des croûtes	73
3-2-1- Détermination de la teneur volumique en eau à l'état initial et final de chaque essai d'infiltration des croûtes épaisses	74
3-2-2- Relation entre les caractéristiques physiques des croûtes épaisses et la conductivité hydraulique	76
3-2-2-1- Influence de l'indice de vide structural et du taux de saturation sur la conductivité hydraulique: cadre général	76
3-2-2-2- Interprétation des résultats hydrodynamiques avec le TRIMS en fonction de l'indice de l'indice de vide structural et de son taux de saturation	77
3-3- Evolution des croûtes minces sous pluie simulée	80
3-4- Evolution de la conductivité hydrauliques des croûtes sous l'effet des pluies	81
3-5- Perspectives	82
Conclusion	83
Références bibliographiques	86
Annexes	91

Liste des symboles

D	diffusivité capillaire	$[L^2.T^{-1}]$
Ec	énergie cinétique	$[M.L^{-2}.T^{-2}]$
es	indice de vide structural	$[L^3.L^{-3}]$
g	accélération de pesanteur	$[L.T^{-2}]$
h	pression effective	[L]
	potentiel matriciel	
	succion	
H	hauteur de pluie	[L]
I	lame d'eau infiltrée	[L]
K	conductivité hydraulique	$[L.T^{-1}]$
Ks	conductivité hydraulique à saturation	$[L.T^{-1}]$
q	débit volumique par unité de surface	$[L.T^{-1}]$
	densité de flux volumique	
Q	débit	$[L^3.T^{-1}]$
r	rayon de la source d'eau	[L]
S	sorptivité capillaire	$[L.T^{-1/2}]$
t	temps	[T]
tgéom	temps géométrique	[T]
tgrav	temps gravitaire	[T]
w	humidité pondérale	$[M.M^{-1}]$
θ	teneur volumique en eau	$[L^3.L^{-3}]$
σ	coefficient de tension superficielle	$[M.T^{-2}]$
ρ_a	masse volumique de l'agrégat	$[M.L^{-3}]$
ρ_c	masse volumique de la couche de terre	$[M.L^{-3}]$
ρ_s	masse volumique de solide	$[M.T^{-3}]$
	potentiel de flux matriciel	$[M^2.T^{-1}]$
λ_c	longueur capillaire	[L]
λ_m	rayon effectif de pore	[L]

Liste des indices

n	condition initiale
o	condition finale

Liste des figures

- figure 1-1: Condition de stabilité d'un agrégat de terre, sec, mis en contact avec un excès d'eau.
- figure 1-2: Schéma général de la dégradation structurale et variation de l'infiltrabilité de surface de sol.
- figure 1-3: Illustration des systèmes de porosité du sol (Stengel, 1990).
- figure 1-4: Exemple de variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau, en condition non saturante pour un sol argileux.
- figure 1-5: Variation du flux cumulé I en fonction de la racine carrée du temps.
- figure 1-6: Courbe de flux cumulé $I(t)$.
- figure 1-7: Courbe de flux d'infiltration $q_0(t)$.
- figure 1-8: Infiltromètre à disque de Perroux et White (1988).
- figure 1-9: Infiltromètre goutte à goutte.
- figure 1-10: Mesure et acquisition de la pression effective du sol avec un microtensiomètre.
- figure 1-11: Schéma du microtensiomètre et du capteur de pression.
-
- figure 2-1: Exemple de mesure d'infiltration à travers une croûte naturelle.
- figure 2-2: Schéma illustrant l'indice de vide structural.
- figure 2-3: Schéma du processus de fabrication de croûtes épaisses.
- figure 2-4: Comportement au compactage du sol (Guérif, 1988).
- figure 2-5: Dispositif de réalisation des croûtes minces.
- figure 2-6: Images de profils de croûtes épaisses.
- figure 2-7: Images de profils de croûtes minces formées sous pluie simulée.
- figure 2-8: Variation de pression sous disque (Quadri, 1993).
- figure 2-9: Représentation géométrique de la méthode d'élaboration des paramètres K et S .
-
- figure 3-1: Variation de la pression et du flux d'infiltration pour $h_0 = -100$ mm et $e_s = 0.4$ avec le petit disque: l'accroissement de la pression est liée à une fuite dans le vase de Mariotte.
- figure 3-2: Variation de la pression et du flux d'infiltration pour $h_0 = -50$ mm et $e_s = 0.13$ avec le petit disque: la décroissance de la pression est liée au développement d'un mauvais contact de l'embase avec le sol.
- figure 3-3: Exemple de bonne répétabilité de la mesure d'infiltration avec le TRIMS avec le même diamètre de disque et les mêmes caractéristiques du milieu.
- figure 3-4 a: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour l'essai n°1.
- figure 3-4 b: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour l'essai n°2.
- figure 3-5: Profil de pression à divers temps ($t_1 < t_2 < t_3 < t_4$) au cours de l'infiltration à la pression $h_0 = 0$ dans un sol uniforme: dHg/dz est le gradient de charge dû à la pesanteur.
- figure 3-6 a: Variation du flux d'infiltration et de la pression pour l'essai n°1.
- figure 3-6 b: Variation du flux d'infiltration et de la pression pour l'essai n°2.
- figure 3-7 a: Variation du flux d'infiltration et de pression pour le disque moyen.
- figure 3-7 b: Variation du flux d'infiltration et de pression pour le petit disque.
- figure 3-8: Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.
- figure 3-9 a: Variation du flux d'infiltration mesuré avec le disque moyen pour les pressions $h_0 = -5, -50$ et -100 mm.

- figure 3-9 b: Variation du flux d'infiltration mesuré avec le petit disque pour les pressions $h_0 = -5, -50$ et -100 mm.
- figure 3-10: Variation du flux d'infiltration des croûtes épaisses en fonction de l'inverse des rayons de disques pour les pressions $h_0 = -5, -50$ et -100 mm.
- figure 3-11: Variation de K calculée par la méthode de Scotter *et al.* (1982) en fonction des indices de vide structuraux.
- figure 3-12: Variation du rayon effectif de pore en fonction de l'indice de vide structural pour différentes valeurs de pressions h_0 .
- figure 3-13: Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r_1 et petit r_2) avec détermination de la sorptivité capillaire S par la méthode de Bristow et Savage.
- figure 3-14: Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r_1 et petit r_2) avec détermination de la sorptivité capillaire S par la méthode de Smile et Knight.
- figure 3-15: Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r_1 et petit r_2) avec détermination de la sorptivité capillaire S par la méthode de Vandervaere.
- figure 3-16: Estimation de la conductivité à saturation K_s par la méthode de Vandervaere.
- figure 3-17: Infiltrabilité goutte à goutte: variation du débit par rapport à la surface de la tache saturée.
- figure 3-18: Variation du débit surfacique suivant l'inverse du rayon de la tache saturée.
- figure 3-19: Variation du débit surfacique suivant l'inverse du carré du rayon de la tache saturée.
- figure 3-20: Variation du volume massique en fonction de l'humidité et de la droite de saturation.
- figure 3-21: Variation de la succion en fonction de l'humidité.
- figure 3-22: Variation de l'humidité structurale en fonction de la succion.
- figure 3-23: Variation de taux de saturation en fonction de la succion.
- figure 3-24: Variation de la conductivité à saturation $K(h)$ en fonction du taux de saturation de l'espace poral structural de la croûte située dans la zone de contact du TRIMS.
- figure 3-25: Variation de l'indice de vide de croûte formée sous pluie simulée.
- figure 3-26: Variation de la conductivité hydraulique des croûtes sous l'effet des pluies.

Liste des tableaux

- tableau 2-1: Caractéristiques des croûtes épaisses.
- tableau 2-2: Energie cinétique relative des pluies simulées reçues sur les croûtes minces.
- tableau 2-3: Résumé des méthodes d'élaboration de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire.
- tableau 3-1: Critères utilisés pour juger la qualité d'un essai de mesure d'infiltration.
- tableau 3-2: Valeurs des flux d'infiltration en régime permanent et des caractéristiques hydrodynamiques: les valeurs de K_0 et S_0 sont calculées par la méthode de Scotter.
- tableau 3-3: Classement des flux en régime permanent en fonction de la pression h_0 .
- tableau 3-4: Valeurs des sorptivités calculées par les trois méthodes.
- tableau 3-5: Variabilité de sorptivité pour $e_s=0.02$ et $h_0=-50$ mm.
- tableau 3-6: Valeurs de la conductivité à saturation K_s par l'infiltromètre goutte à goutte.
- tableau 3-7: Comparaison des valeurs de K_s calculées par la méthode de Vandervaere et de Wooding en considérant la droite $q(1/r)$ et $q(1/r^2)$.
- tableau 3-8: Caractéristiques hydrodynamiques obtenues pour différentes conditions de sol et de pression effective, fournies par différents auteurs.
- tableau 3-9: Valeurs du temps gravitaires (t_{grav} en heure) pour différentes conditions de mesures.
- tableau 3-10: Caractéristiques des croûtes épaisses à l'état sec à l'air libre.

Introduction générale

Sous l'action des pluies, la couche superficielle du sol travaillé peut subir une dégradation de la structure, qui conduit à la formation d'une croûte superficielle, couche fine de quelques millimètres d'épaisseurs à compacité élevée. En effet, les gouttes de pluies provoquent une désagrégation des mottes suivi d'un colmatage des pores de la surface.

La formation de croûtes superficielles peut augmenter la part de l'eau de pluie qui va ruisseler en réduisant d'une manière importante celle qui va pénétrer dans le sol, même si la croûte est très fine. La répartition de l'eau de pluie entre infiltration et excès d'eau superficiel (détenu dans des flaques ou ruisselé) dépend à chaque instant de l'intensité pluviométrique et du fonctionnement hydrodynamique du sol qui dépend lui-même de son état physique. La présence de croûte superficielle peut avoir des conséquences du point de vue agronomique pour les cultures, et environnemental pour les sols et la dynamique des eaux de surface. En agronomie, la croûte superficielle du sol présente un obstacle au développement des plantules en perturbant leur émergence. Sa présence réduit l'aération du sol sous-jacent et peut conduire à un ralentissement de la germination ou à la mort par hypoxie des graines. Du côté environnemental, la réduction de l'infiltration peut modifier la dynamique des eaux de surface et les polluer. En cas de pente, elle peut provoquer une augmentation de ruissellement pouvant conduire à l'érosion et au transfert de produits fertilisants ou de pesticides vers le réseau hydrographique de surface.

On va s'intéresser à l'infiltration à travers la croûte superficielle dans la suite du mémoire. En effet, si l'infiltration diminue sous l'effet des pluies, alors les chances d'avoir de l'eau en excès en surface au cours d'une pluie augmentent. La connaissance du niveau des propriétés hydrodynamiques de la couche superficielle du sol après différents épisodes de pluie et de leur évolution permettra d'aborder la question de la prévision des risques d'apparition d'eau en excès en surface.

Dans le cadre de mon travail, seule l'étude de la caractérisation des propriétés hydrodynamiques de la couche superficielle du sol, en particulier la conductivité hydraulique K au voisinage de la saturation et de son évolution en fonction des pluies est abordée pour tester l'hypothèse:

" Y-a-t-il réduction significative de la conductivité hydraulique lors de la formation de croûte sous l'effet de la pluie."

Pour ce faire, une grande partie de l'étude s'appuie sur des résultats expérimentaux d'essais d'infiltration et de réalisation de pluie simulée et sur des théories permettant l'estimation des propriétés hydrodynamiques.

La première partie du rapport est consacrée à l'étude des théories existantes relatives:

- à la formation de croûtes superficielles,
- à la solution linéarisée de Wooding (1968) du problème de l'infiltration multidirectionnelle de l'eau dans un milieu poreux non saturé,
- aux techniques de mesure pour caractériser les propriétés hydrodynamiques de la couche superficielle du sol.

La deuxième partie consiste à définir la démarche expérimentale ainsi que les matériels et méthodes de mesure. L'étude expérimentale est effectuée au laboratoire pour des raisons de conditions d'application de la théorie de Wooding (1968). Les essais d'infiltration sont réalisés sur des milieux homogènes et épais qui ressemblent à des croûtes naturelles.

La troisième partie traite les résultats de l'expérimentation en vue de suivre l'évolution de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol sous l'effet de la pluie.

Premier Chapitre:

SITUATION DU PROBLEME:

ETAT DE SURFACE ET INFILTRABILITE

1- Situation du problème: état de surface et infiltrabilité

Ce chapitre est axé sur des rappels sur la théorie de base de l'étude. La première partie expose le processus de dégradation structurale de la surface du sol sous l'action des pluies et la formation de croûte superficielle. La seconde partie rappelle quelques définitions et théories existantes sur la caractérisation hydrodynamique du sol, en particulier de sa couche superficielle, ainsi que les méthodes de mesure correspondantes. La méthode concerne surtout l'utilisation de l'infiltrométrie multi-disques et goutte à goutte, et elle est fondée sur la solution de Wooding (1968) pour une infiltration tridirectionnelle en régime permanent à partir d'une source d'apport d'eau définie, placée à la surface du sol.

1-1- Dégradation structurale de la surface du sol sous l'action des pluies

On connaît depuis longtemps les mécanismes de dégradation du sol par l'eau, c'est-à-dire les mécanismes provoquant la fragmentation des agrégats ou même la séparation des particules constitutives du sol, et cela a donné une théorie de la stabilité structurale (Hénin *et al.*, 1969). La stabilité structurale est définie comme l'aptitude d'un matériau à résister à l'action dégradante de l'eau (Hénin *et al.*, 1969). La théorie de Hénin repose en partie sur les deux hypothèses suivantes:

- d'après Schloesing, la stabilité de la structure est expliquée par le rôle de ciment que jouent les colloïdes argileux. En présence d'eau, ces ciments se dispersent et la structure se dégrade.

- Yoder explique que quand le sol s'imbibe d'eau, celle-ci tend à pénétrer dans les pores remplis d'air des agrégats, la pression augmente alors à l'intérieur des agrégats, ce qui provoque leur éclatement.

L'agrégat est stable si sa force de cohésion est supérieure à sa pression interne. Dans le cas contraire, l'agrégat est fragmenté. Cette condition de stabilité est présentée par la figure 1-1.

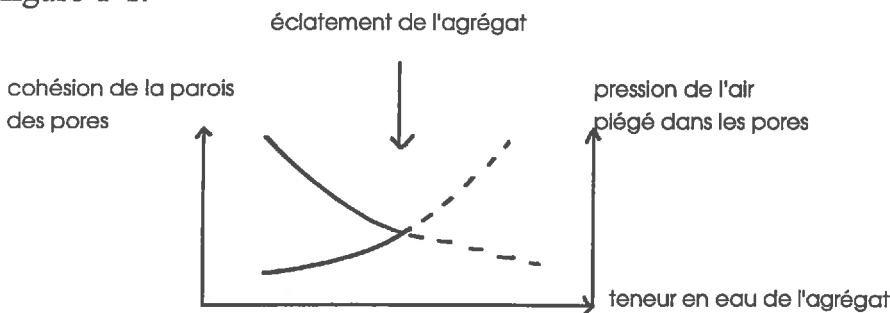


figure 1-1: Condition de stabilité d'un agrégat de terre, sec, mis en contact avec un excès d'eau (d'après Hénin *et al.*, 1969)

Plus récemment le lien a été fait avec la formation d'une croûte superficielle, dite aussi croûte de battance, et avec la réduction de l'infiltrabilité (Boiffin, 1984).

1-1-1- La désagrégation du sol par l'eau

Lors de la mise en contact d'agrégats de sol avec un excès d'eau, de l'air se trouve piégé dans la porosité au coeur des agrégats. En pénétrant par capillarité, l'eau exerce une compression de l'air provoquant un éclatement de l'agrégat. Il apparaît que la désagrégation va dépendre d'une part de la résistance du matériau et d'autre part de l'intensité de la compression de l'air, à savoir le volume d'air pouvant être comprimé et ses possibilités d'échappement.

Quatre mécanismes peuvent être responsables de la désagrégation du sol par l'eau (Hénin *et al.* 1969). Ce sont:

- l'éclatement par compression de l'air interne piégé lors de l'humectation rapide du sol. La réalisation de l'éclatement dépend de la cohésion des matériaux et en particulier de la teneur en argile et de la mouillabilité, qui varie avec la teneur en matière organique.
- l'action mécanique due à l'énergie d'impact des gouttes de pluie suivant son intensité et son énergie cinétique,
- le gonflement différentiel lors de l'humectation, provoquant des cisaillements en présence d'argile,
- la dispersion des colloïdes, qui se produit essentiellement quand le cation fixé en majorité sur l'argile est monovalent (sodium, potassium).

Seuls les deux premiers mécanismes interviennent dans notre cas, car le sol utilisé n'est pas argileux et est saturé en calcium. Il n'y aura pas de risque de gonflement différentiel ni de dispersion.

Lorsqu'une pluie se produit sur un matériau sec, la désagrégation par éclatement intervient de façon prédominante durant l'humectation jusqu'à la saturation. Au-delà de la saturation, intervient alors surtout la désagrégation mécanique, se caractérisant principalement par la production des particules fines émises par une abrasion de la périphérie.

1-1-2- Formation de croûte superficielle

D'après Boiffin (1984), en partant d'un état initial fragmentaire et sec de la couche travaillée, deux phases de dégradation structurale de la surface du sol sous l'effet des pluies sont distinguées.

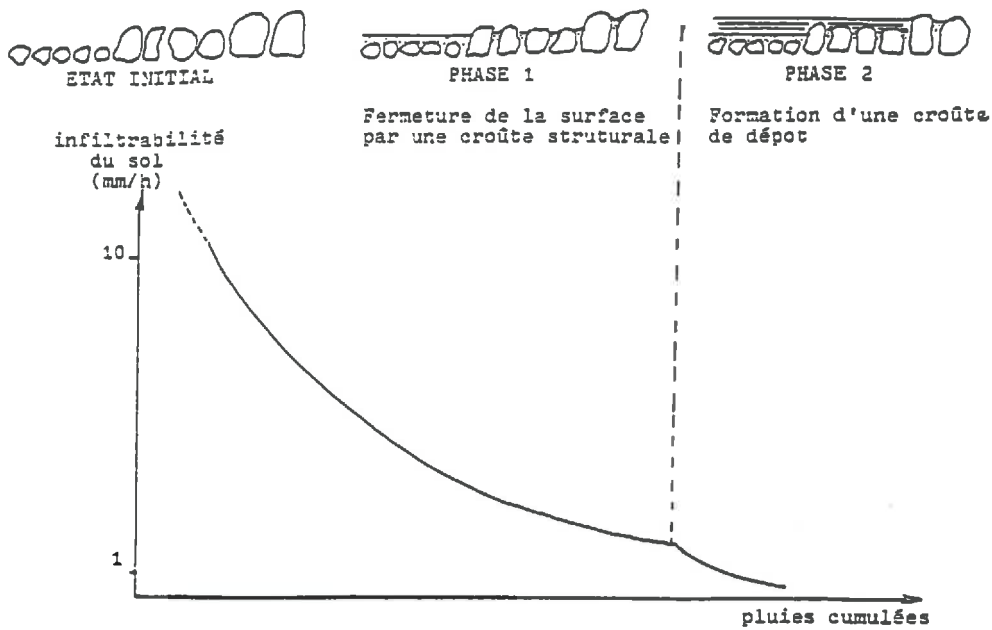
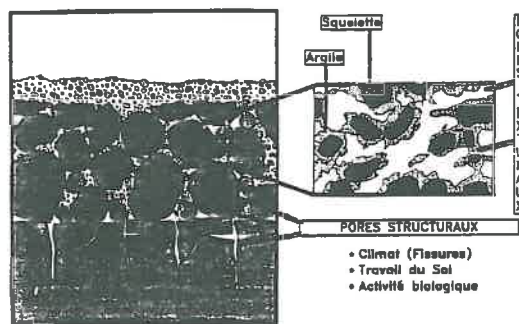


figure 1-2: Schéma général de la dégradation structurale et variation de l'infiltrabilité de surface de sol (Boiffin, 1984).

Durant la première phase de dégradation, une croûte structurale se forme et se développe. La croûte structurale est une fine couche ayant la même organisation texturale que les agrégats ou les mottes du sol sous-jacent. L'organisation texturale est la manière dont les particules élémentaires (sable, limon, argile) sont arrangées. Cet arrangement ménage entre les particules un espace poral appelé espace poral textural (Monnier *et al.*, 1973).



Les systèmes de porosité

figure 1-3: Illustration des systèmes de porosité du sol existant dans une couche travaillée (à gauche) et dans un agrégat (à droite). La porosité texturale résulte de l'assemblage des particules du squelette du sol (sable, limon) enrobées par une phase argileuse poreuse. La porosité structurale résulte de l'assemblage des mottes, des agrégats et de la terre fine (Stengel, 1990).

Au départ, des éléments (fragments d'agrégats ou particules solides) obtenus par éclatement sont ensuite déplacés soit par simple gravité, soit par rejaillissement ou "splash" par l'impact des gouttes de pluie et colmatent les interstices de la surface. Leur coalescence forme les croûtes structurales. L'arrangement de ces fragments ménage entre eux un espace poral dit espace poral structural. Cet espace va se remplir par tassement dû à l'impact de gouttes de pluies. Ces modalités de division conditionnent la taille et la nature des fragments mobilisés déplacés, ayant ainsi une incidence directe sur l'épaisseur et la nature des croûtes formées.

Au cours de cette phase, du fait du colmatage progressif des pores de la surface, l'infiltrabilité de cette surface décroît rapidement jusqu'à des valeurs très faibles (cf. figure 1-2, l'infiltrabilité décroît jusqu'à 1 mm/h en présence de croûte structurale).

Le déclenchement de la deuxième phase correspondant à la formation d'une croûte de dépôt est provoqué lorsque cette infiltrabilité de la surface du sol devient inférieure à l'intensité de la pluie durant un temps suffisant. Dans ces conditions d'excès d'eau, les particules produites peuvent alors être triées en différents lits granulométriques ou bien être entraînées par le ruissellement en cas de pente.

Ce déroulement de la dégradation ne peut être modifié que par la fissuration des croûtes due à la dessiccation provoquée par la sécheresse ou le gel, à l'action de la faune ou par une pratique culturale adaptée.

Les couverts végétaux qui s'établissent très rapidement après le semis peuvent protéger la surface du sol de cette dégradation, en réduisant l'énergie cinétique des pluies arrivant à la surface du sol.

1-2- Caractérisation hydrodynamique de la surface du sol par infiltrométrie

La détermination des caractéristiques hydrodynamiques de la couche superficielle du sol (conductivité hydraulique K et sorptivité capillaire S) permet de décrire l'écoulement de l'eau dans le sol. La notion de conductivité hydraulique est issue de la loi de Darcy, qui pour des milieux poreux non saturés est donnée par:

$$q = -K \frac{dH}{dx} \quad (1.1)$$

avec K la conductivité hydraulique (m/s),

q le débit surfacique (m/s), volume d'eau écoulé par unité de surface et par unité de temps, appelé " densité de flux" ou flux,

dH la variation de charge hydraulique (m),

et dx la variation de profondeur (m).

En condition d'écoulement non saturé, la conductivité hydraulique varie avec la teneur en eau du sol (cf. figure 1-4). Il est à noter que la loi de Darcy est applicable seulement pour les écoulements laminaires (c'est-à-dire qu'il y a glissement non turbulent de couches de fluide superposées et parallèles), et dans les cas où l'interaction sol-eau n'introduit pas de changement dans la fluidité ou la perméabilité en fonction du gradient.

Une solution linéarisée dans des conditions d'écoulements non saturés est proposée par Wooding (1968).

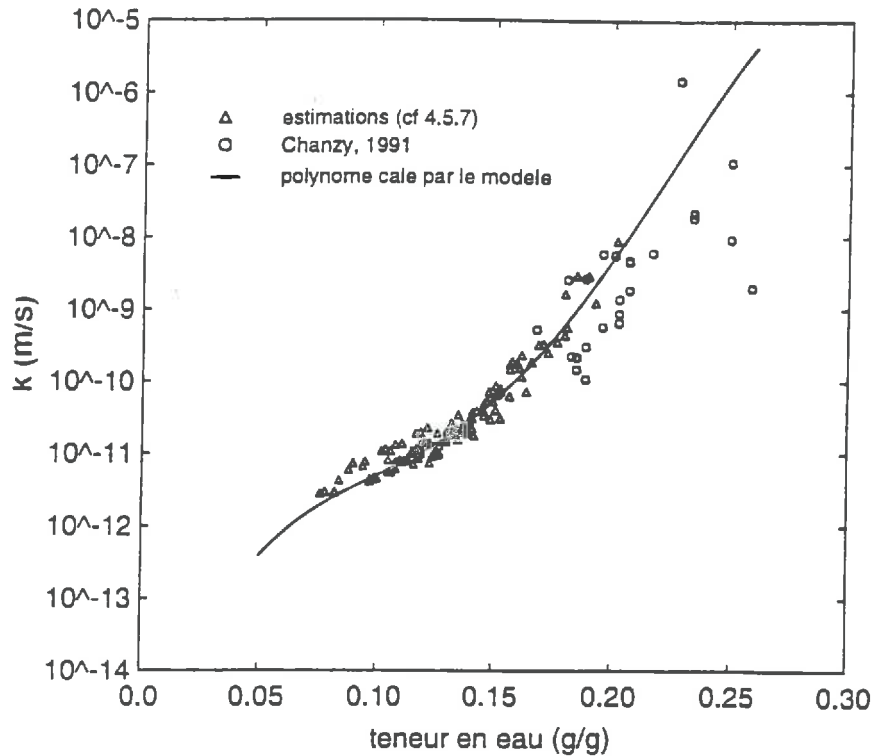


figure 1-4: Exemple de variation de la conductivité K en fonction de la teneur en eau , en condition non saturante, pour un sol argileux (Melayah, 1994).

1-2-1- Solution de Wooding (1968)

Le flux d'infiltration à travers une surface circulaire de rayon r , alimentée en eau sous une pression effective h_0 (négative, positive ou nulle), tend vers un régime permanent dont la valeur est composée de deux termes dont le premier est dû à la contribution verticale à l'écoulement sous la surface d'apport et le deuxième est dû à l'effet capillaire:

$$q_0 = K_0 + \frac{4\phi_0}{\pi} \frac{1}{r} \quad (1.2)$$

où ϕ_o est le potentiel de flux matriciel (potentiel de Kirchhoff) défini par:

$$\phi_o = \int_{\theta_n}^{\theta_o} D(\theta) d\theta = \int_{h_n}^{h_o} K(h) dh \quad (1.3)$$

K_o est la conductivité hydraulique à la pression h_o tel que $K_o = K(h_o)$,
 D est la diffusivité capillaire qui dépend de la teneur volumique en eau θ ,
 n et o désignent les conditions initiales et finales de chaque essai.

Autre forme de la solution de Wooding

En régime permanent, si d'après Gardner (1958)

$$K = K_s \exp\left(\frac{h}{\lambda_c}\right) \quad (1.4)$$

l'équation de Wooding peut s'écrire aussi:

$$q_o = \Delta K \left(1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r}\right) \quad (1.5)$$

où K_s est la conductivité hydraulique en saturation (m/s),

λ_c est la longueur capillaire (m),

h est la pression effective (m de colonne d'eau (mc.e.)), appelée aussi potentiel matriciel ou succion quand sa valeur est négative,

et $\Delta K = K(h_o) - K(h_n)$.

D'après White et Sully (1987),

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{\Delta\theta\Delta K} \quad (1.6)$$

avec $b=0,55$ pour la plupart du sol.

Supposons que le sol soit suffisamment sec pour que la conductivité hydraulique initiale, $K_n=K(h_n)$, soit négligeable devant la conductivité hydraulique finale, $K_o=K(h_o)$. Dans ce cas, $\Delta K = K(h_o) = K$ et l'équation de Wooding devient:

$$q_o = K + \frac{2.2S^2}{\Delta\theta\pi} \frac{1}{r} \quad (1.7)$$

où $\Delta\theta=\theta_o-\theta_n$ est la variation de teneur volumique en eau.

La détermination de la conductivité hydraulique K et de la sorptivité capillaire S à différentes pressions (h_0) couplée à la mesure de la teneur volumique en eau (θ) initiale et finale permet de quantifier les influences respectives de la capillarité, de la gravité et de la géométrie sur l'écoulement de l'eau dans le sol.

1-2-2- Sorptivité

La sorptivité capillaire quantifie la capacité du sol à absorber l'eau par capillarité pour des conditions initiales et aux limites (humidité initiale et finale, pression imposée à la surface du sol h_0).

Les méthodes d'estimation de la sorptivité capillaire S sont basées sur l'équation de Philip (1957) et sur l'analyse du régime transitoire au temps court du début d'infiltration. Trois méthodes d'estimation de la sorptivité capillaire seront présentées dont la première considère l'écoulement monodirectionnel au début de l'infiltration (Bristow et Savage 1987) et les deux autres considèrent l'écoulement tridirectionnel (Smile et Knight 1976 et Vandervaere *et al.* 1994).

D'après Philip (1957), le volume d'eau infiltré pour un écoulement monodirectionnel (vertical) au cours des débuts d'infiltration s'écrit:

$$I = Snt^{1/2} + At \quad (1.8)$$

où $S_n = S(\theta_n)$ est la sorptivité capillaire au début de l'infiltration et A est une constante.

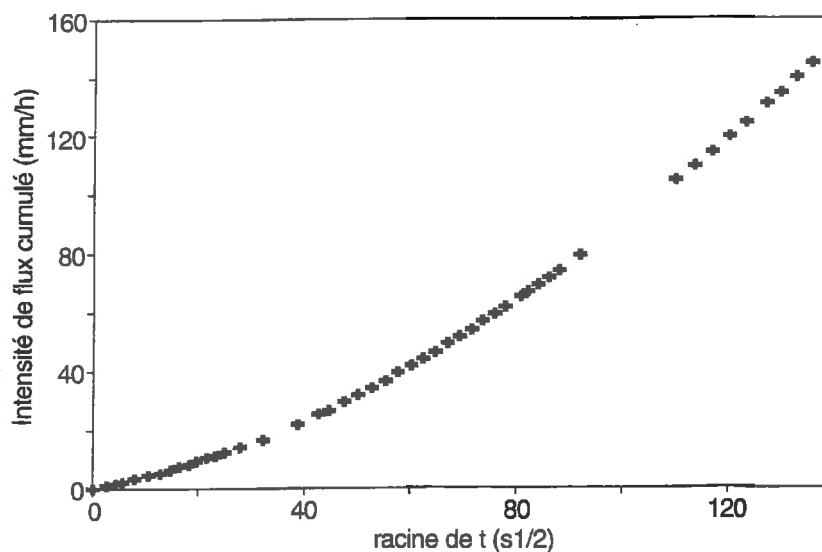


figure 1-5: Variation du flux d'infiltration cumulé (I) en fonction de la racine carrée du temps, obtenue sur une croûte épaisse d'indice de vide structural 0.02 pour une pression effective $h_0 = -5$ mm et avec le petit disque.

Méthode de Bristow et Savage (1987)

D'après Bristow et Savage (1987), la sorptivité peut être déterminée à partir de l'équation (1.8) par régression linéaire des données du début d'infiltration. La valeur de la sorptivité S est la pente de la droite de volume d'eau infiltré I (débit cumulé) en fonction de la racine carrée du temps t (cf. figure 1-5). L'utilisation de cette définition pose des problèmes sur l'estimation du temps au voisinage de zéro où l'écoulement est encore monodirectionnel.

D'après Cook et Broeren (1994), l'écoulement monodirectionnel domine pour 12% du temps géométrique, temps à partir duquel l'effet que la géométrie impose à l'écoulement l'emporte sur celui de la capillarité exercée par le sol (cf. équation 1.15).

D'après Warrick (1992), pour un temps géométrique d'environ une heure, l'écoulement monodimensionnel domine jusqu'à vingt secondes et pour un temps géométrique autour de trente heures, l'écoulement monodimensionnel peut dominer jusqu'à cent secondes.

Méthode de Smile et Knight (1976)

En considérant l'écoulement tridirectionnel, la solution de Philip s'écrit:

$$I = Snt^{1/2} + (A + B)t \quad (1.9)$$

avec $B = \frac{\gamma S^2}{r(\theta_0 - \theta_n)}$ d'après Haverkamp *et al.*, 1994.

L'équation (1.9) peut aussi s'écrire:

$$\frac{I}{t^{1/2}} = Sn + Ct^{1/2} \text{ avec } C=A \text{ ou } A+B \quad (1.10)$$

Smile et Knight (1976) ont proposé de déterminer la sorptivité par régression linéaire de la droite de $\frac{I}{t^{1/2}}$ en fonction de la racine carrée du temps t .

Méthode de Vandervaere *et al.* (1994)

Ces deux premières méthodes présentent des difficultés pour définir la linéarité de la droite au début de l'infiltration. En effet, peu de points ont pu être prélevés au début de l'infiltration, qui est perturbé par la présence de couche de sable de contact.

Au lieu de travailler sur des données de flux cumulés I, Vandervaere *et al.* (1994) a proposé la différenciation des flux cumulés I par rapport à la racine carrée du temps:

$$\frac{\Delta I}{\Delta t^{1/2}} \approx \frac{\partial I}{\partial t^{1/2}} = Sn + 2Ct^{1/2} \quad (1.11)$$

et la sorptivité capillaire est l'origine de la droite $\frac{\Delta I}{\Delta t^{1/2}}(t^{1/2})$.

1-2-3- Autres paramètres explicatifs du comportement hydraulique du sol

L'écoulement tridirectionnel est dû aux effets combinés de la capillarité, de la gravité et de la géométrie d'apport d'eau. Cela conduit à définir des échelles de temps caractéristiques et les longueurs associées.

Le **temps gravitaire** (Philip, 1969), qui est le temps caractéristique pour lequel les effets de la pesanteur sont du même ordre de grandeur que les effets capillaires. Il indique, pour une infiltration monodirectionnelle verticale, le temps à partir duquel la gravité devient un élément moteur prépondérant de l'écoulement.

$$t_{grav} = \left(\frac{Sn}{K_o - K_n} \right)^2 \quad (1.12)$$

La **longueur capillaire** est une échelle de longueur macroscopique liée au temps gravitaire et exprime l'importance relative des forces capillaires et gravitaires agissant sur la pénétration de l'eau dans le sol. White et Sully (1987) ont proposé une solution de cette intégrale donnée par l'équation (1.6).

$$\lambda_c = \frac{1}{K_o - K_n} \int_{h_n}^{h_o} K(h) dh \quad (1.13)$$

Le **rayon effectif de pore** (Philip, 1987) est une échelle de longueur microscopique, qui correspond à une moyenne caractéristique de la dimension de pore participant effectivement à l'écoulement par capillarité.

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho g \lambda_c} \quad (1.14)$$

où $\sigma = 75$ dynes/cm est le coefficient de tension superficielle de l'eau,

et $1 \text{ dyne/cm} = 10^{-3} \text{ N/m}$

ρ est la masse volumique de l'eau,

et g est l'accélération de la pesanteur.

Le temps géométrique (Philip, 1969) est lié à la géométrie de l'apport d'eau, et permet d'avoir l'ordre de grandeur du temps à partir duquel le comportement monodirectionnel initial du processus est complètement effacé par les effets de la géométrie multidirectionnelle.

$$t_{\text{géom}} = \left(\frac{r(\theta_0 - \theta_n)}{S_0} \right)^2 \quad (1.15)$$

r est le rayon de la source d'eau.

1-2-4- Méthode de résolution de l'équation de Wooding

Les hypothèses nécessaires à la résolution de l'équation de Wooding sont:

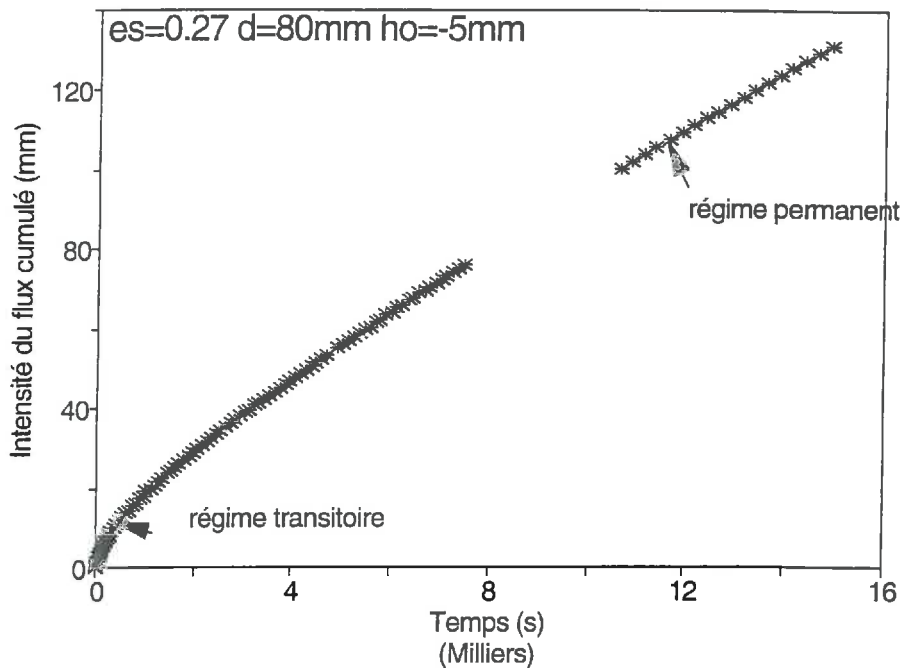
- mesure d'infiltration faite sur une couche homogène et isotrope,
- la source d'apport d'eau doit avoir une géométrie circulaire,
- le profil d'humidité initiale doit être uniforme,
- l'humidité initiale doit être très petite devant l'humidité finale ($w_n \ll w_0$), ce qui permet de négliger la conductivité hydraulique initiale devant la conductivité hydraulique finale ($K_n \ll K_0$),
- la relation $K = K_s \exp\left(\frac{h}{\lambda c}\right)$ (Gardner, 1958) est considérée comme correcte.

La plupart des méthodes de résolution de l'équation de Wooding sont basées sur l'analyse du régime permanent (cf. figure 1-6). A partir de l'équation (1.2), l'idée consiste à résoudre un système de deux équations à deux inconnues en fixant un paramètre (rayon r ou pression effective h) et en faisant varier le deuxième paramètre. On peut en déduire les valeurs de la conductivité hydraulique K et le potentiel de flux matriciel ϕ_0 et puis la sorptivité S . Ces deux méthodes sont développées respectivement par Scotter *et al.* (1982), puis Thony *et al.* (1991) et Reynolds et Elrick (1991), puis Ankeny *et al.* (1991).

Une autre méthode consiste à considérer à la fois le temps court où le régime d'infiltration est transitoire et le temps long où le flux d'infiltration est en régime permanent (q_0). Pendant le temps court, on peut déterminer la sorptivité S_n par ajustement des données expérimentales (I, t) (cf. §1-2-2). En admettant que la sorptivité capillaire reste invariable au cours de l'infiltration, elle est donnée par $S = S_n = S_0$. Les valeurs du flux d'infiltration en régime permanent (q_0) et de la sorptivité capillaire S

déterminent la valeur de la conductivité hydraulique K (méthode de White *et al.*, 1992).

Des comparaisons de ces méthodes ont été faites par Cook et Broeren (1994), qui concluent à leur équivalence. Le détail de ces méthodes sera exposé dans la partie traitement des données d'infiltration avec l'infiltromètre multi-disques du deuxième chapitre (cf. §2-3-2).



es est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et h_o la pression effective de l'eau imposée au sol.

figure 1-6: Courbe de flux cumulé I.

Dans la suite de l'étude, la méthode de Scotter *et al.* (1982) sera utilisée comme méthode de référence pour la détermination de la conductivité hydraulique.

Vandervaere *et al.* (1994) a récemment développé une méthode d'analyse uniquement du régime transitoire permettant de déterminer la conductivité à la saturation K_s pour les sols encroûtés in-situ (milieu stratifié). Pour distinguer le passage de l'eau de la croûte superficielle vers le sol sous-jacent, un microtensiomètre est placé horizontalement à l'interface croûte-sol. A partir de la valeur de la sorptivité obtenue en analysant le régime transitoire, on peut déterminer la valeur du potentiel de flux matriciel ϕ_o ($\phi_o = \frac{bS^2(h_o)}{\Delta\theta}$ d'après White et Sully, 1987). Par définition, le potentiel de flux matriciel de Kirchhoff a aussi une forme exponentielle (cf. équation 1.3), qui peut être ajustée sur les couples expérimentaux (ϕ_o, h) pour estimer les valeurs de la conductivité à saturation K_s .

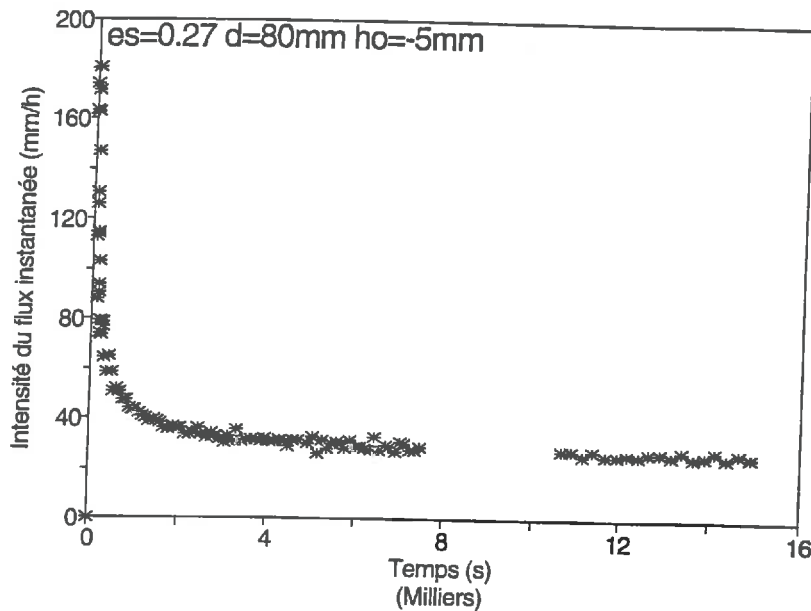
1-3- Techniques de mesures

Les mesures d'infiltration permettent d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique K . Deux techniques de mesure d'infiltration sont à utiliser. L'infiltromètre multi-disques (TRIMS) et l'infiltromètre goutte à goutte. Elles permettent de déterminer les propriétés hydrodynamiques du sol in-situ sous pression effective négative ou nulle, en appliquant la solution de Wooding (1968), qui consiste à analyser le comportement permanent du régime d'infiltration. L'avantage dans cette démarche est la rapidité d'obtention de ce comportement dans les cas pratiques par rapport à l'utilisation d'autres techniques d'infiltrométrie décrites ci-dessous. De plus, leur utilisation est peu perturbante du milieu de mesure. Les mesures peuvent se faire sans détruire l'état physique du sol, ce qui est essentiel pour caractériser les croûtes superficielles. L'utilisation de l'infiltromètre goutte à goutte est limitée seulement à la pression effective nulle mais permet de comparer les résultats obtenus par l'infiltromètre multi-disques à pression effective voisine de zéro.

1-3-1- Infiltromètre multi-disques (TRIMS)

Le TRIMS (Triple Ring Infiltrometers at Multiple Suctions) est un infiltromètre à disques à diamètres différents. C'est une technique d'infiltrométrie, développée au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble. La conception de l'appareil est issue de l'évolution et de l'amélioration des infiltromètres existants (cf. annexe A1-1). Sous une condition d'écoulement non saturé, son utilisation est une des techniques de détermination des propriétés hydrodynamiques in situ du sol à pression effective négative ou nulle. Le principe repose sur l'utilisation des propriétés de l'infiltration tridimensionnelle axisymétrique et sur l'obtention du régime permanent.

Les mesures consistent à noter la variation d'eau infiltrée au cours de temps. Sous réserve d'une parfaite homogénéité du sol dans l'ensemble de la zone qui serait humidifiée, le caractère d'écoulement tridirectionnel imposé par la géométrie circulaire des disques conduit à une durée d'essai de quelques heures pour atteindre le régime permanent (cf. figure 1-7). Ce qui est avantageux par rapport aux essais d'infiltration verticale qui peuvent durer plusieurs jours. La variation de la courbe de flux d'infiltration de la figure 1-7 montre que le régime permanent est atteint autour de 10 000 secondes.



e_s est l'indice de vide, d le diamètre du disque et h_o la pression effective de l'eau imposée au sol.

figure 1-7: Courbe de flux d'infiltration ($q(t)$)

Le dispositif présenté à la figure 1-8 permet d'assurer un débit d'eau dans le sol à une pression effective constante h_o , quel que soit le niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation. L'ensemble du dispositif est constitué:

- d'une embase circulaire munie à sa partie inférieure d'une grille métallique sur laquelle est tendue, par un bracelet en caoutchouc, une membrane en nylon tissée (diamètre de pores = 20 μm , pression d'entrée d'air = 70 cm de colonne d'eau environ), une fois que la membrane est saturée, elle assure la transmission de la pression de l'eau au sol;

- d'un réservoir gradué d'alimentation en eau, hermétiquement fermé à son sommet par un bouchon en caoutchouc muni d'un tuyau souple et d'une pince de Mohr permettant le remplissage;

- d'un réservoir gradué de dépressurisation partiellement rempli d'eau (vase de Mariotte), dans laquelle peut coulisser un tube capillaire d'aération. Un second tube met en communication les deux réservoirs.

La pression de l'eau au niveau de la membrane est donnée par $h_o = h_{z2} - h_{z1}$, qui a une valeur négative car h_{z2} est inférieur à h_{z1} . Cette valeur négative de la pression effective constitue la succion imposée (h_o) à la surface du sol pour un essai d'infiltration donné. La succion imposée au niveau de la membrane dépend de l'enfoncement du tube capillaire d'aération. Il est possible d'atteindre des succions jusqu'à -20 cm.

L'avantage de l'utilisation du TRIMS est qu'il ne perturbe pas le milieu de mesure et que la durée d'obtention du régime permanent est raisonnable. Le détail du fonctionnement du TRIMS est explicité en annexe A1-2.

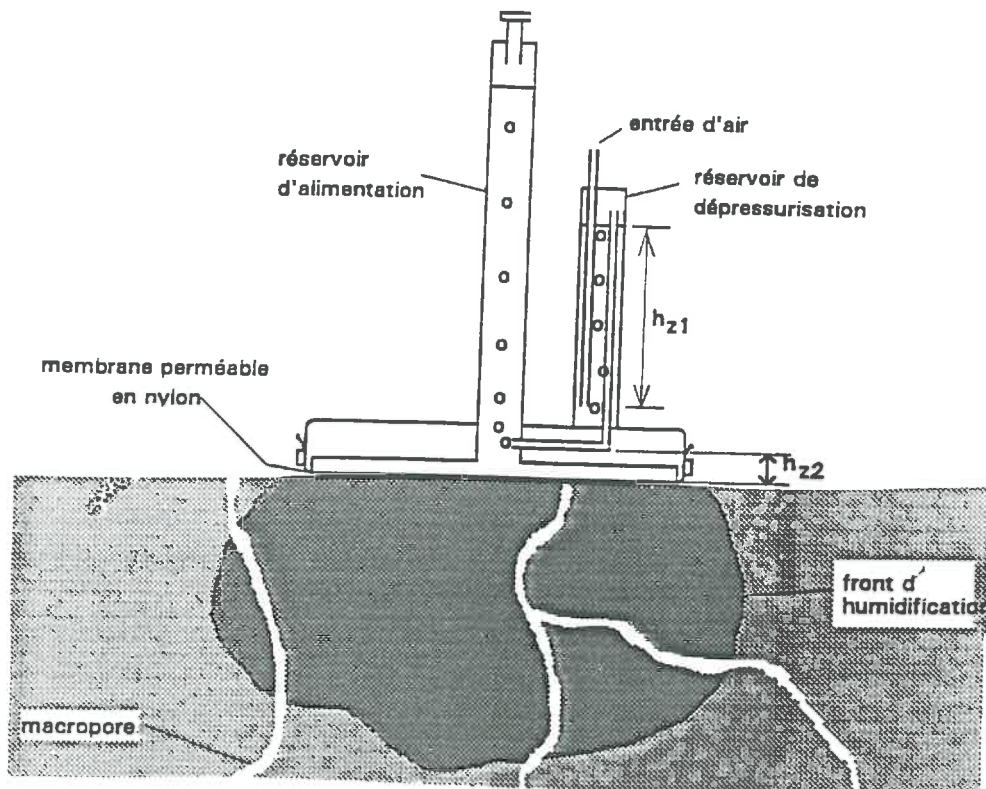


figure 1-8: Infiltromètre à disque de Perroux et White (1988)
succion imposée au sol $h_{z2}-h_{z1}$

1-3-2- Infiltromètre goutte à goutte

Le principe consiste à prendre des mesures du flux d'infiltration q_0 en régime permanent à travers une source de géométrie correspondant à la tache saturée de pression nulle (Boiffin, 1984).

La technique consiste à apporter des gouttes d'eau, de volume constant avec un débit contrôlé en surface. Au bout d'un certain moment, la surface de la tache saturée (eau libre) reste invariable (Shani, 1987). Cette obtention du régime permanent est en une courte durée d'environ cinq minutes (Shani, 1987). Les données de débit et de la

surface de la tache saturée permettent de calculer la conductivité à pression nulle à partir de la solution de Wooding (1968).

Le dispositif mobile alimentant le goutte à goutte (tube capillaire) constitué d'un vase de Mariotte associé à un réservoir permet de faire varier le débit en changeant la charge hydraulique z (cf. figure 1-9).

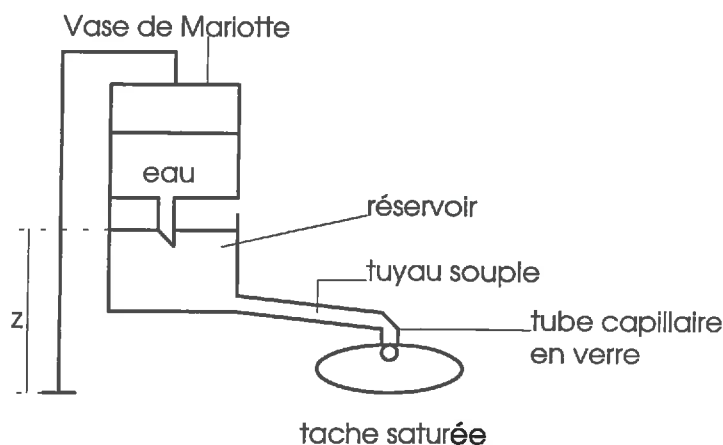


figure 1-9: Infiltromètre goutte à goutte

1-3-3- Micro-tensiomètre

La bougie poreuse du microtensiomètre, installée dans le sol, transmet au capteur la pression de l'eau dans le sol. Les données de pression du capteur sont transformées en mV vers l'acquisition de données (21X). L'étalonnage du capteur de pression est donné en annexe A1-3.

Son utilisation permet de suivre la variation de la pression effective de l'eau du sol au voisinage de la surface et de contrôler l'arrivée de l'eau au fond de l'échantillon de mesures. Les données sont enregistrées régulièrement par l'acquisition de données (21X).

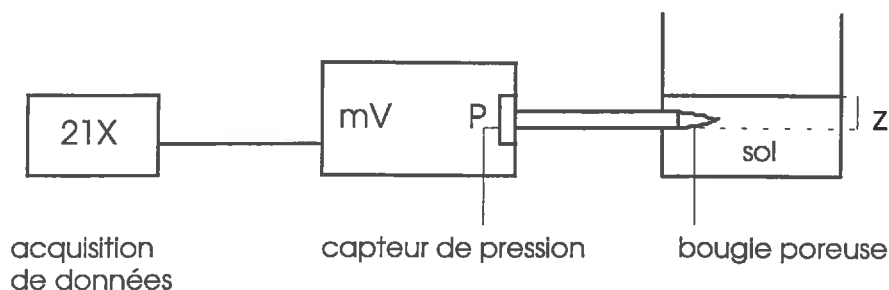
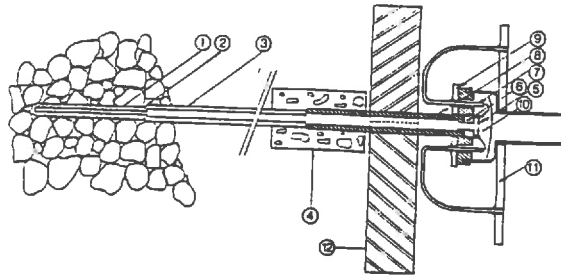


figure 1-10: Mesure et acquisition du potentiel matriciel du sol à la profondeur z avec un microtensiomètre.

Le microtensiomètre et le capteur de pression sont détaillé par la figure 1-11 suivante:



- (1) bougie en céramique (longueur 20 mm. diamètre 2 mm), (2) colle cyanoacrylique.
 (3) tube en nylon. (4) raccord en caoutchouc. (5) membrane piézorésistive en silicium.
 (6) support en verre de la membrane piézorésistive. (7) patte de connexion électrique.
 (8) ajustage. (9) substrat en céramique, (10) gel silicone de protection, (11) circuit imprimé. (12) bride métallique maintenant le capteur de pression.

figure 1-11: Schéma du microtensiomètre et du capteur de pression (Tamari, 1992).

1-4- Conclusion

Dans la suite de l'étude, la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de la couche superficielle du sol (conductivité hydraulique K et sorptivité capillaire S) dans des conditions d'écoulement non saturé est basée sur l'équation de Wooding (1968) avec ses conditions initiales et aux limites et par l'utilisation de technique de mesure à base d'infiltromètre à disque sous condition de pression négative ou nulle ($h_0 \leq 0$), complétée par l'infiltrométrie goutte à goutte pour la pression effective nulle ($h_0 = 0$). Mais j'utiliserai aussi les données correspondant au régime transitoire pour évaluer les caractéristiques hydrodynamiques.

Deuxième Chapitre:

MATERIELS ET METHODES DE MESURES

2- Matériels et méthodes de mesure

Il était possible de suivre expérimentalement sur parcelles cultivées, l'évolution de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol sous l'effet de la pluie et d'établir une loi entre la conductivité hydraulique K des croûtes superficielles et les pluies cumulées. Cependant, la caractérisation de la conductivité hydraulique a été faite sur des croûtes artificiellement reconstituées suffisamment épaisses pour que le régime permanent d'infiltration y soit atteint.

2-1- Choix de la démarche expérimentale

Quadri (1993) a montré que le temps d'obtention du régime permanent pour un essai d'infiltration peut varier d'un quart d'heure dans un sol sableux à quatre heures et demie dans un sol argileux. Avec les essais d'infiltration sur les croûtes superficielles naturelles, il est difficile de faire une estimation directe des propriétés hydrodynamiques fondée sur l'observation des courbes d'évolution de flux (peu d'information), à cause de leur faible épaisseur et de leur hétérogénéité. Le régime permanent n'est jamais atteint à travers les croûtes au cours des mesures d'infiltrabilité in-situ (cf. figure 2-1).

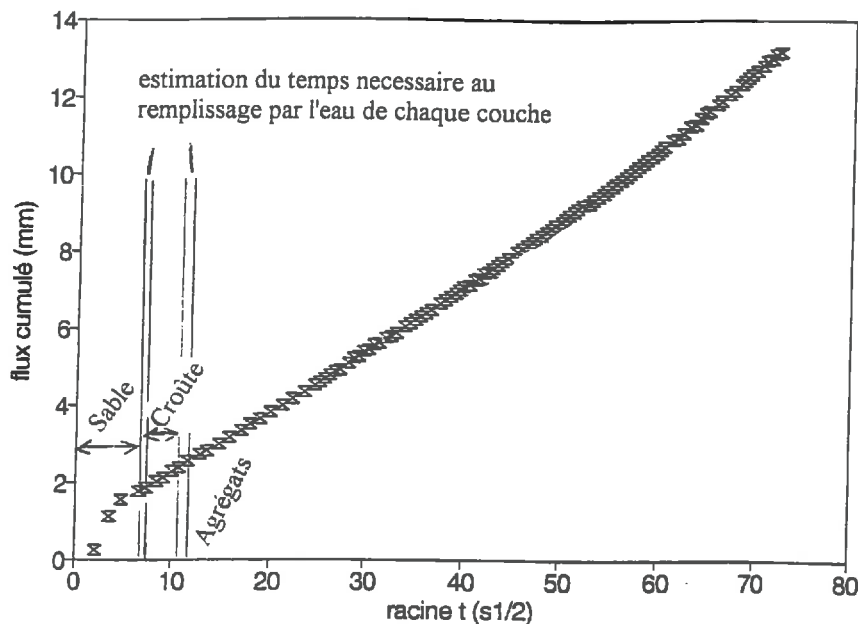


figure 2-1: Exemple de mesure d'infiltration à travers une croûte naturelle de 1 à 2mm d'épaisseur, formée sur une couche travaillée de 17 cm d'épaisseur. Une couche de sable de 3 mm a été placée entre l'embase du TRIMS et la croûte (d'après Fiès et Panini, 1995).

Ce qui nous conduit à faire des mesures en laboratoire sur des croûtes épaisses et homogènes du point de vue de l'organisation des fragments dans l'espace et de la densité. Il est impossible de fabriquer des croûtes épaisses et homogènes sous pluie simulée, donc la fabrication se fera indépendamment des pluies simulées.

Comme la croûte épaisse n'est pas fabriquée sous pluie simulée, on ne peut pas établir directement la relation entre la conductivité hydraulique K et la pluie cumulée. D'où la recherche d'un paramètre intermédiaire intrinsèque à la croûte. Pour cela, on se limite à la croûte de type structural, où l'organisation texturale reste identique à celle des agrégats initiaux. On ne prendra pas en compte les croûtes résultant de la séparation des constituants du sol puis de leur dépôt. Dans ce cas, la croûte est caractérisée par son indice de vide calculé à partir de la mesure de la masse volumique.

L'objectif de l'expérimentation est donc décomposé en deux parties:

- la première consiste en la détermination de la conductivité hydraulique en fonction des indices de vide des croûtes épaisses,

- la deuxième partie consiste à déterminer la relation entre les indices de vide des croûtes minces formées sous pluies simulées et la pluie cumulée. L'indice de vide sera le paramètre de liaison de ces deux parties.

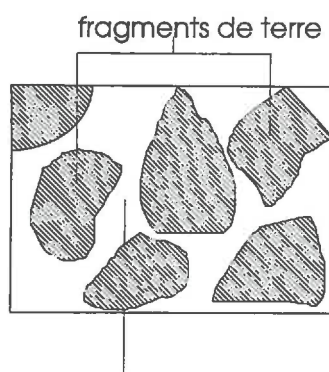
L'indice de vide structural e_s est définie par le rapport entre le volume de vide structural et le volume de solide.

$$e_s = \frac{\frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\rho_a}}{\frac{1}{\rho_s}} \quad (2.1)$$

où ρ_c est la masse volumique de la couche de terre;

ρ_a est la masse volumique des agrégats qui vaut 1,6447;

ρ_s est la masse volumique de solide qui vaut 2,686.



vide d'assemblage formant un espace poral structural

figure 2-2: Schéma illustrant l'indice de vide structural

2-2- Fabrication des croûtes

On a utilisé un sol de texture limoneuse prélevé dans la région de Marçon, composé de 12,1% d'argile, 29,3% de limon fin, 42,5% de limon grossier, 11,8% de sable fin et 4,3% de sable grossier. Le sol est peu susceptible de se fissurer au retrait ou à l'humectation lors du processus de fabrication de croûte épaisse. En effet, ce sol est peu argileux et est saturé en calcium, donc il n'y aura pas de risque de gonflement différentiel ni de dispersion.

2-2-1- Processus de fabrication des croûtes épaisses

Les croûtes épaisses sont des cylindres de 30 cm de diamètre et de 10 cm de hauteur. Chaque croûte est caractérisée par son indice de vide structural (e_s) et sa dimension permet d'effectuer des mesures avec le TRIMS et avec l'infiltromètre goutte à goutte.

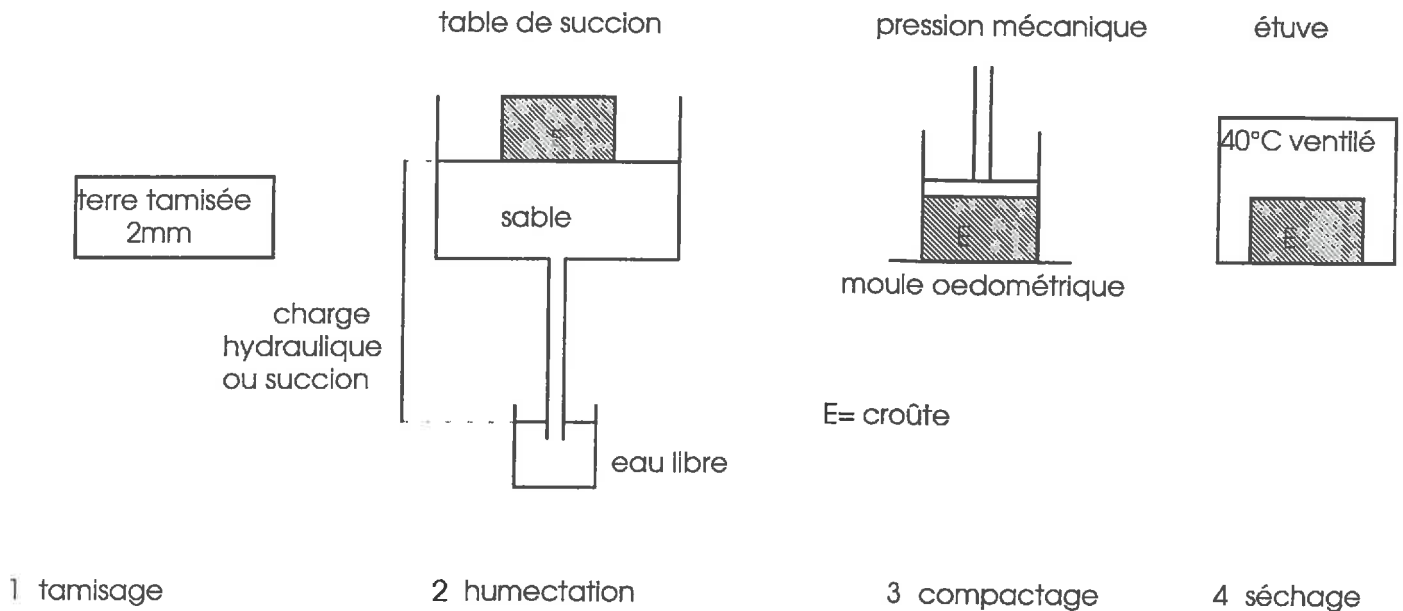


figure 2-3: Schéma du processus de fabrication de croûtes épaisses

Ces croûtes épaisses sont fabriquées à partir d'une terre fine obtenue par broyage et tamisage (≤ 2 mm) d'un sol. Cette terre fine est placée dans un cylindre, humectée pour accumuler les fragments terreux, puis amenée à un indice de vide choisi, par application d'une pression mécanique au sommet du cylindre.

L'échantillon est posé sur un disque de PVC percé et entouré d'un cylindre de protection. L'humectation est faite sur une table de succion à -1 m de succion en passant par l'équilibre à -50 cm de succion pendant deux jours, puis à -1 m de succion

deux jours après. Compte-tenu de la surface du cylindre (707 cm²), il faut une force importante pour obtenir une déformation du cylindre. On a choisi:

- des conditions de déformation facile (sol humide),
- et des moyens d'application efficace, qui est une presse mécanique.

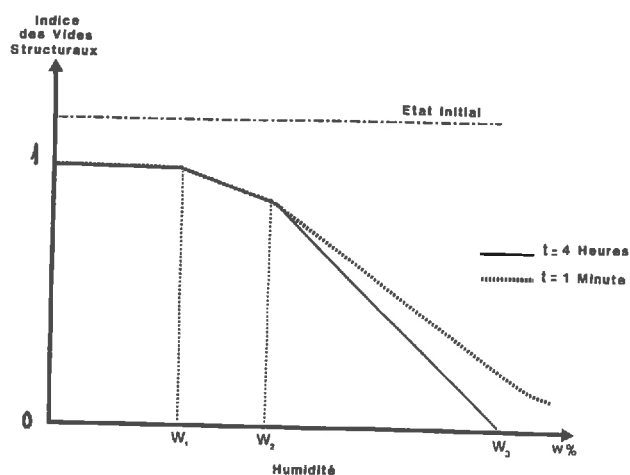


figure 2-4: Comportement au compactage du sol pour une pression de 4 bars (Guérif, 1988)

La figure 2-4 montre que le compactage du sol dépend de sa teneur en eau et du temps d'application de la contrainte. En fonction de l'humidité, on distingue trois domaines de comportement:

- pour des valeurs faibles de l'humidité, où le sol est relativement sec, on a le comportement dit solide où le compactage n'a pas d'effet sur la variation de l'indice de vide structural du sol. L'application de la contrainte est instantanée.

- pour des humidités intermédiaires non saturées, on a le comportement dit fragile et l'effet d'une compaction d'un sol provoque une diminution de la porosité totale et tout spécialement du volume structural entre les agrégats. L'effet est encore instantané.

- pour des humidités supérieures, on a le comportement dit visqueux au sein duquel de petites variations d'humidité ont des répercussions importantes sur la compacité finale obtenue. Il y a déformation plastique des agrégats. Dans cette gamme d'humidité, il dépend nettement du temps d'application de la contrainte.

Le passage à l'équilibre de l'échantillon du sol à -1 m de succion lui permet d'avoir un gradient d'humidité uniforme autour de 25% (cf. annexe A2-2). Cette teneur en eau de l'échantillon humecté correspond au domaine de comportement visqueux de la figure 2-4, qui facilite la déformation de l'échantillon jusqu'à l'obtention d'un indice de vide structural nul.

Le compactage se fait à l'état humide dans un moule oedométrique sous l'effet d'une force verticale déplaçant un piston jusqu'à l'obtention de la hauteur voulue (10 cm) de la croûte épaisse. Le déplacement vertical est mesuré par un comparateur.

Le séchage dure une semaine dans une étuve ventilée à 40°C. Puis, l'échantillon est mis en condition de température et d'humidité du laboratoire au moins une nuit avant toute mesure pour qu'on ait la même teneur en eau initiale à chaque réalisation de mesure.

2-2-2- Choix des indices de vide structuraux des croûtes épaisses

Quand la masse volumique de croûte augmente, l'indice de vide structural tend vers zéro et le volume de vide structural aussi. Cinq valeurs d'indice de vide ont été prises: 0.02, 0.13, 0.17, 0.27, et 0.4, dont les caractéristiques sont définies par le tableau 2-1.

masse volumique choisie (ρ_c) _o en g/cm ³	masse volumique mesurée (ρ_c) en g/cm ³	es mesuré	traitement	M à 105°C (g)
1.624	1,624	0.02	humecté, tassé	11476
1.463	1,525	0.13	humecté, tassé	10342
1.409	1,492	0.17	humecté, tassé	9961
1.367	1,415	0.27	humecté, tassé	9660
1.325	1,32	0.4	humecté, non tassé	9367

tableau 2-1: Caractéristiques des croûtes épaisses

où (ρ_c)_o est la masse volumique finale choisie pour la croûte épaisse,

M est la masse de sol nécessaire pour obtenir la croûte épaisse de masse volumique choisie (ρ_c)_o avec $M = (\rho_c)_o \cdot h \cdot S$ et $h = 10$ cm et S surface de disque de diamètre 30 cm.

La masse volumique mesurée est obtenue par mesures de diamètres et de hauteurs sur la croûte épaisse (après séchage). Le calcul détaillé est donné en annexe A2-2.

2-2-3- Réalisation de croûtes minces

La réalisation de mesure se fait en laboratoire sous pluie simulée (cf. figure 2-5). On fait tomber la pluie simulée sur une couche de sol sec placée sur une couche de sable dans un bac. Les quantités cumulées de pluie reçue correspondent à des lames d'eau de hauteur 3, 4, 5, 6, 10, 19 et 30.3 mm. Puisqu'on se limite au type de croûte dite structurale, la pluie est arrêtée dès qu'il y a flaquaage d'eau en surface. Ce qui nous

a conduit à utiliser plusieurs séquences de pluies à partir de 19 mm de hauteur de pluie. Les mesures de masses volumiques des croûtes minces sont effectuées par la méthode de mesure de densité au pétrole (Monnier *et al.*, 1973). La mise en oeuvre de la méthode sera présentée en annexe. Les résultats sont présentés dans le troisième chapitre du mémoire (cf. §3-3).

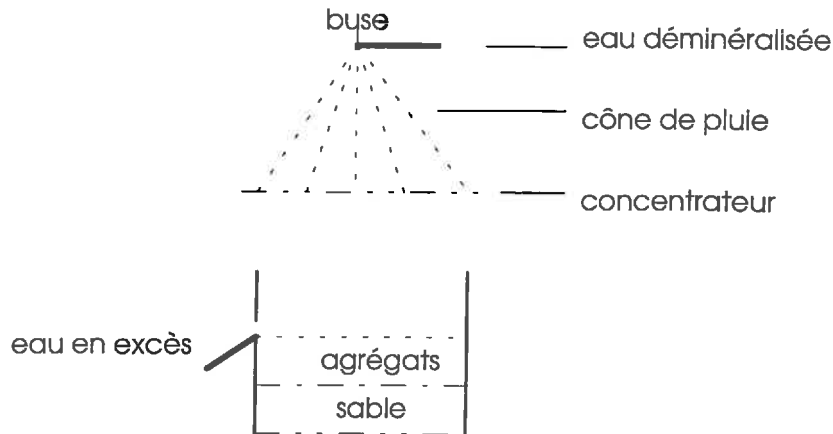


figure 2-5: Dispositif de réalisation des croûtes minces

La pluie simulée est caractérisée par une hauteur de chute 3.09 m et un diamètre de goutte 6 mm. Ce qui conduit à admettre une vitesse de goutte de pluie $v=6.92$ m/s d'après les résultats expérimentaux effectués par Epema et Riezebos, 1983 dans le tableau de valeurs donné en annexe A2-3. L'énergie cinétique est donnée par:

$$E_c = \frac{1}{2} v^2 I \frac{\Delta t}{3600} \quad (2.2)$$

avec I est l'intensité de pluie (mm/h) tombée dans un intervalle de temps Δt (s) et v la vitesse de goutte de pluie (m/s).

H (mm)	3	4	5	6	10	19	30.3
E_c (J/m ²)	72	96	120	144	239	455	725

tableau 2-2: Energie cinétique des pluies simulées reçues sur les croûtes minces.

2-2-4- Caractéristiques physiques des croûtes

Des prélèvements dans le cylindre de croûtes épaisses et croûtes minces formées sous pluie simulée sont effectués pour faire un examen de sections de croûtes à faible grossissement. Dans les photos prises, on peut distinguer trois couleurs

différentes. La couleur blanche correspond à la partie vide (vide structural), la couleur gris correspond aux fragments de terre (éléments constitutifs du sol) et les taches noires correspondent aux restes de concrétions dans le sol dues à la concentration d'hydroxyde de fer ou manganèse (le sol contient des hydroxides solubles en conditions réductrices qui se précipitent et se concentrent en conditions oxydantes). Les croûtes sont marquées par la présence des matériaux constitutifs du sol de Marçon tamisé à moins de 2 mm. La terre tamisée à moins de 2 mm se présente initialement comme un mélange entre une phase de gros fragments, incluse dans une phase de fragments très fins, qui domine et entoure les agrégats entiers. Tous les vides entre fragments constituent l'espace poral structural ou la porosité structurale.

La figure 2-6 représente les croûtes épaisses fabriquées. La croûte épaisse d'indice de vide 0.02 n'a presque pas d'espace poral structural par rapport aux croûtes épaisses d'indice de vide 0.4 et 0.27, mais le tassement à l'état humide n'a pas déformé les agrégats. La répartition de l'espace poral et celle des agrégats en gros fragments visibles sont approximativement homogènes.

Les photos dans la figure 2-7 montrent l'évolution de formation de croûtes minces sous pluie simulée. Les croûtes formées ont une surface ondulée due à l'impact de goutte de pluie. En général, la zone croûtée est continue, fermée, moins poreuse et contient des pores arrondis et isolés. Ceci est dû à la présence d'air piégé dans un milieu très humide. Par contre, dans le sol sous-jacent (non croûté), il y a une continuité des pores structuraux. On peut distinguer à l'oeil nu la zone croûtée et le sol sous-jacent.

La croûte mince formée avec 3 mm de pluie représente le début de la formation de la croûte. A la surface, il se forme une couche de 0.2 à 0.5 mm d'épaisseur, d'espace poral réduit et moins poreux, marqué par des pores presque fermés. L'organisation de la couche est presque régulière même si on trouve encore à la surface de gros agrégats et de concrétions. Il n'y a pas de zone de dépôt.

La croûte mince formée avec 10 mm de pluie est une couche d'épaisseur 2.5mm, d'aspect plus dense que le sol sous-jacent et renferme des pores arrondis et isolés. A la surface, on remarque un début de zone de dépôt de 0.2 mm d'épaisseur et de diamètre 7 mm environ, qui correspond au diamètre de goutte de pluie. Ce sont des zones creuses dues à l'impact de goutte de pluie. La surface croûtée est hétérogène car une partie à gauche est plus croûtée.

La croûte mince formée avec 30 mm de pluie est d'épaisseur voisine de 3 mm. A la surface, on remarque une zone de dépôt due à l'impact de goutte de pluie. Il y a une zone sombre alignée, qui peut être une trace ancienne de zone de stratification due à la séquence de l'arrosage avec la pluie simulée. On voit bien l'existence de pores arrondis isolés dans la zone croûtée.

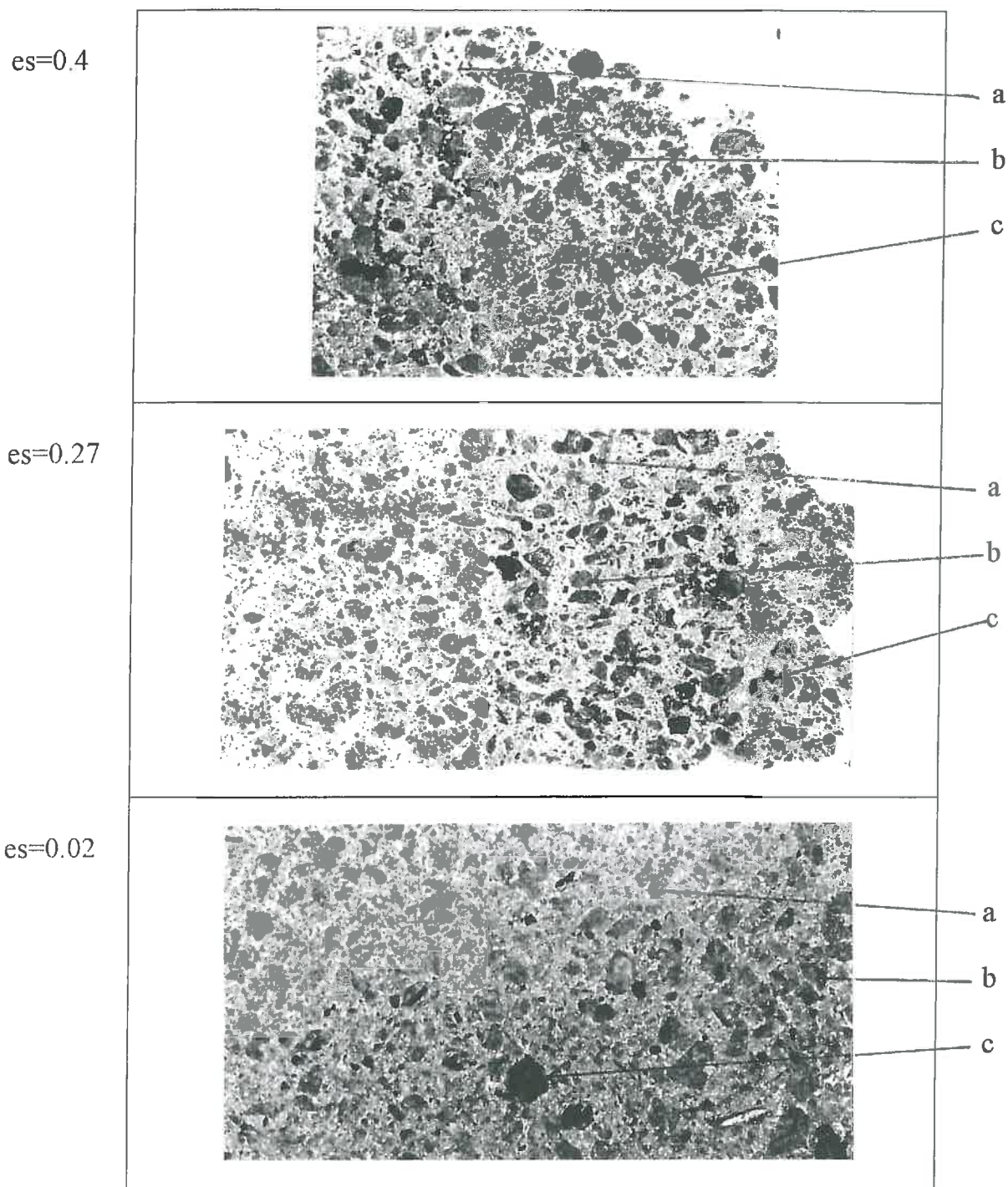


figure 2.6 : Image d'une section de croûtes épaisses

Légende

Grossissement: 4 fois

- a: vide structural
- b: fragments de terre
- c: concrétions

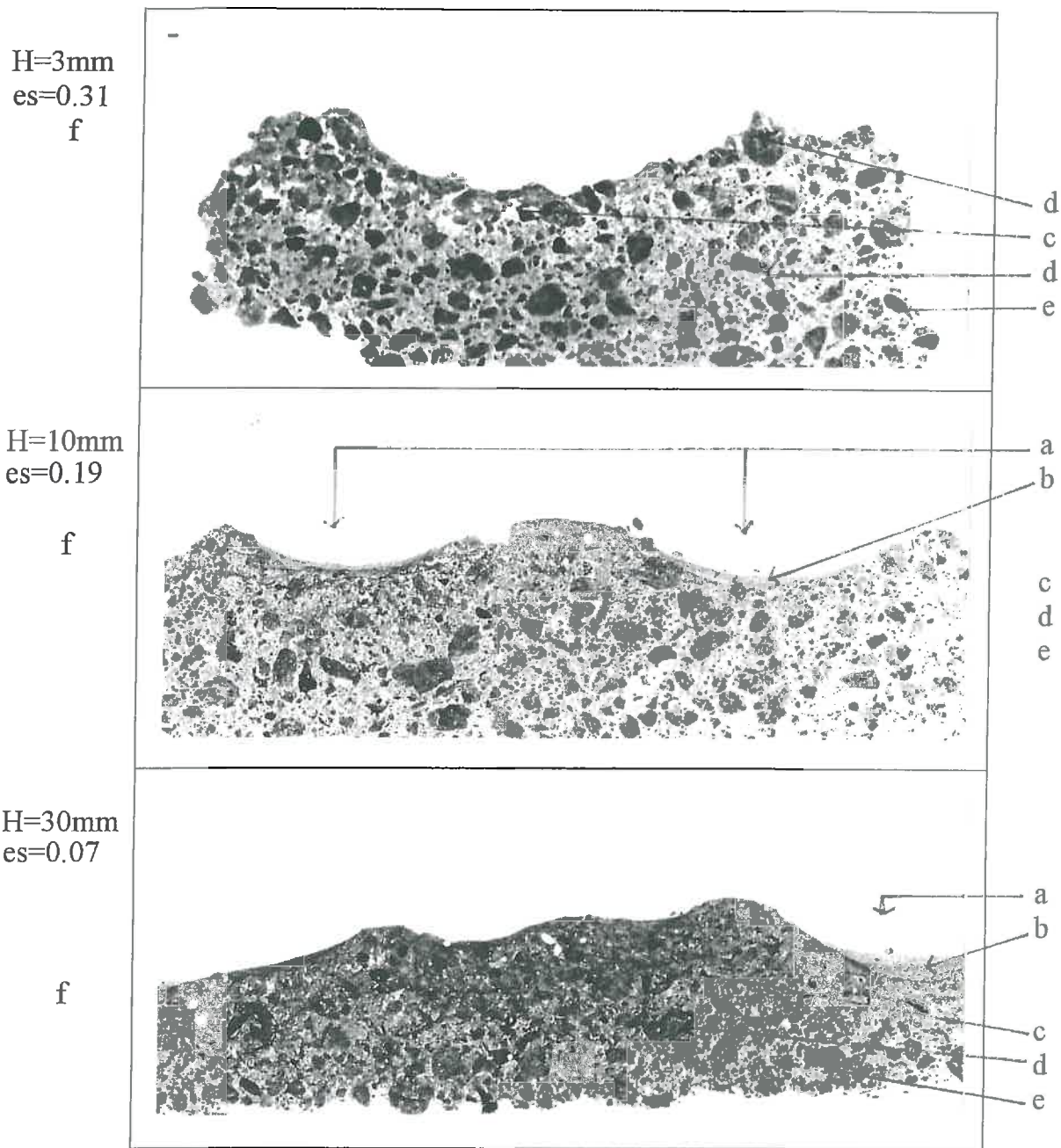


figure 2.4: Image d'une section de croûtes minces formées sous pluie simulée

Légende

Grossissement: 4 fois

- a: trace d'impact de gouttes de pluie
- b: croûte de dépôt
- c: vide structural
- d: fragments de terre ou agrégats
- e: concrétions
- f: zone croûtée

2-3- Caractérisation hydrodynamique des croûtes épaisses

2-3-1- Détermination de la conductivité hydraulique K des croûtes épaisses

Les essais d'infiltration avec l'infiltromètre TRIMS sont réalisés sur des croûtes épaisses d'indice de vide structural 0.4; 0.27; 0.17; 0.13 et 0.02 sous $h_o = -50$ mm de pression et avec les indices de vide 0.4; 0.27 et 0.02 sous $h_o = -5$ mm et -100 mm de pression, avec utilisation de deux disques de diamètre 80 mm et 48 mm (disque moyen et petit disque). Au début des mesures, j'ai commencé avec la pression $h_o = -50$ mm et les cinq indices de vide mais suite aux difficultés de mesure rencontrées (contact hydraulique au niveau du disque et du sol) et au temps de séchage de l'échantillon d'au moins une semaine, j'ai réduit la réalisation de mesure avec la pression $h_o = -5$ mm et -100 mm par le choix des deux cas extrêmes 0.02 et 0.4, plus un indice de vide intermédiaire 0.27.

Les mesures d'infiltration avec l'infiltromètre goutte à goutte complètent les résultats du TRIMS en déterminant la conductivité hydraulique à saturation K_s sous pression nulle ($h_o = 0$).

Le traitement des résultats issus de ces deux méthodes est basé sur l'utilisation de la solution de Wooding avec obtention du régime permanent.

2-3-1-1- Réalisation de mesures d'infiltration

Pour éviter le problème de contact hydraulique entre la membrane du disque et le sol, les essais d'infiltration sont réalisés en laboratoire sur des croûtes épaisses de surface préparée. Cette surface de mesure est lisse et plane (horizontale) donc ne nécessite pas l'utilisation de sable de contact avec le TRIMS. Les essais d'infiltration pour les deux disques avec les pressions imposées sont réalisés sur un même échantillon et sans répétition de mesure tout en respectant les conditions initiales et aux limites de Wooding. Un microtensiomètre a été mis en surface, à 0.5 cm de profondeur environ, pour avoir une courbe de variation de pression au cours de l'infiltration. Quand la mesure d'infiltration se déroule normalement, la pression effective tend à devenir constante comme l'indique la figure 2-5 (Quadri, 1993).

La prise de mesure devrait continuer jusqu'à l'obtention du régime permanent. Sa durée est difficile à prévoir et varie à la fois suivant la pression imposée et l'indice de vide des croûtes. Quadri (1993) estime que suivant le type de sol, le régime permanent peut varier d'un quart d'heure pour les sols sableux à quatre heures et demie pour les sols argileux. Vers la base de la croûte est aussi posé un deuxième

microtensiomètre qui signale l'arrivée de l'eau au fond de l'échantillon, ce qui conduit à l'arrêt de la mesure pour cause d'influence du bord sur l'infiltration.

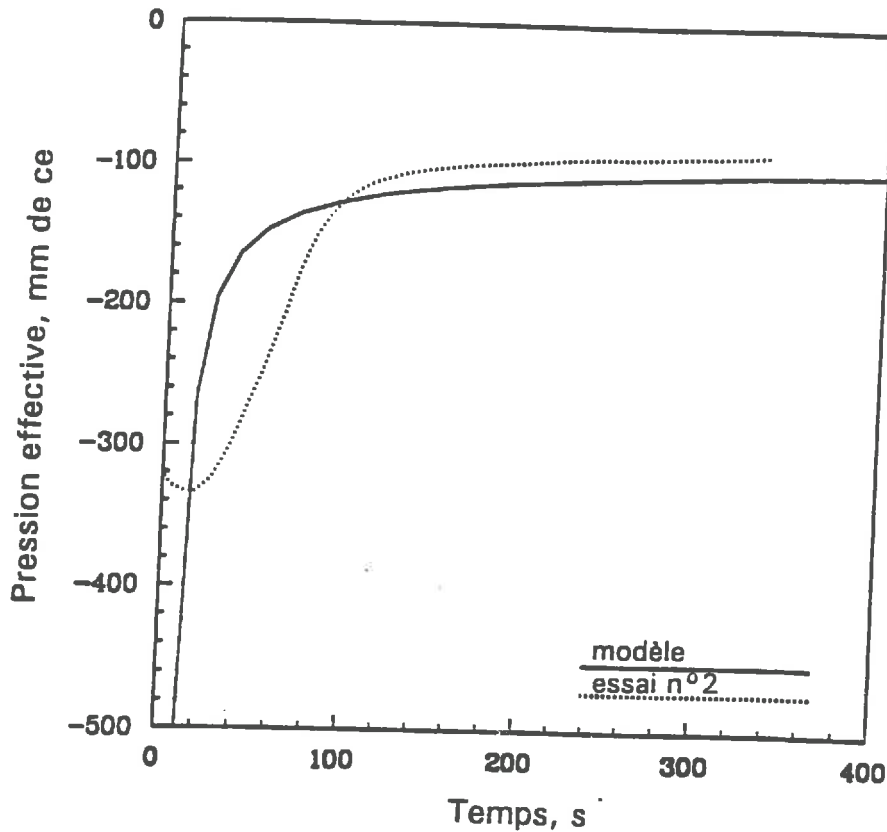


figure 2-8: Variation de pression sous disque à 20 mm de profondeur (Quadri, 1993).

Pour ne pas détruire la surface des croûtes épaisses, et pour qu'on puisse utiliser le même échantillon avec les mesures à différentes pressions et de diamètres pendant les essais d'infiltration, les mesures d'humidité initiale et finale sont effectuées une fois toutes les mesures d'infiltration réalisées. L'idée consiste à détruire l'échantillon en petits cubes de 1 à 2 cm de côté et de faire les mesures d'humidité initiale et de la masse volumique correspondante avec les mêmes conditions de température et d'humidité du laboratoire. C'est pourquoi le mode de séchage reste le même après chaque essai d'infiltration. Les humidités finales et masses volumiques correspondantes sont mesurées après avoir mis les échantillons sur la table de succion pendant un temps suffisant pour obtenir une teneur en eau en équilibre avec les pressions 0, -5, -50, -100 et -400 mm pour chaque indice de vide. Comme précédemment, les mesures de masse volumique sont réalisées avec la méthode de Monnier *et al.*, 1973.

2-3-1-2- Traitement des données du TRIMS

Le débit volumique par unité de surface q (mm/s), est donné par:

$$q = \frac{\Delta H}{\Delta t} x \quad (2.3)$$

où ΔH (mm) est la variation du niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation pendant un pas de temps Δt (s), et x est le rapport de sections entre le réservoir et l'embase.

Le flux d'infiltration en régime permanent q_0 est la pente de la courbe de débit cumulé $I(t)$ déterminée par régression linéaire en supposant que les derniers points sont indépendants du temps et forment une droite linéaire (cf. figure 1-6).

La conductivité hydraulique est déterminée par la méthode de Scotter *et al.* (1982), qui utilise deux disques de rayon différents à une pression donnée et analyse uniquement le régime permanent. Pour vérifier la qualité des résultats, d'autres méthodes (White *et al.* 1992, Vandervaere *et al.* 1994) de détermination de la conductivité hydraulique K ou K_s utilisant l'analyse du régime transitoire sont aussi utilisées.

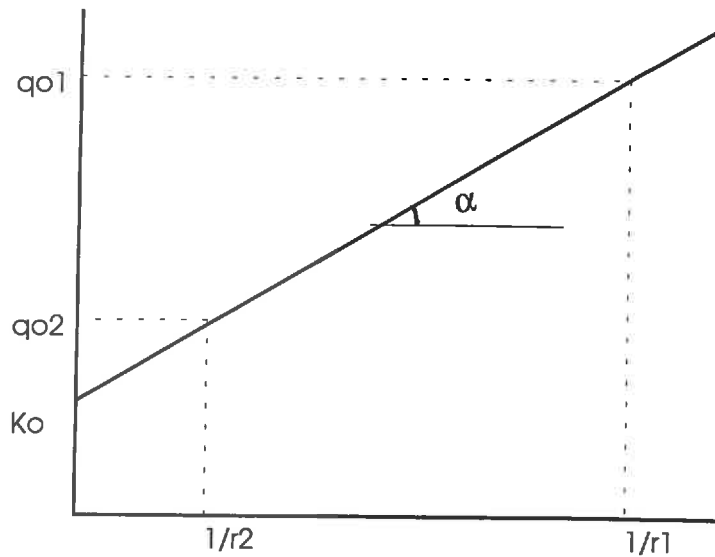
2-3-1-3- Méthode de Scotter *et al.* (1982)

Elaboration de la conductivité hydraulique K et la sorptivité capillaire S

Si q_{01} et q_{02} sont respectivement les flux d'infiltration en régime permanent pour les disques de rayon r_1 et r_2 et si la pente de la courbe $q(1/r)$ est positive comme représente la figure 2-7. Alors, pour les mêmes conditions initiales hydriques θ_0 et de pression h_0 imposée à la surface, la résolution du système d'équation formé par l'équation (1.2) donne les valeurs de la conductivité hydraulique K et de la sorptivité S correspondante:

$$K = \frac{q_{01} * r_1 - q_{02} * r_2}{r_1 - r_2} \quad (2.4)$$

$$S = \left[\frac{\pi r_1 r_2 (q_2 - q_1) \Delta \theta}{2(r_1 - r_2)} \right]^{1/2} \quad (2.5)$$



α est une angle dont $\text{tg}\alpha = \frac{4\phi_0}{\pi}$

figure 2-9: Représentation géométrique de la méthode d'élaboration des paramètres K et S.

Variabilité de la conductivité hydraulique K et de la sorptivité S

En admettant que les erreurs dues au diamètre de disque sont négligeables. Les erreurs sur K et S sont données par:

$$\frac{\Delta K}{K} = \left| \frac{r1}{q1 * r1 - q2 * r2} \right| \Delta q1 + \left| \frac{r2}{q1 * r1 - q2 * r2} \right| \Delta q2$$

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{1}{2} \pi r1 r2 (\Delta q1 + \Delta q2) \Delta \theta$$

2-3-1-4- Méthode de White *et al.* (1992)

La méthode permet de déterminer la conductivité hydraulique K à partir seulement d'un essai d'infiltration avec le TRIMS en analysant à la fois l'infiltration en régime transitoire et permanent. En admettant que la capacité du sol à absorber de l'eau reste constante au cours de l'infiltration ($S_n = S_0$), le flux d'infiltration en régime permanent est donné par:

$$q_0 = K + \frac{2.2 S^2}{\Delta \theta \pi r}$$

La détermination de la sorptivité S est basée sur l'analyse des données du début d'infiltration (régime transitoire).

2-3-1-5- Méthode de Vandervaere *et al.* (1994)

La méthode est basée uniquement sur l'analyse du régime transitoire pour un seul essai d'infiltration. Elle donne accès à une conductivité à saturation K_s . A partir de la valeur de la sorptivité estimée par régression linéaire de la droite d'équation (1.11), on peut déterminer le potentiel de flux matriciel de l'eau par l'équation donnée par White et Sully (1987):

$$\phi(h) = \frac{bS^2(h)}{\Delta\theta}$$

D'après Smile et Harvey (1973), on peut obtenir la conductivité hydraulique K par simple dérivation du potentiel de flux matriciel par rapport à la pression imposée:

$$\frac{\partial\phi}{\partial hn} = K_o - K_n$$

avec K_n négligeable devant K_o ,

et avec l'équation de Gardner (1958), $K(h) = K_s \exp(\alpha h)$, on obtient:

$$\phi(h) = \frac{K_s}{\alpha} \exp(\alpha h)$$

qui peut être ajustée sur les couples expérimentaux $(\phi(h) = \frac{bS^2(h)}{\Delta\theta}, h)$ pour estimer les paramètres K_s et α .

Les méthodes de résolution de l'équation de Wooding ci-dessus sont résumées dans le tableau 2-3 suivant:

Méthodes	Paramètres mesurés	Paramètres calculés	Remarques
Scotter <i>et al.</i> (1982)	qo1(ho) pour r1 qo2(ho) pour r2	K(ho) S(ho)	couche homogène régime permanent deux rayons (r1 et r2) une succion (ho)
White <i>et al.</i> (1992)	qo(ho)	S K	couche homogène régime transitoire régime permanent un rayon (r) une succion (ho)
Vandervaere <i>et al.</i> (1994)	qn(h)	S φo α Ks	bicouche régime transitoire un rayon une succion

tableau 2-3: Différentes méthodes d'élaboration de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire.

2-3-2- Traitement des données de l'infiltromètre goutte à goutte

Pour un capillaire donné (goutteur), le nombre de goutte d'eau tombé en fonction du temps (Ngouttes/heure) et sa masse correspondante permettent de déterminer le débit Q correspondant et d'établir la courbe d'étalonnage de capillaire.

Le principe de mesure du débit Q consiste à compter le nombre de gouttes d'eau tombé pendant un temps t. En régime permanent, on mesure la surface de la tache saturée. Le rayon r que l'on calcule est celui du cercle de même surface que celle de la tache saturée. Le détail des opérations est donné en annexe A3-2.

Soit un milieu semi-infini avec une pression initiale uniforme hn telle que Kn=K(hn) soit négligeable devant la conductivité à saturation Ks. La source d'eau, à la surface du sol, forme un cercle de rayon r sur lequel règne une pression nulle. A la surface du sol, au-delà de la source, le flux est nul.

Avec ces conditions de mesure, le débit par unité de surface est donné par:

$$q = \frac{Q}{\pi r^2} = Ks + \frac{4}{\pi} \frac{1}{r} \phi$$

avec $K(h) = K_s \exp(\alpha h)$ où α est une constante

$$\text{on a } \phi = \int_{hn}^{ho} K(h) dh = \frac{1}{\alpha} K_s \exp(\alpha h)$$

et le débit surfacique devient:

$$q = \frac{Q}{\pi r^2} = K_s \left(1 + \frac{4}{\pi} \frac{1}{r} \frac{1}{\alpha} \right)$$

2-4- Conclusion

Ce chapitre a présenté les moyens théoriques et techniques possibles de caractérisation des propriétés physiques et hydrodynamiques du sol. La théorie est basée sur la solution de Wooding (1968), et la technique de mesure par l'infiltrométrie. Il est difficile de réaliser la mesure sur terrain à cause de la faible épaisseur des croûtes superficielles. Des deux possibilités suivantes:

- soit de faire les mesures d'infiltration sur des sols bicouche, et l'analyse de résultats se fait uniquement en régime transitoire (Vandervaere *at al.*, 1994),
- soit de faire les mesures d'infiltration sur des sols homogènes, et analyse les résultats en régime permanent, ce qui exige une croûte épaisse, c'est la dernière que j'ai privilégiée.

Troisième Chapitre:

**SUIVI DE L'EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE
HYDRAULIQUE DE LA COUCHE SUPERFICIELLE
DU SOL SOUS L'EFFET DE LA PLUIE:
RESULTATS ET DISCUSSION**

3- Suivi de l'évolution de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol sous l'effet de la pluie: Résultats et discussion

Ce chapitre présente d'abord les résultats de mesures d'infiltration sur des croûtes épaisses pour déterminer la relation entre la conductivité hydraulique K et l'indice de vide structural e_s . On présentera ensuite les résultats de mesures de masse volumique sur des croûtes minces formées sous pluie simulée en vue de déterminer la relation entre l'indice de vide structural e_s et la hauteur de pluie H .

3-1- Résultats hydrodynamiques sur croûte épaisse

Les essais de mesures d'infiltration sur des croûtes épaisses permettent de déterminer la conductivité hydraulique à l'aide des infiltromètres multi-disques, TRIMS, et goutte à goutte. Ils visent à déterminer une relation entre la conductivité hydraulique K et l'indice de vide structural e_s .

Rappelons que les mesures avec le TRIMS sont en majorité effectuées avec trois indices de vide structuraux $e_s=0.02, 0.27$ et 0.4 sous des pressions effectives imposées au sol $h_0=-5, -50$ et -100 mm et en utilisant deux disques de rayon 48 et 80 mm. Parmi les 36 essais de mesures d'infiltration réalisés, 20 mesures seulement sont exploitables. Ce tri est justifié par les courbes de variation de pression fournies par le tensiomètre posé en surface de l'échantillon et par les observations pendant et après les essais d'infiltration (cf. tableau 3-1).

Je vais d'abord présenter les résultats de mesures effectuées avec le TRIMS ainsi que leur interprétation et discussion, puis les résultats avec le goutte à goutte.

L'estimation de la conductivité hydraulique est effectuée par la méthode de Scotter *et al.* (1982) d'abord. Des comparaisons de l'ordre de grandeur de ces résultats sont ensuite discutées avec d'autres méthodes (White *et al.*, 1992). Des valeurs de la conductivité à saturation K_s sont enfin déterminées par la méthode de Vandervaere *et al.*, 1994.

3-1-1- Influence du contact hydraulique à l'interface sol-disque du TRIMS

Le problème fondamental souvent rencontré le long des essais d'infiltration avec le TRIMS est le contrôle du bon contact hydraulique au niveau de l'interface sol et membrane du disque. Le tableau 3-1 regroupe les problèmes de contact souvent rencontrés pendant les essais d'infiltration avec le TRIMS (constat de mauvais contact sol-membrane par la couleur de la surface juste en dessous du disque après mesure, la

partie de la membrane non en contact étant restée propre; uniformité de la géométrie de la tache humectée autour du disque).

<i>Courbe de succion</i>	<i>Front d'humectation</i>		<i>Membrane</i>		<i>Joints fuite</i>	<i>Reproduction</i>
	<i>géométrie</i>	<i>couleur</i>	<i>couleur</i>	<i>fuite</i>		
Stable	régulière	uniforme	uniforme	non	non	bonne
Instable	irrégulière	non uniforme	non uniforme	oui	oui	défaut

tableau 3-1: Critères utilisées pour juger la qualité d'un essai de mesure d'infiltration.

En fait, le contrôle du bon contact hydraulique peut se faire à l'oeil nu par le suivi de l'évolution de la géométrie de la surface humectée autour du disque sous condition d'humidité initiale uniforme pendant l'infiltration et par l'observation de la couleur de la surface juste en dessous du disque ou de la membrane à la fin de l'infiltration. Il se peut aussi qu'il y ait des fuites au niveau de la membrane du disque (trou dû à l'usure de la membrane) ou au niveau des joints de raccord des éléments du TRIMS (embase-réservoir). Mais ces fuites sont observées en général dès le début de l'infiltration.

Pour des mesures d'infiltration in-situ, il est recommandé d'utiliser une couche fine de sable en dessous du disque de l'infiltromètre pour qu'il y ait un bon contact hydraulique entre la membrane du TRIMS et le sol. Quadri (1993) a montré qu'en cas de débordement de la couche de sable il peut y avoir un risque de sous estimation de la conductivité hydraulique K , qui peut même conduire à une valeur négative.

Pour éviter ce problème de sous estimation de la conductivité hydraulique, les essais d'infiltration réalisés sont effectués sur des surfaces lisses et planes (horizontales) sans utilisation de sable de contact.

La courbe de variation de pression obtenue par les données enregistrées par le microtensiomètre en surface suit le bon déroulement de l'infiltration et en particulier elle montre le bon contact hydraulique entre le sol et la membrane de l'infiltromètre ainsi que l'obtention du régime permanent. En effet, l'ensemble des résultats expérimentaux montre qu'au cours d'un essai d'infiltration, la pression mesurée au voisinage de la surface tend à devenir constante ou légèrement croissante dans le temps (courbe de pression stable). La pression effective constante signifie que l'alimentation en eau est régulière et donc le contact hydraulique est bon (cf. figure 2-5 de Quadri) et si la courbe de variation de pression reste stable à partir d'un certain moment, alors on peut dire que le régime permanent est atteint. Sinon, la courbe de variation de pression croît rapidement avec le changement progressif de pression imposée au sol comme

montre la figure 3-1, ou décroît fortement dès qu'il y a problème de contact comme montre la figure 3-2.

La croissance rapide de la courbe de variation de pression est due à une fuite au niveau de la vis du tube d'aération, cette fuite a entraîné un changement de la pression dans le tube de dépressurisation (vu à l'oeil nu) et la pression effective croît rapidement (cf. figure 3-1).

La décroissance rapide de la courbe de variation de pression est due à une évolution avec le temps du mauvais contact. Ceci est peut être dû à un léger gonflement de la surface et le débit devient alors insuffisant pour maintenir la stabilité de la pression. Nous avons essayé d'appuyer à nouveau sur le TRIMS mais la décroissance de la pression se reproduit toujours (cf. figure 3-2).

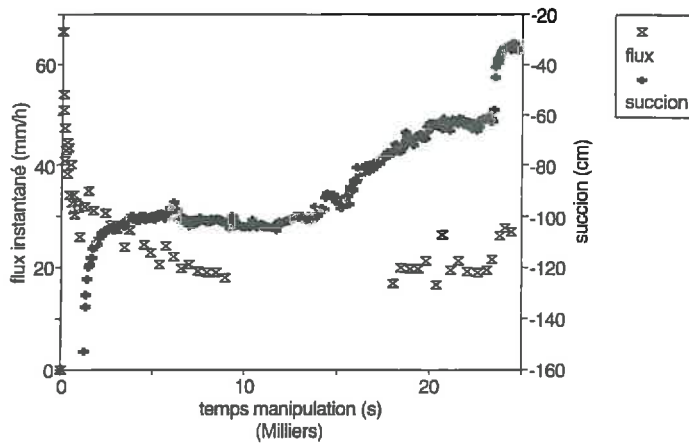


figure 3-1: Variation de la suction et du flux d'infiltration pour $h_o = -100$ mm et $e_s = 0.4$ avec le disque de petit diamètre: l'accroissement de la pression (suction) est liée à une fuite dans le vase de Mariotte.

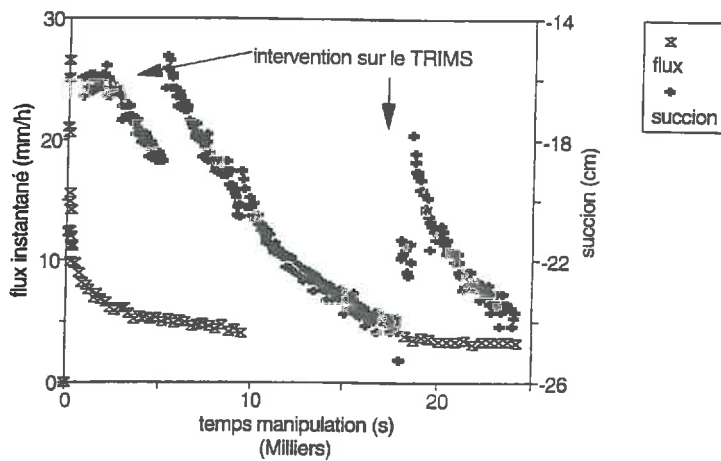
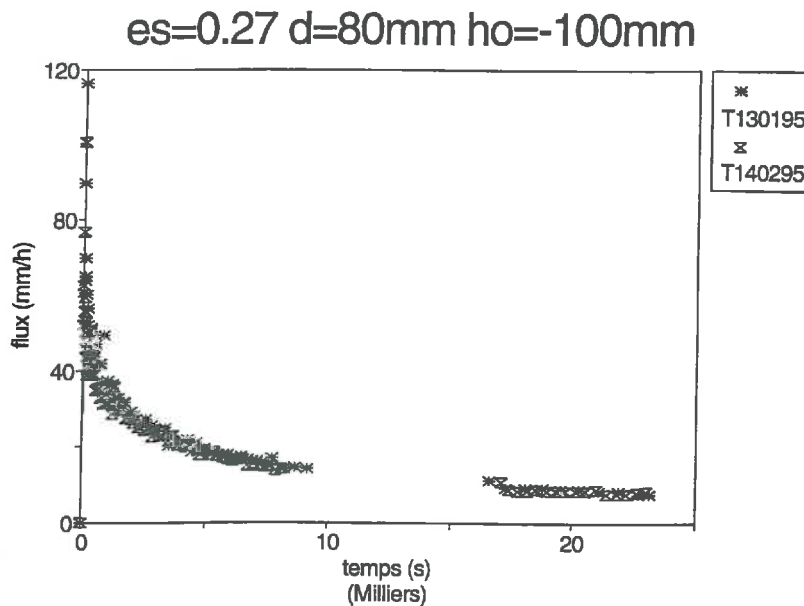


figure 3-2: Variation de la suction et du flux d'infiltration pour $h_o = -50$ mm et $e_s = 0.13$ avec le disque de petit diamètre: la décroissance de la pression (suction) est liée au développement d'un mauvais contact de l'embase avec le sol.

La stabilité de la courbe de variation de pression est aussi en relation avec une bonne reproduction de mesure avec le TRIMS. En effet, la figure 3-3 montre la précision de la mesure effectuée avec le TRIMS. Deux essais d'infiltration avec le disque moyen ont été faits sur la croûte épaisse d'indice de vide 0.27 sous $h_o = -100$ mm de pression imposée au sol avec les mêmes conditions initiales et aux limites de mesure. Avec des courbes de variation de pression stables (cf. figure 3-4 a et b), les flux d'infiltration en régime stationnaire varient de 2.34×10^{-6} m/s à 2.20×10^{-6} m/s. Ce qui correspond à une précision de mesure d'environ 7%, ceci est dû aux conditions de mesure bien contrôlées pendant les expériences réalisées au laboratoire. Il est inévitable qu'il devrait y avoir un effet de séchage et d'usage de la surface de mesure, qui peut entraîner une variation de flux d'infiltration.

Il y a une différence de pression en surface de 15 cm de colonne d'eau entre les deux essais, cette différence est due au fait que le tensiomètre étant situé plus en surface pour l'essai n°2 (cf. figure 3-4 b). Cet effet du positionnement du microtensiomètre sur la succion à l'équilibre est schématisé à la figure 3-5. Cette figure montre qu'une variation de la cote du tensiomètre peut se traduire par une variation importante de la pression lue.



e_s est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque, h_o la pression effective imposée au sol.

figure 3-3: Exemple de bonne répétabilité de la mesure d'infiltration avec le TRIMS avec le même diamètre de disque et les mêmes caractéristiques du milieu.

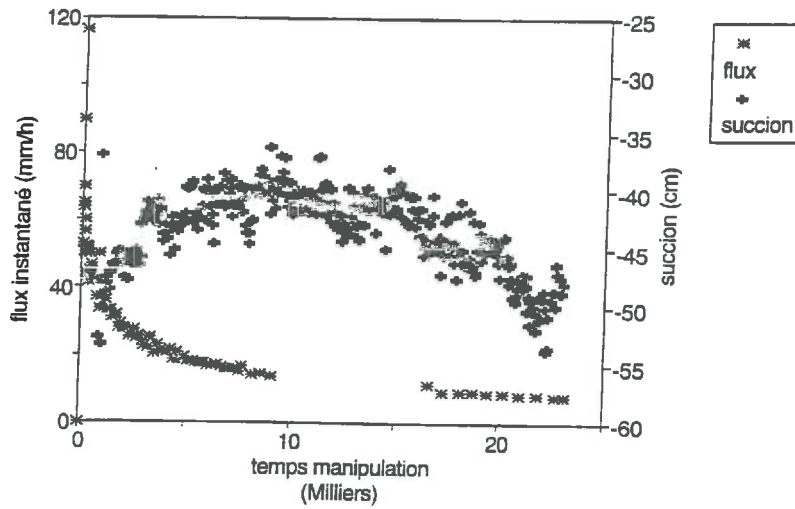


figure 3-4 a: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour l'essai n°1.

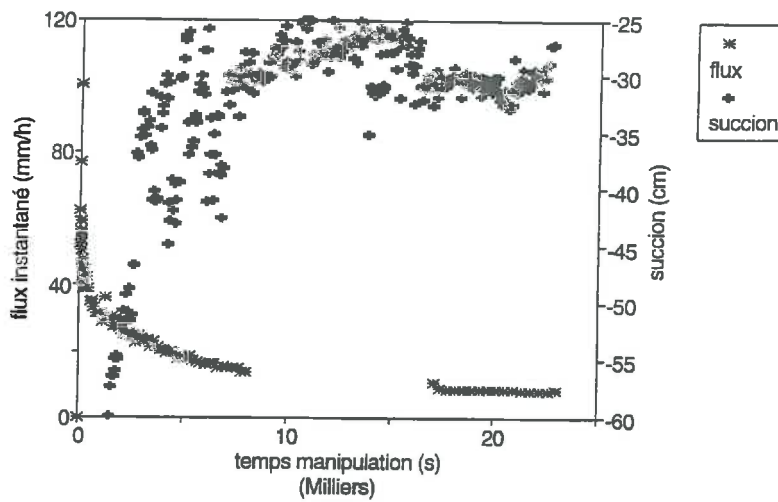


figure 3-4 b: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour l'essai n°2.

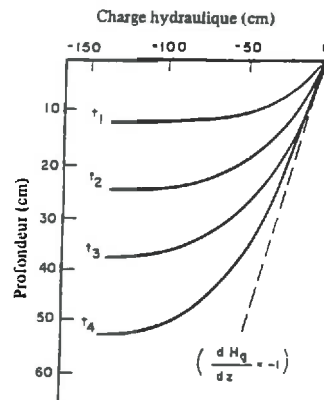


figure 3-5: Profil de pression à divers temps ($t_1 < t_2 < t_3 < t_4$) au cours de l'infiltration à la pression $h_0=0$ dans un sol uniforme: dH_g/dz est le gradient de charge dû à la pesanteur (Hillel, 1974).

Par contre, la figure 3-6 a et b sur les deux essais d'infiltration effectués avec le petit disque sur la croûte épaisse d'indice de vide 0.02 sous pression $h_0 = -50$ mm montrent des courbes de flux d'infiltration variées. Elles ne sont même pas vraiment parallèles. La première (cf. figure 3-6 a) présente une courbe de variation de pression stable avec un flux d'infiltration $q_0 = 4.53 \times 10^{-6}$ m/s et la deuxième (cf. figure 3-6 b) a une courbe de variation de pression décroissante de -30 cm à -70 cm avec un flux d'infiltration $q_0 = 2.20 \times 10^{-6}$ m/s. L'effet du mauvais contact entraîne donc une sous estimation de flux d'infiltration d'environ 50%.

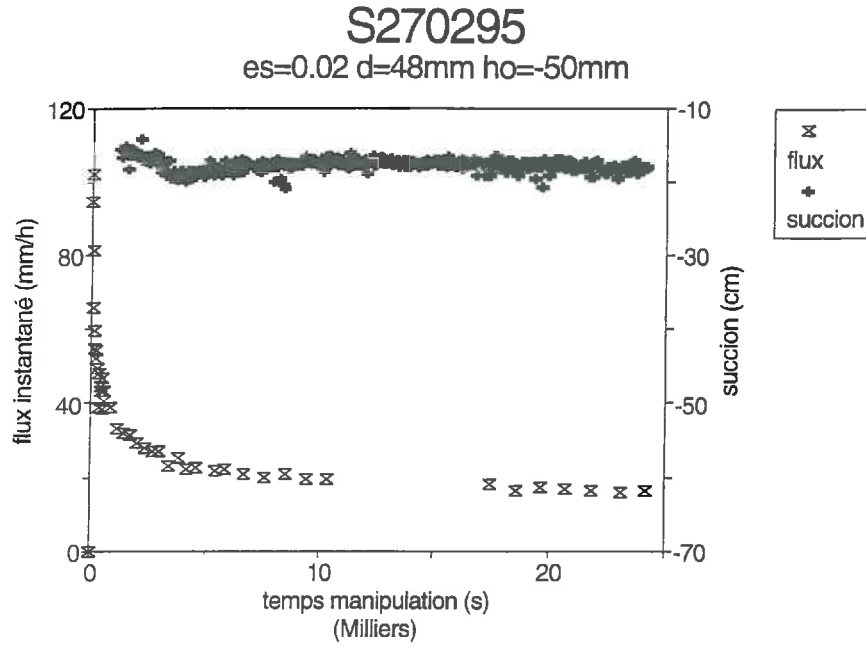


figure 3-6 a: Variation du flux d'infiltration et de la pression (suction) pour l'essai n°1.

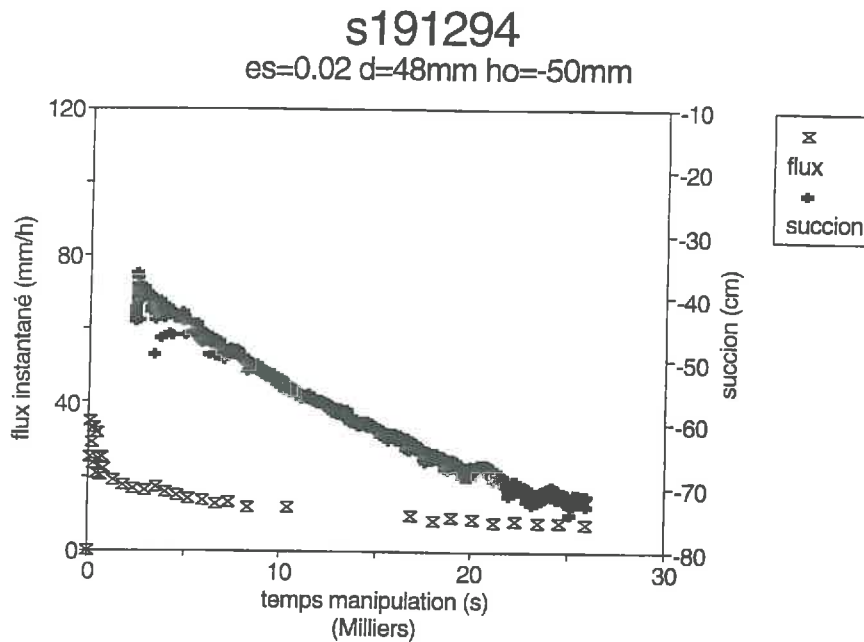


figure 3-6 b: Variation du flux d'infiltration et de la pression (suction) pour l'essai n°2.

En résumé, je m'assure du bon contact hydraulique entre la membrane du disque et le sol non seulement par la planéité de la surface de mesure, et par le suivi et l'observation à l'oeil nu du déroulement des essais d'infiltration mais aussi par la stabilité de la courbe de variation de pression en dessous du disque. Cependant le rendement est de 20 sur 36 (cf. annexe A3-1, tableau n°1).

3-1-2- Détermination de la conductivité hydraulique K par la méthode de Scotter *et al.* (1982)

La méthode de Scotter *et al.* (1982) nécessite deux essais d'infiltration avec le disque moyen et petit jusqu'à l'obtention du régime permanent. Prenons le cas de la croûte épaisse d'indice de vide 0.02 sous pression effective $h_0 = -50$ mm.

Les deux essais d'infiltration avec les disques moyen et petit ont des courbes de variation de pression stables (cf. figure 3-7 a et b). La différence de valeur de pression obtenue à la fin de manipulation pour les deux disques est due à la différence de position du microtensiomètre d'environ à -0.5 cm de la surface.

Les durées de mesures sont autour de six heures et les courbes de la variation de flux d'infiltration montrent qu'on peut considérer atteint le régime permanent à partir de 10 000 secondes (cf. figure 3-8). Les flux d'infiltration en régime permanent pour les disques moyen et petit sont respectivement $q_{o1} = 3.13e-6$ m/s et $q_{o2} = 4.53e-6$ m/s. La pente de la droite $q(1/r)$ de la relation de Wooding (équation 1.2) est bien positive. Avec la méthode de Scotter *et al.* (1982), la conductivité hydraulique est donnée par $K = 1.04e-6$ m/s. Les courbes de flux sont parallèles et l'effet de diamètre de disque différencie leurs valeurs.

Il est à noter qu'en régime permanent, il y a une très grande différence entre la pression enregistrée par le tensiomètre posé au voisinage de la surface (à -450 mm pour le disque moyen et à -170 mm pour le petit) et la pression imposée au sol par le TRIMS ($h_0 = -50$ mm). Ceci est dû à la variation rapide de la pression selon la profondeur comme on l'a déjà indiqué avec la figure 3-5.

L'ensemble des résultats est maintenant exposé dans le paragraphe suivant.

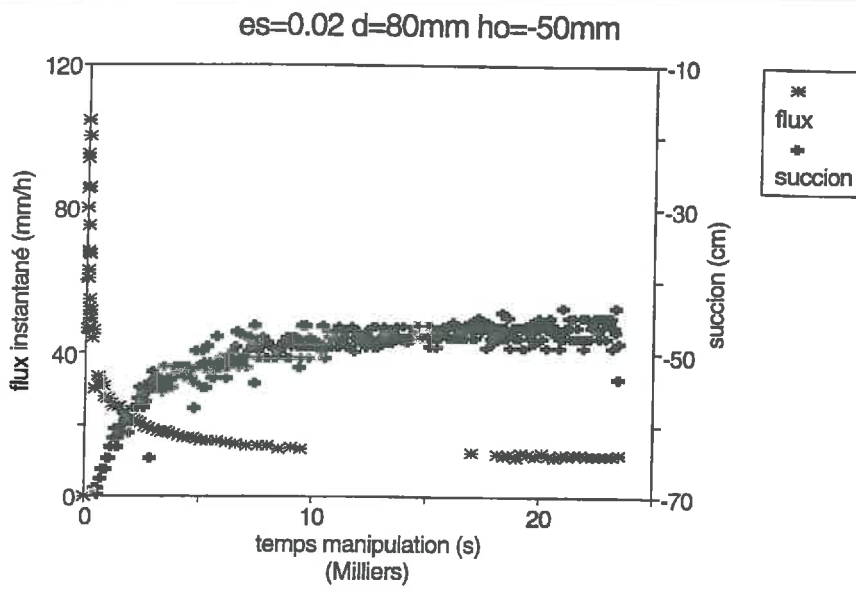


figure 3-7 a: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque
es=0.02 d=48mm ho=-50mm

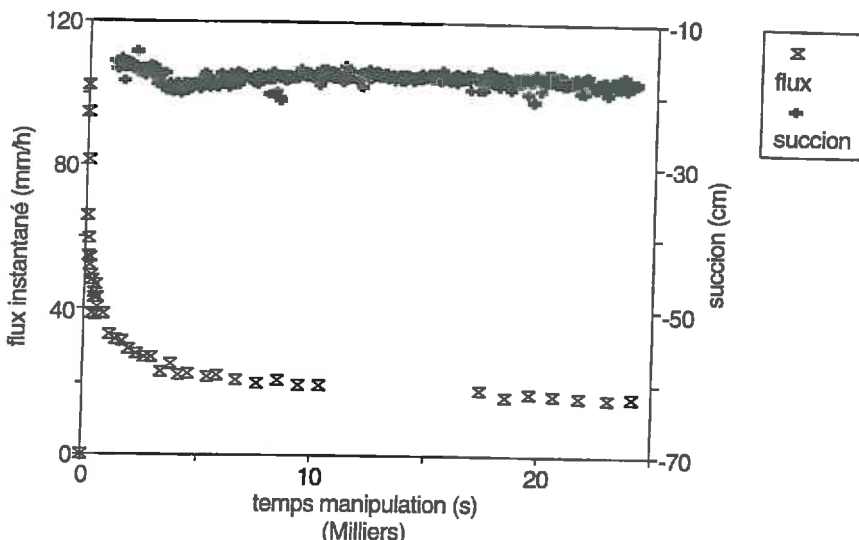


figure 3-7 b: Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit
disque.
es=0.02 ho=-50mm

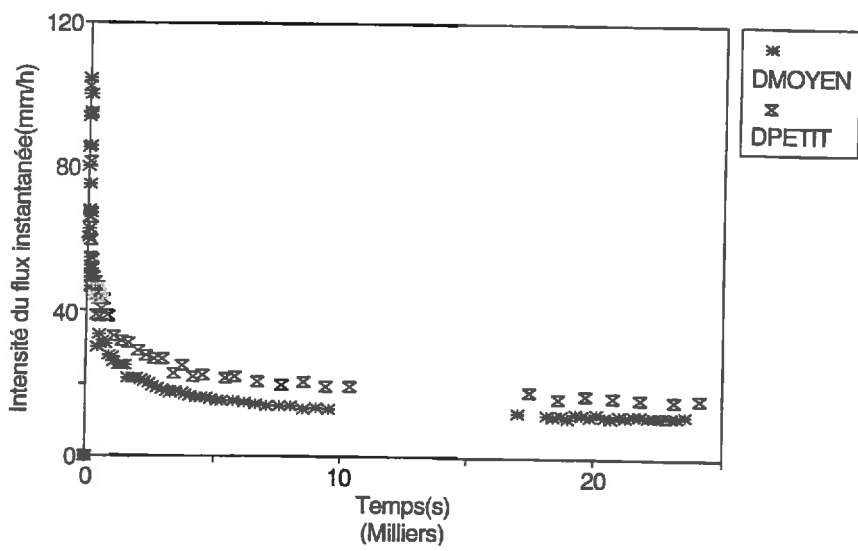


figure 3-8: Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue
avec le petit disque est normalement la plus élevée.

3-1-3- Résultats du TRIMS

Les essais d'infiltration sont de durée supérieure à quatre heures. Les mesures ont été répétées jusqu'à l'obtention de courbe de variation de pression en surface stable tout en éliminant les sources d'erreurs expérimentales possibles (cf. annexe A3-1).

Les valeurs de la conductivité hydraulique en régime permanent K_o calculées par la méthode de Scotter *et al.* (1982) pour des pressions $h_o = -5, -50, -100$ mm sont données par le tableau 3-2. Les flux d'infiltration à l'équilibre du disque moyen et petit sont respectivement q_{o1} et q_{o2} . Le tableau 3-2 présente également la différence de teneur volumique en eau $\Delta\theta$ et les valeurs des paramètres temps gravitaire, t_{grav} , temps géométrique, $t_{géom}$, longueur capillaire, λ_c et le rayon effectif de pore λ_m . Ces valeurs sont présentées et discutées dans les paragraphes qui suivent.

$h_o = -5$ mm

es	ρ mesurée g/cm ³	K_o m/s	q_{o1} m/s	q_{o2} m/s	S_o m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	t_{grav} s	λ_c m	$t_{géom}$ r1 s	$t_{géom}$ r2 s	λ_m m
0.4	1.32	1.01e-5	1.01e-5	1.01e-5	31.3e-6	0.5205	9.62	0.000103	441843	132553	74.5e-4
0.27	1.415	6.55e-6	9.71e-6	1.18e-5	308e-6	0.4815	2211	0.01654	3912	1173	0.46e-4
0.02	1.624	4.22e-6	5.45e-6	6.28e-6	182e-6	0.4217	1852	0.01019	8626	2588	0.75e-4

$h_o = -50$ mm

es	ρ mesurée g/cm ³	K_o m/s	q_{o1} m/s	q_{o2} m/s	S_o m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	t_{grav} s	λ_c m	$t_{géom}$ r1 s	$t_{géom}$ r2 s	λ_m m
0.4	1.32	1.02e-5	9.31e-6	8.69e-6	-	0.4873	-	-	-	-	-
0.27	1.415	1.09e-5	1.22e-5	1.32e-5	204e-6	0.4598	350	0.0045	8132	2440	1.67e-4
0.17	1.492	1.08e-6	3.44e-6	5.01e-6	259e-6	0.4530	57468	0.0753	4898	1469	0.10e-4
0.13	1.525	2.76e-6	6.06e-6	8.27e-6	303e-6	0.4421	12088	0.0415	3396	1019	0.18e-4
0.02	1.624	1.04e-6	3.13e-6	4.53e-6	232e-6	0.4090	49898	0.0697	4959	1487	0.11e-4

$h_o = -100$ mm

es	ρ mesurée g/cm ³	K_o m/s	q_{o1} m/s	q_{o2} m/s	S_o m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	t_{grav} s	λ_c m	$t_{géom}$ r1 s	$t_{géom}$ r2 s	λ_m m
0.4	1.32	2.82e-6	3.66e-6	4.22e-6	150e-6	0.4269	2834	0.01029	12944	3883	0.74e-4
0.27	1.415	1.52e-7	2.20e-6	3.56e-6	231e-6	0.4146	2300228	0.46379	5175	1552	0.016e-4
0.02	1.624	2.67e-7	3.23e-6	5.2e-6	269e-6	0.3889	1013115	0.38246	3352	1005	0.02e-4

tableau 3-2: Valeurs des flux en régime permanent et des caractéristiques hydrodynamiques: les valeurs de K_o et S_o sont calculées par la méthode de Scotter .

3-1-3-1- Variation de flux d'infiltration

Les figures 3-9 a et b montrent la variation des flux d'infiltration à l'équilibre par rapport aux pressions effectives pour un diamètre de disque donné. Les courbes de flux d'infiltration q_{o1} et q_{o2} sous les trois pressions montrent l'effet sur l'infiltration du diamètre de disque utilisé, de la pression imposée au sol et de l'indice de vide structural. Le classement des flux est résumé au tableau 3-3.

diamètre\indice de vide	0.02	0.27	0.4
petit	$-5 \geq -50 \approx -100$	$-5 > -50 > -100$	$-5 \approx -50 > -100$
moyen	$-5 \geq -50 \approx -100$	$-50 > -5 \approx -100$	$-5 \approx -50 > -100$

tableau 3-3: Classement des flux en régime permanent en fonction de la pression h_o .
 $h_o = -5, -50, -100$ mm.

Avec le tableau 3-3, le classement des flux d'infiltration en fonction de la pression h_o pour un indice de vide donné est le même avec les deux disques sauf dans le cas du disque moyen pour l'indice de vide 0.27 où le flux avec $h_o = -5$ mm apparaît mal classé. Ce classement montre:

- la quasi-identité des valeurs du flux d'infiltration pour la croûte épaisse d'indice de vide structural 0.02 où l'effet de la succion est à peine marqué. La valeur du flux d'infiltration pour une pression voisine de zéro ($h_o = -5$ mm) est un peu supérieure aux deux autres qui ont tendance à se confondre.

- pour les indices de vide structuraux 0.27 et 0.4, il y a une diminution du flux d'infiltration quand la pression h_o diminue. En particulier:

- * pour l'indice de vide 0.27, le flux diminue avec la pression pour le petit disque,

- * pour l'indice de vide 0.4, le flux diminue avec la pression mais cette tendance n'est sensible que pour la pression $h_o = -100$ mm.

Pour une succion donnée, le classement de flux d'infiltration suivant les indices de vide structural est le même (cf. tableau 3-2). Les valeurs les plus faibles sont toujours obtenues avec l'indice de vide 0.02 (en moyenne $4e-6$ m/s). On retrouve cette ordre de grandeur pour la pression $h_o = -100$ mm avec les indices de vide structuraux 0.27 et 0.4. Les valeurs les plus élevées, en moyenne $1e-5$ m/s, sont observées pour les succions $h_o = -5$ et -50 mm avec les indices de vide 0.27 et 0.4. Les écarts entre valeurs élevée et faible sont de l'ordre d'un facteur 3.

Finalement, l'effet de l'indice de vide structural sur les valeurs de flux d'infiltration est dominant. S'il y a une influence de l'indice de vide structural sur le flux d'infiltration, alors il y a un effet de l'eau qui circule dans l'espace poral

structural sur le flux d'infiltration. Pour conforter cette hypothèse il faudra montrer qu'il y a de l'eau dans l'espace poral structural pour les valeurs des pressions imposées au sol. En effet,

- quand il n'y a pas d'espace poral structural, l'eau circule seulement dans la porosité texturale. Ceci semble en accord avec le fait que les plus faibles valeurs de flux sont obtenues pour l'indice de vide 0.02.

- quand l'espace poral structural n'est plus assez saturé, alors l'eau circule seulement dans l'espace poral textural. Ce qui donne des faibles valeurs de flux d'infiltration comme le cas de la succion $h_o = -100$ mm avec les indices de vide 0.27 et 0.4.

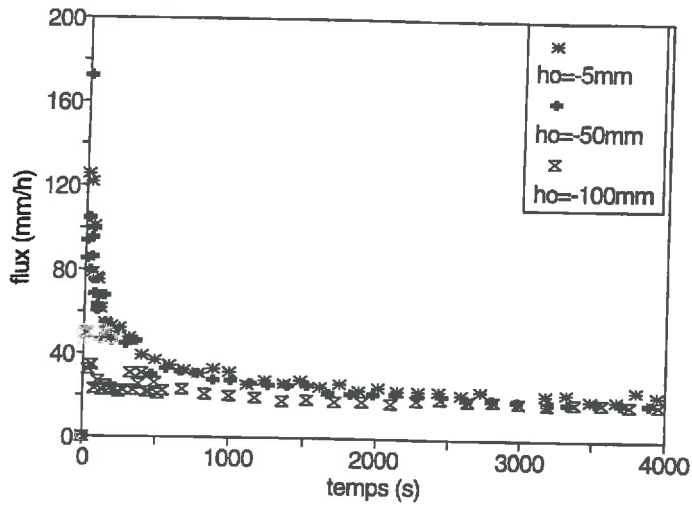
Cette hypothèse sera traitée dans le paragraphe 3-2 sur les caractéristiques physiques des croûtes épaisses et leur relation avec la conductivité hydraulique.

3-1-3-2- Variation des flux d'infiltration en fonction de l'inverse du rayon de disque

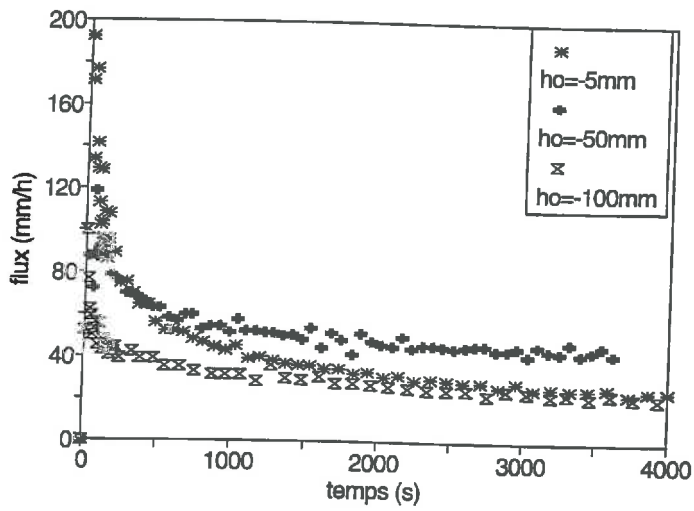
La figure 3-10 présente la variation de flux d'infiltration en régime permanent par rapport à l'inverse du rayon de disque. On remarque que pour les trois cas de succions donnés, les droites correspondant à l'indice de vide 0.4 présentent les pentes les plus faibles. En particulier cette pente est pratiquement nulle pour la pression $h_o = -5$ mm et devient même négative pour la pression $h_o = -50$ mm.

Ce comportement particulier observé pour l'indice de vide 0.4 tend à montrer que dans l'écoulement, la partie du flux d'infiltration q_o due à l'effet capillaire (cf. le second terme de l'équation de Wooding 1.2) est peu importante en particulier pour les valeurs de pressions supérieures à $h_o = -50$ mm. Cet effet commence à se faire sentir pour la pression $h_o = -100$ mm. Compte tenu de la valeur élevée de l'indice de vide structural, on peut admettre que le milieu présente des pores grossiers dont l'effet capillaire est limité.

$es=0.02$
 $d=80\text{mm}$



$es=0.27$
 $d=80\text{mm}$



$es=0.4$
 $d=80\text{mm}$

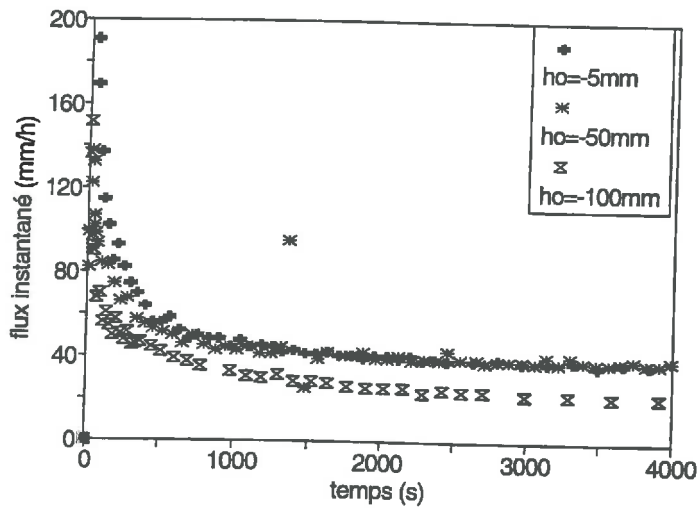
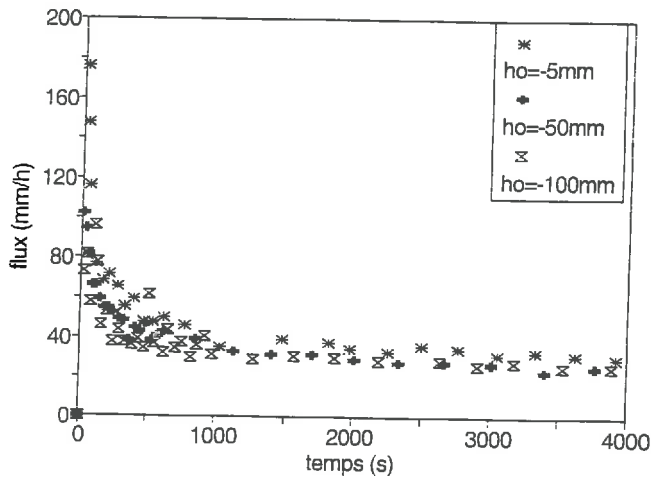
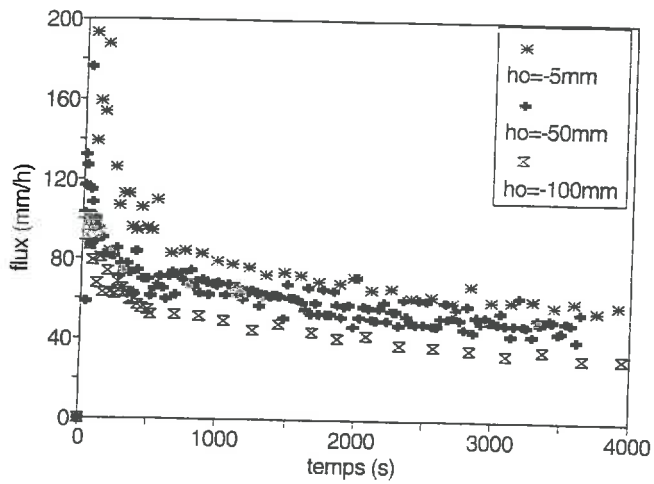


figure 3-9 a: Variation du flux d'infiltration mesuré avec le disque moyen pour les pressions $ho=-5, -50$ et -100 mm.

$es=0.02$
 $d=48\text{mm}$



$e=0.27$
 $d=48\text{mm}$



$es=0.4$
 $d=48\text{mm}$

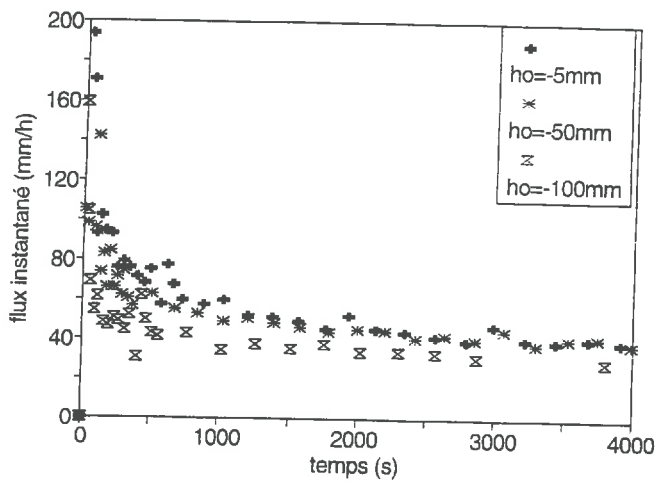


figure 3-9 b: Variation du flux d'infiltration mesuré avec le petit disque pour les pressions $h_o=-5, -50$ et -100 mm.

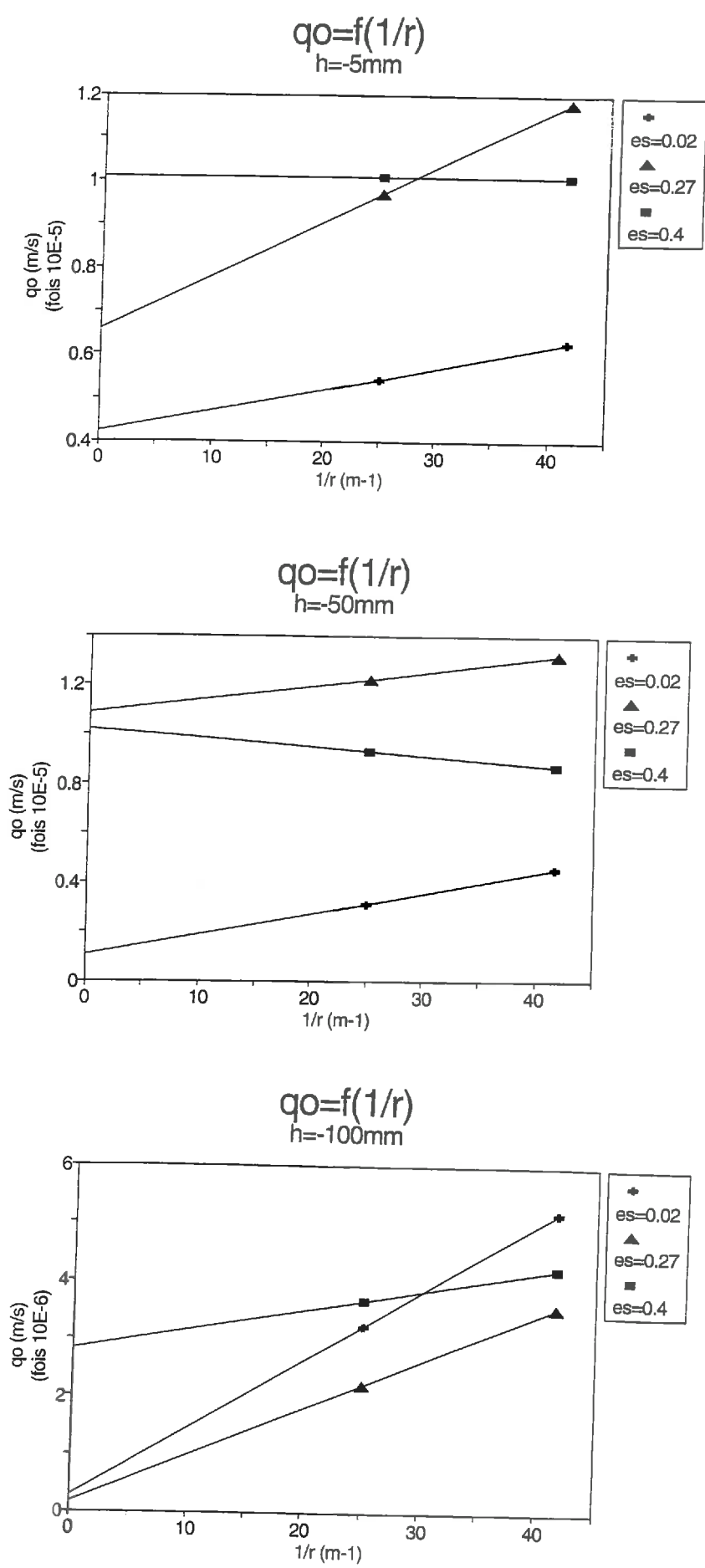


figure 3-10: Variation de flux d'infiltration des croûtes épaisses en fonction de l'inverse des rayons de disques pour les pressions $h_0 = -5, -50$ et -100 mm.

3-1-3-3- Variation de la conductivité hydraulique avec l'indice de vide structural

La figure 3-11 montre que la variation de la conductivité hydraulique K en fonction de l'indice de vide structural es a une tendance générale décroissante. Cette tendance est surtout confirmée avec la pression imposée au sol $h_0 = -5$ et -100 mm. Pour la pression $h_0 = -50$ mm, l'indice de vide 0.27 présente une conductivité trop forte.

En particulier, on peut distinguer que:

- pour la pression $h_0 = -100$ mm, entre l'indice de vide 0.4 et les indices de vide 0.27 ou 0.02, la décroissance de la conductivité hydraulique K est de l'ordre d'un facteur 10, mais pour les deux derniers indices de vide cette décroissance est très faible.

- pour la pression $h_0 = -50$ mm, la conductivité hydraulique K décroît d'un facteur 10 surtout entre les indices de vides structuraux 0.27 et 0.17.

- pour la pression $h_0 = -5$ mm, la décroissance de la conductivité hydraulique avec l'indice de vide structural est cette fois-ci progressive. Cette décroissance est moins forte par rapport à celle des deux autres pressions, avec un facteur de l'ordre de 3 entre les indices de vide structuraux 0.4 et 0.02.

D'autre part les courbes $K(es)$ se classent à peu près en fonction de la succion imposée au sol h_0 . Les valeurs de K sont d'autant plus élevées que la succion h_0 est élevée.

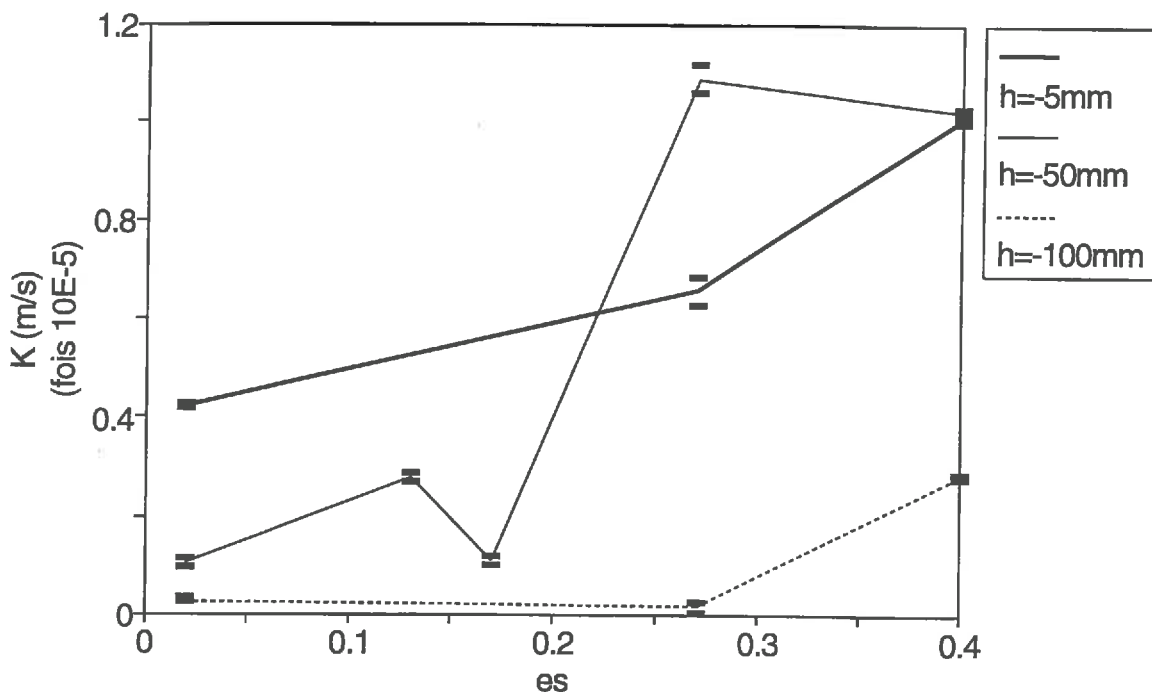


figure 3-11: Variation de K calculée par la méthode de Scotter et al. (1982) en fonction des indices de vide ($K=f(es)$), les erreurs sont présentées par des traits.

3-1-3-4- Autres paramètres associés

Les valeurs des autres paramètres hydrodynamiques sont données par le tableau 3-2.

La teneur volumique en eau, θ , augmente avec la succion surtout avec l'indice de vide structural 0.4. Plus l'indice de vide structural diminue, plus les valeurs de la teneur volumique en eau diminue. La discussion de ces valeurs sont reprises dans le paragraphe 3-2 sur les caractéristiques physiques des croûtes.

Le temps gravitaire, t_{grav} , augmente avec la diminution de la pression h_o et de l'indice de vide structural. Sa valeur la plus élevée est avec l'indice de vide structural 0.02 à pression $h_o = -100$ mm ($t_{grav} = 1\ 013\ 115$ secondes soit 21 jours). Le temps gravitaire est environ trois fois plus élevé sur le disque moyen. Il est à noter que pour l'indice de vide 0.4 et avec la pression $h_o = -100$ mm, les mesures d'infiltration ont été effectuées pendant des temps largement inférieurs au 10% du temps gravitaire.

La longueur capillaire, λ_c , augmente aussi avec la diminution de la succion et de l'indice de vide structural. La décroissance de la succion est dans l'ordre sauf avec l'indice de vide 0.27 où la valeur de la longueur capillaire avec la pression $h_o = -5$ mm se trouve entre celles de la pression $h_o = -50$ et -100 mm.

Le temps géométrique, t_{geom} , est en général autour d'une heure à l'exception des mesures faites sur l'indice de vide structural 0.4 avec la pression $h_o = -5$ mm où le temps géométrique est de 10 à 100 fois plus élevé. On peut dire qu'il y a domination de l'écoulement monodimensionnel pendant les vingt premières secondes (Warrick, 1992). On peut aussi remarquer que le temps géométrique est le plus large sur les croûtes qui ont l'indice de vide le plus élevé. Il tend à décroître avec la pression h_o .

On remarque que le temps géométrique est largement inférieur au temps gravitaire surtout avec les pressions $h_o = -50$ et -100 mm sauf avec l'indice de vide structural 0.4 où on trouve le cas contraire. Avec la pression $h_o = -5$ mm, le temps géométrique et le temps gravitaire ont les mêmes valeurs sauf avec l'indice de vide 0.4. Ce qui signifie que le comportement monodirectionnel initial est complètement effacé par les effets de la géométrie multidirectionnelle au bout d'au moins une heure pour les essais d'infiltration effectués aux croûtes d'indice de vide 0.0. et 0.27. Par contre, ceci est retardé pour la croûte d'indice de vide structural 0.4, il y a domination de l'écoulement monodirectionnel au début de l'essai d'infiltration avec l'indice de vide 0.4. Ceci est expliqué par la présence de plus de vide structural dans $e_s = 0.4$.

Le rayon effectif des pores λ_m diminue avec la pression h_o et l'indice de vide structural e_s . Les valeurs du rayon effectif de pore pour différentes valeurs de pressions sont présentées à la figure 3-12. Deux tendances peuvent être dégagées:

- pour les indices de vide inférieur à 0.4, les valeurs varient peu en fonction de l'indice de vide et se classent en fonction de la pression h_0 : le rayon effectif de pore est en moyenne de $0.6 \cdot 10^{-4}$ m soit $60 \mu\text{m}$ pour la succion $h_0 = -5$ mm et de $0.10 \cdot 10^{-4}$ m ($10 \mu\text{m}$) pour la pression $h_0 = -50$ mm en négligeant la valeur pour l'indice de vide 0.27, de $0.02 \cdot 10^{-4}$ m ($2 \mu\text{m}$) pour l'indice de vide 0.02.

- pour l'indice de vide 0.4, les valeurs du rayon effectif des pores deviennent très équivalentes mais se classent aussi avec la pressions h_0 : pour $h_0 = -5$ mm, le rayon effectif de pore atteint $75 \cdot 10^{-4}$ m soit 7 mm . Cette dernière valeur est surévaluée par rapport aux dimensions réelles des pores du milieu. Par contre, toutes les autres valeurs sont d'un ordre de grandeur normal pour ce type de constitution (Fiès, 1992).

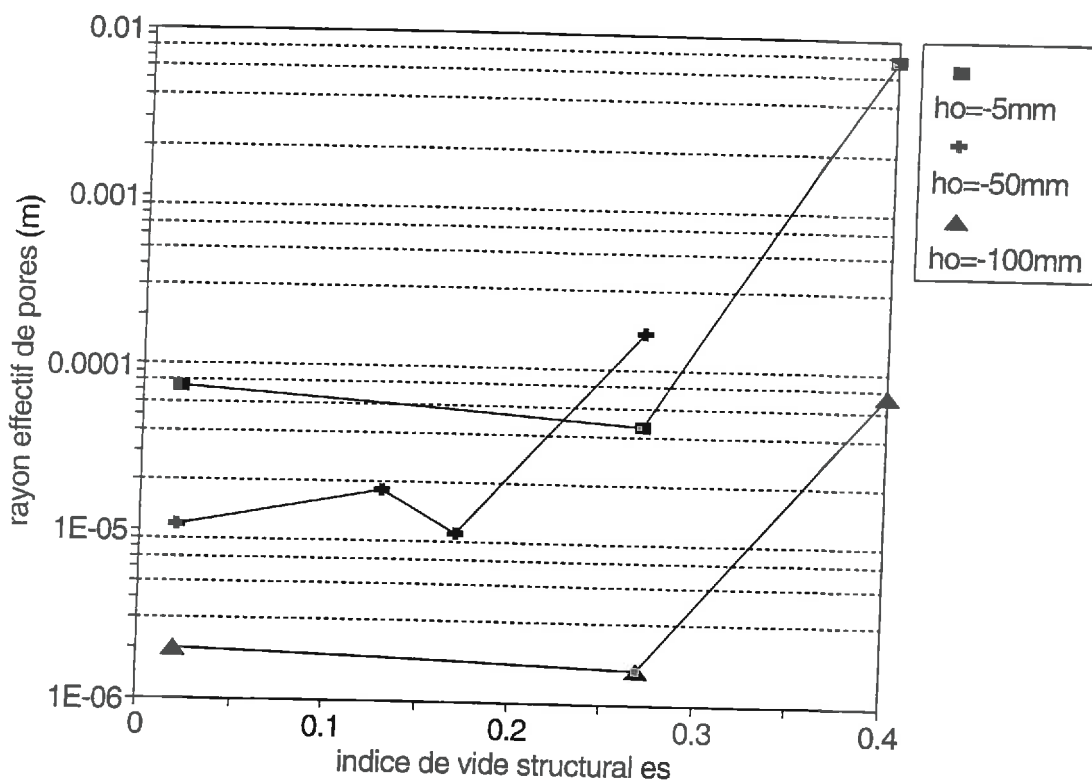


figure 3-12: Variation de rayon effectif de pore en fonction de l'indice de vide pour différentes valeurs de pression.

3-1-3-5- Sources de variabilité de la conductivité hydraulique K

Sans répétition de mesure, je ne peux pas insister trop sur les valeurs de la variabilité de la conductivité hydraulique K. Mais, il y a quand même des effets de la réalisation de mesure sur la variabilité de la conductivité hydraulique K d'une part et des effets de l'application de la théorie de Wooding d'autre part.

Erreurs expérimentales

Le séchage et l'usage de la même surface de la croûte épaisse peut entraîner une faible modification de l'état de surface de la croûte. Ce qui entraîne un mauvais contact hydraulique entre la membrane du disque et le sol.

Le mauvais contact hydraulique entraîne une sous-estimation du flux d'infiltration jusqu'à 50%. Et la sous-estimation du flux d'infiltration peut induire une sous-estimation jusqu'à 1000% de la conductivité hydraulique. En effet, avec $e_s=0.02$ et $h_o=-50\text{mm}$ où nous avons étudié la variabilité de flux d'infiltration avec un essai où il y avait mauvais contact hydraulique et un autre essai à bon contact hydraulique, les valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de Scotter *et al.* (1982) données par ces deux flux sont respectivement $3.29\text{e-}7$ m/s et $3.83\text{e-}6$ m/s. Ce qui présente une sous-estimation de 1000% de la conductivité hydraulique.

Il peut se produire aussi une incertitude sur le réglage de la pression h_o du TRIMS.

Application de la théorie de Wooding

L'application de la théorie de Wooding exige une certaine conditions expérimentales qui ont été suivi au maximum comme l'uniformité de l'humidité de la croûte épaisse et son homogénéité. Mais il est impossible d'estimer en avance le temps d'obtention du régime permanent au cours d'un essai d'infiltration. Quadri (1993) a montré qu'il faut au moins 30% du temps gravitaire pour considérer le régime permanent. Dans mes résultats, j'ai effectué les essais d'infiltration pour une durée au moins six heures, soit 21 600 secondes. Avec mes résultats de temps gravitaire, les essais d'infiltration avec la pression $h_o=-100$ mm et avec les valeurs d'indice de vide structural inférieures à 0.4, on n'est même pas à 10% du temps gravitaire donc on ne peut pas considérer le régime permanent. Dans ce cas, les valeurs de la conductivité trouvées sont sous-estimées. Plus la pression augmente (en valeur absolue) et l'indice de vide structural diminue, plus l'obtention du régime permanent augmente.

3-1-3-6- Conclusion

Malgré le tri sévère effectué au niveau des courbes d'infiltration et la longue durée des essais d'infiltration, des incohérences et des irrégularités persistent dans l'évolution des paramètres hydrodynamiques en fonction de la pression effective h_o ou de l'indice de vide structural e_s . Cependant une tendance générale peuvent être dégagée: la conductivité hydraulique K tend à diminuer avec la valeur de l'indice de

vide structural e_s . A une valeur d'indice de vide fixée, la conductivité hydraulique K décroît avec la valeur de la pression h_0 .

On remarque aussi qu'à une valeur de la pression h_0 donnée, la gamme générale de variation la conductivité hydraulique K en fonction de l'indice de vide structural e_s ne dépasse pas un facteur 10.

Il est à conclure que:

- il y a effet de l'indice de vide structural sur les valeurs de flux d'infiltration, qui nous conduit à étudier l'aspect de l'écoulement de l'eau dans le vide structural,

- il n'y a pas d'effet de diamètre de disque sur le flux d'infiltration pour la croûte d'indice de vide structural 0.4, donc l'effet capillaire pour des milieux présentant des pores grossiers est limité,

- le régime permanent n'est pas atteint pour la pression $h_0 = -100$ mm avec les valeurs d'indice de vide inférieures à 0.4,

- le temps de domination de l'écoulement monodirectionnel est très faible (20 secondes) pour les essais d'infiltration effectués sauf avec l'indice de vide 0.4 où ce temps est assez large à cause de la présence de pores grossiers et le régime permanent est facilement atteint.

Les données que j'ai considérées précédemment correspondent à celles obtenues en régime permanent.

Il est possible d'utiliser des mesures d'infiltration concernant le régime transitoire. Diverses méthodes sont utilisables: elles ont en commun la détermination de la sorptivité à partir des données initiales d'infiltration obtenues pendant des temps très courts. L'intérêt de cette démarche est qu'elle permet d'accéder aussi à des valeurs de la conductivité hydraulique K_0 en régime permanent.

3-1-4- Estimation des sorptivités

L'analyse du régime transitoire pour les autres méthodes de détermination de la conductivité hydraulique (White *et al.* (1992) et Vandervaere *et al.* 1994) permet l'estimation des valeurs de la sorptivité capillaire S au temps court. Trois méthodes de détermination de la sorptivité décrites au chapitre 1 (cf. §1-2-2) sont utilisées:

- la première [1] est basée sur l'équation de Philip (cf. équation 1.8) et exige l'infiltration monodirectionnelle au début de l'infiltration (Bristow et Savage, 1987),

- la deuxième [2] considère l'écoulement tridirectionnel (cf. équation 1.10) et utilise les flux cumulés (Smile et Knight, 1976),

- la troisième [3] considère aussi l'écoulement tridirectionnel mais au lieu de travailler sur des flux cumulés, on travaille sur la différenciation du flux cumulé I par

la différenciation de la racine carrée du temps (cf. équation 1.11) (Vandervaere *et al.*, 1994).

Le tableau 3-3 présente les valeurs de la sorptivité calculée où S_{ij} est la sorptivité calculée à partir de la i ème méthode pour le j ème disque ($i=1,2,3$ et $j=$ disque moyen de diamètre 80 mm ou disque petit de diamètre 48 mm).

succion h_0	es	Méthode [1]		Méthode [2]		Méthode [3]		Valeur moyenne	
		S11 m/s ^{1/2}	S12 m/s ^{1/2}	S21 m/s ^{1/2}	S22 m/s ^{1/2}	S31 m/s ^{1/2}	S32 m/s ^{1/2}	disque moyen m/s ^{1/2}	petit disque m/s ^{1/2}
$h_0=-5$ mm	0.4	563e-6	449e-6	470e-6	259e-6	577e-6	371e-6	537e-6±58e-6	360e-6±95e-6
	0.27	504e-6	464e-6	445e-6	407e-6	551e-6	524e-6	500e-6±53e-6	465e-6±58e-6
	0.02	314e-6	412e-6	279e-6	320e-6	288e-6	293e-6	294e-6±18e-6	342e-6±62e-6
$h_0=-50$ mm	0.4	310e-6	160e-6	45e-6	15e-6	267e-6	287e-6	207e-6±142e-6	154e-6±136e-6
	0.27	295e-6	329e-6	17e-6	48e-6	265e-6	172e-6	193e-6±152e-6	183e-6±141e-6
	0.02	248e-6	341e-6	37e-6	97e-6	270e-6	236e-6	185e-6±129e-6	225e-6±141e-6
$h_0=-100$ mm	0.4	274e-6	217e-6	145e-6	139e-6	176e-6	150e-6	199e-6±67e-6	169e-6±42e-6
	0.27	171e-6	315e-6	47e-6	70e-6	77e-6	150e-6	98e-6±64e-6	178e-6±125e-6
	0.02	73e-6	137e-6	36e-6	146e-6	23e-6	255e-6	44e-6±25e-6	179e-6±65e-6

les écarts types sont données avec les valeurs moyennes, en italiques.

tableau 3-4: Valeurs des sorptivités calculées par les trois méthodes.

D'une façon générale, la sorptivité capillaire diminue avec la valeur de la succion h_0 . Pour les deux disques, comparés à la même succion h_0 , les valeurs de la sorptivité sont presque équivalentes sauf dans les cas de la pression $h_0=-50$ mm où la méthode [2] fournit des valeurs plus faibles.

La première et la troisième méthode sont presque équivalentes, pour $h_0=-50$ mm il y a un très grand écart entre les valeurs de la sorptivité calculée par la deuxième méthode et celles des deux autres méthodes.

La deuxième méthode a une forte influence sur les valeurs de la sorptivité pour la pression $h_0=-50$ mm. Dans ce cas ou bien, l'écoulement monodimensionnel est rapidement atteint et la première méthode n'est pas valable, ou bien la troisième méthode est plus fiable que la deuxième en ce qui concerne la détermination de la sorptivité capillaire en écoulement tridirectionnel.

L'estimation de la sorptivité présente une certaine erreur due aux lectures visuelles de niveau de l'eau au début de l'infiltration. En effet, l'écoulement est rapide au début de l'infiltration et les premiers points présentent une plus grande incertitude que ceux obtenus plus tard. La mesure est aussi perturbée par la montée rapide des

bulles d'air. La sorptivité capillaire quantifie la capacité du sol à absorber de l'eau, donc on devrait avoir la même valeur pour le disque moyen et le petit disque avec un indice de vide donné et une pression h_0 fixée. Il y a un faible écart entre les valeurs de la sorptivité donnée par le disque moyen et le petit disque. Ce faible écart trouvé est peut-être dû à la perturbation du début d'infiltration.

3-1-5- Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique K calculée par la méthode de Scotter *et al.* (1982) avec la méthode de White *et al.* (1992)

Pour vérifier l'ordre de grandeur des valeurs de la conductivité hydraulique K calculées par la méthode de Scotter *et al.* (1982), d'autres valeurs de K ont été calculées par la méthode de White *et al.* (1992). On appellera K_{SC} la première et K_W la seconde. Rappelons que l'avantage de cette dernière méthode est de se servir des données d'un seul essai d'infiltration en analysant le régime transitoire pour déterminer la sorptivité capillaire S et le régime permanent pour déterminer le flux d'infiltration en régime permanent (q_0).

Les valeurs de la conductivité hydraulique K_W sont calculées à partir des valeurs de sorptivité calculées pour chaque rayon, avec les trois méthodes présentées au premier chapitre (cf. §1-2-2). Les valeurs de K_W sont données à l'annexe A3-1.

La figure 3-13 permet de comparer les valeurs de K_{SC} et celles de K_W en considérant l'écoulement monodirectionnel avec la méthode de Bristow et Savage (1987) pour l'estimation de la sorptivité capillaire S . On remarque que des valeurs négatives de K sont observées avec le disque de petit diamètre r_2 , donc il y a une incohérence de la sorptivité capillaire avec celle du régime permanent pour l'infiltrométrie de petite taille.

La figure 3-14 permet de comparer cette fois-ci les valeurs de K_{SC} et K_W calculées en considérant l'écoulement tridirectionnel avec la méthode de Smile et Knight (1976) pour l'estimation de la sorptivité capillaire S . Pour les pressions $h_0 = -50$ et -100 mm, les valeurs de K_W sont surestimées par rapport à celles K_{SC} , par contre avec la pression $h_0 = -5$ mm on trouve l'inverse. Mais les valeurs de K_W ont à peu près les mêmes tendances que celles de K_{SC} .

La figure 3-15 permet enfin de comparer les valeurs de K_{SC} et celles de K_W calculées encore en considérant l'écoulement tridirectionnel mais avec la méthode de Vandervaere *et al.* (1994) pour l'estimation de la sorptivité capillaire S . Les valeurs de la conductivité hydraulique K_W calculées par la méthode de White *et al.* sont sous-estimées et ont même tendance à être négative sous pression $h_0 = -5$ mm.

Avec les résultats des figures 3-13 et 3-15, il est difficile de donner une tendance générale des valeurs de K_W par rapport à celles de K_{SC} .

Les trois méthodes ont parfois donné des valeurs négatives de KW, mais cela n'est arrivé qu'une fois avec la deuxième méthode de calcul de la sorptivité capillaire S. Les tendances générales de variation de K avec l'indice de vide pour les différentes valeurs de la pression h_0 restent voisines de celles observées pour KSC.

3-1-5-1- Source de variabilité de la conductivité KW calculées par la méthode de White

A part les sources de variabilités trouvées lors de la détermination de la conductivité par la méthode de Scotter, l'effet de la variabilité de la sorptivité capillaire sur KW est aussi considérable.

Variabilité de la sorptivité S

Pour la détermination de la sorptivité capillaire S, il y a un problème de qualité de la linéarité lors de la régression linéaire des données au début de l'infiltration, surtout avec le choix de la prise en compte ou pas du point initial de mesure. Avec la première méthode de détermination de la sorptivité, où on considère l'écoulement monodirectionnel, il ne faut pas dépasser aux premières secondes d'infiltration que l'on ne peut pas prévoir et veiller à ce que le coefficient de corrélation ne soit pas faible (on essaie de dépasser 60%).

Méthodes	S1 (m/s ^{1/2})	coef. corrél.	S2 m/s ^{1/2}	coef. corrél.	KW1 m/s	KW2 m/s
[1]-1	159e-6±25e-6	91%	190e-6±33e-6	94%	2.05e-6	1.95e-6
[1]-2	249e-6±7e-6	99.7%	341e-6±10e-6	99.5%	4.83e-7	-3.8e-6
[2]-1	14e-6±9e-6	97%	78e-6±10e-6	97%	3.12e-6	4.13e-6
[2]-2	37e-6±3e-6	99%	97e-6±5e-6	98.9%	3.07e-6	3.9e-6
[3]-1	250e-6±54e-6	67%	201e-6±48e-6	85%	4.55e-7	1.65e-6
[3]-2	270e-6±40e-6	77%	236e-6±35e-6	88%	2.11e-9	5.42e-7

avec [1] la méthode de détermination de S par Bristow et Savage, [2] la méthode de détermination de S par Smile et Knight, [3] la méthode de détermination de S par Vandervaere, S1 est la sorptivité calculée pour le disque moyen, S2 est la sorptivité calculée pour le disque petit, coef. corél. est le coefficient de corrélation lors de la régression linéaire, KW1 est la conductivité calculée par la méthode de White avec le disque moyen, KW2 est la conductivité hydraulique calculée par la méthode de White avec le disque petit.

tableau 3-5: Variation de sorptivités pour $e_s = 0.02$ avec $h_0 = -50$ mm.

Prenons le cas d'un essai d'infiltration avec $e_s = 0.02$ et $h_0 = -50$ mm. Les valeurs de la sorptivité capillaire S sont calculées par les trois méthodes, soient [1], [2], [3],

(1 en considérant le point initial d'infiltration; 2 ne prenant pas en compte le point initial de mesure, tableau 3-5). Les valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de White, KW, correspondantes sont aussi présentées par le tableau 3-5.

On remarque que la non prise en compte du premier point d'infiltration entraîne une surestimation de la valeur de la sorptivité variant de 8 à 170%. Cette surestimation est forte pour la première et la deuxième méthode (disque moyen) de détermination de la sorptivité capillaire. Les coefficients de corrélation entre la prise ou non prise en compte du premier point d'infiltration varient d'environ 10%. Les valeurs des coefficients de corrélation r^2 obtenus en considérant le premier point d'infiltration sont les moins fortes. Ceci est dû aux incertitudes sur l'exactitude du temps de commencement de l'infiltration. En général, les coefficients de corrélation sont supérieures à 90% sauf avec la troisième méthode où on descend même jusqu'à 67% avec une énorme quantité de degré de liberté (35), sinon le coefficient de corrélation est faible. Plus le nombre de degré de liberté augmente, plus le coefficient de corrélation augmente progressivement. Comme on considère l'écoulement tridirectionnel pour la troisième méthode, on n'est pas limité par la durée du début d'infiltration, et le nombre de degré de liberté n'a pas d'influence (non limité).

Variabilité de la conductivité KW

D'après le tableau 3-5, il y a une faible variation de conductivité KW calculée entre les deux diamètres de disque. La non prise en compte du point initial d'infiltration diminue la valeur de la conductivité d'un facteur 3 pour la première méthode de détermination de la sorptivité et d'un facteur 100 pour la troisième méthode de détermination de la sorptivité. Par contre, on voit une faible variation de la conductivité KW, voire même constante, avec la deuxième méthode de détermination de sorptivité par rapport au diamètre de disque et par rapport à la prise ou non prise en compte du point initial.

On peut en conclure que la deuxième méthode a fourni la meilleure estimation de la conductivité hydraulique calculée par la méthode de White. Ceci est confirmé par les tendances générales des valeurs de KW vers les valeurs de KSC trouvées dans la figure 3-14.

Les différences trouvées entre les valeurs de KSC et de KW proviennent des conditions de mesure. Les conductivités hydrauliques calculées par la méthode de White *et al.* (1992) sont sous ou sur estimées car non seulement la détermination de la teneur volumique en eau a été effectuée de façon indirecte mais aussi l'estimation de la sorptivité présente une certaine erreur due aux lectures visuelles de niveau de l'eau au début de l'infiltration et à la linéarité de la droite de régression. D'où la valeur négative de certaines valeurs de la conductivité hydraulique K.

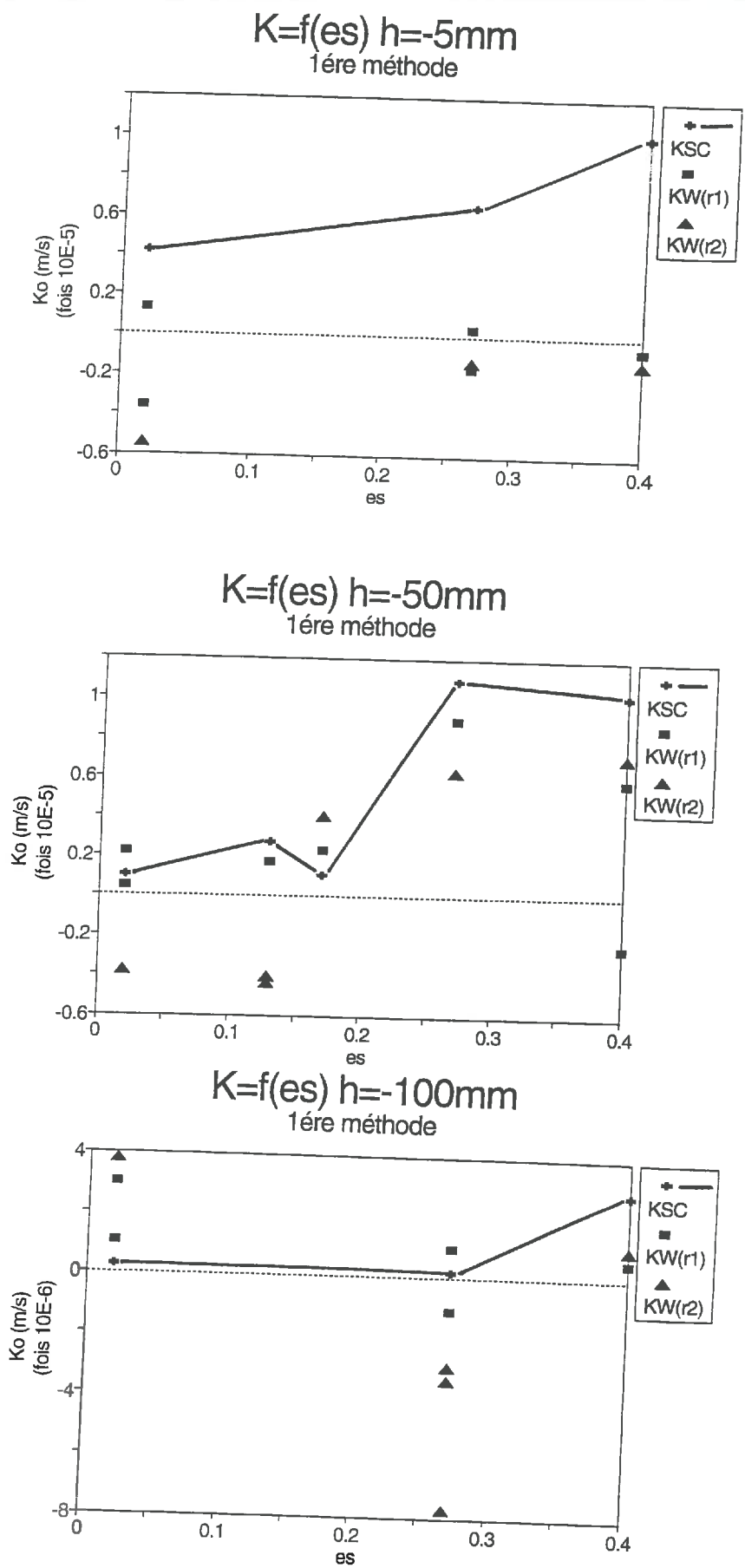


figure 3-13: Comparaison des valeurs de la conductivité $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r1 et petit r2) avec détermination de S par la méthode de Bristow et Savage.

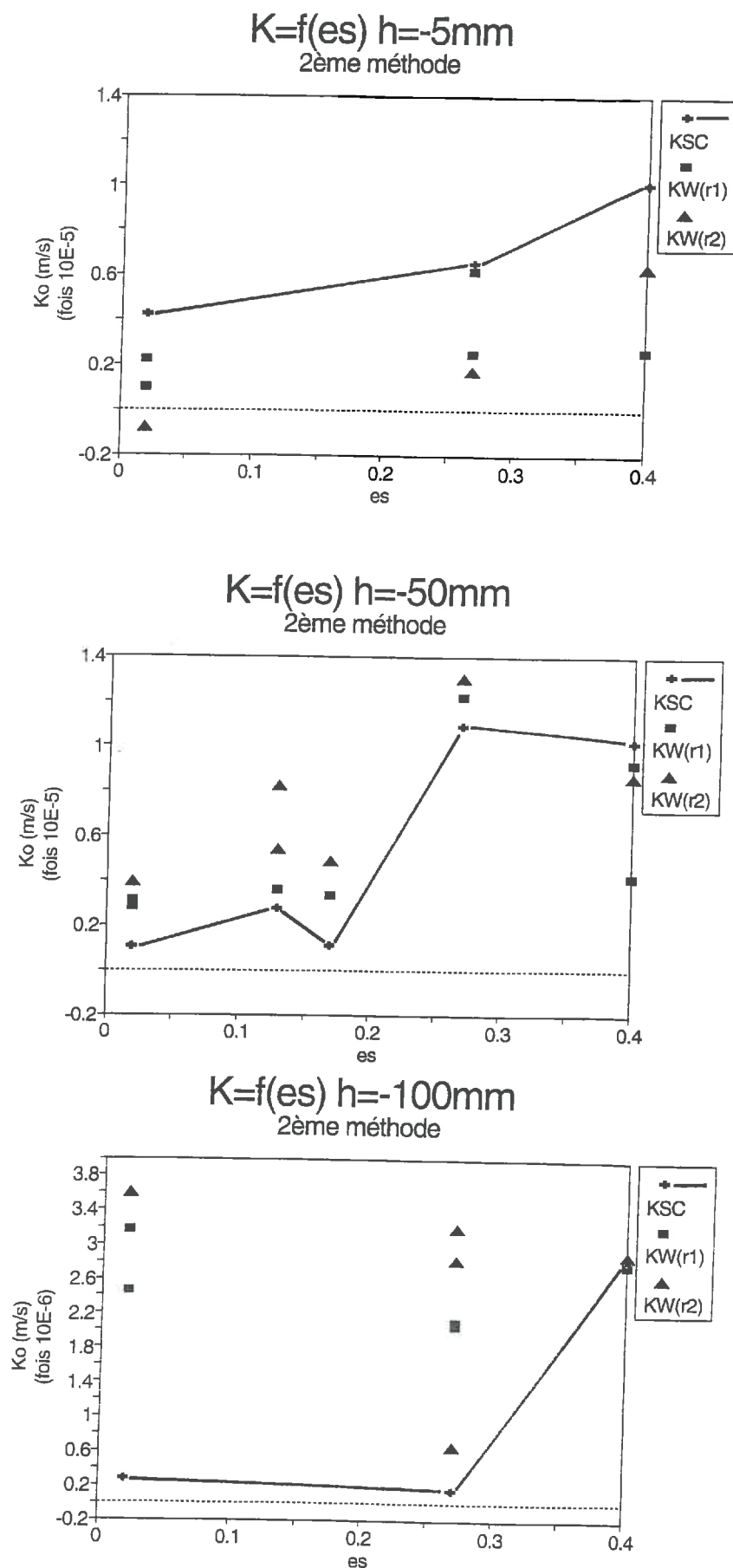


figure 3-14: Comparaison des valeurs de la conductivité $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r1 et petit r2) avec détermination de S par la méthode de Smile et Knight.

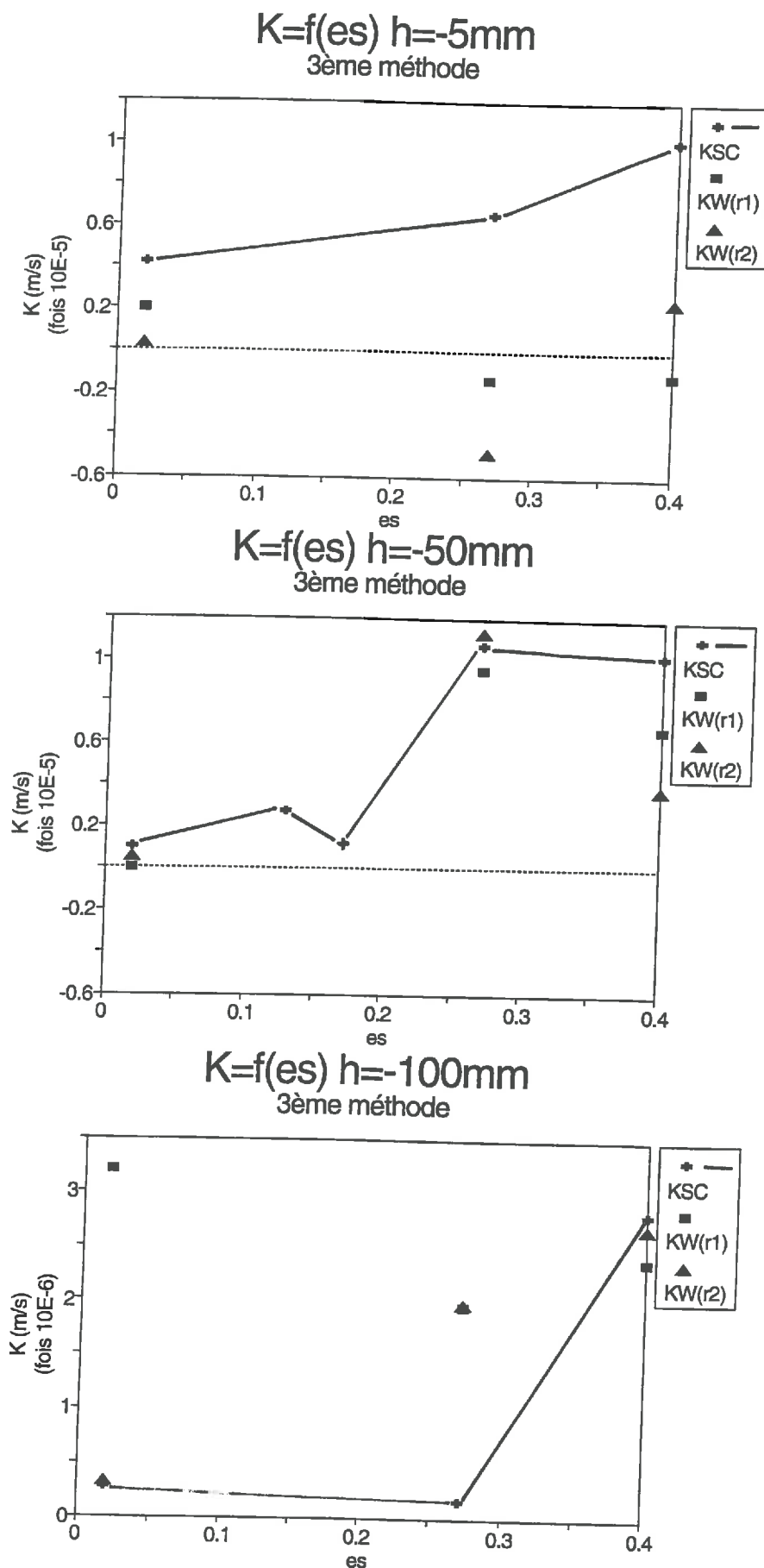


figure 3-15: Comparaison des valeurs de la conductivité $K(h)$ calculées d'une part suivant la méthode de Scotter (SC méthode) d'autre part avec la méthode de White (W méthode pour le disque moyen r1 et petit r2) avec détermination de S par la méthode de Vandervaere.

3-1-6- Détermination de la conductivité à saturation K_s

3-1-6-1- Méthode de Vandervaere *et al.* (1994)

La méthode de Vandervaere *et al.*, 1994 détermine la conductivité à saturation K_s en analysant uniquement le régime transitoire à partir d'un seul essai d'infiltration.

Les résultats avec le petit disque sont très variables. Ceci est dû à la difficulté d'estimer la sorptivité avec le petit disque.

Avec le disque moyen, il n'y a pas d'écart entre K_s à indice de vide 0.4 et 0.27, puis, K_s diminue fortement de 0.27 à 0.02. Ce cas est le contraire de ce qui se passe avec les valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de Scotter *et al.* (1982) pour la pression $h_0 = -5$ mm. La conductivité en régime permanent K_0 sous pression $h_0 = -5$ mm est plus grande de la conductivité à saturation K_s calculée par la méthode de Vandervaere avec l'indice de vide 0.02, et avec les indice de vide 0.27 et 0.4, la valeur de K_s est largement élevée.

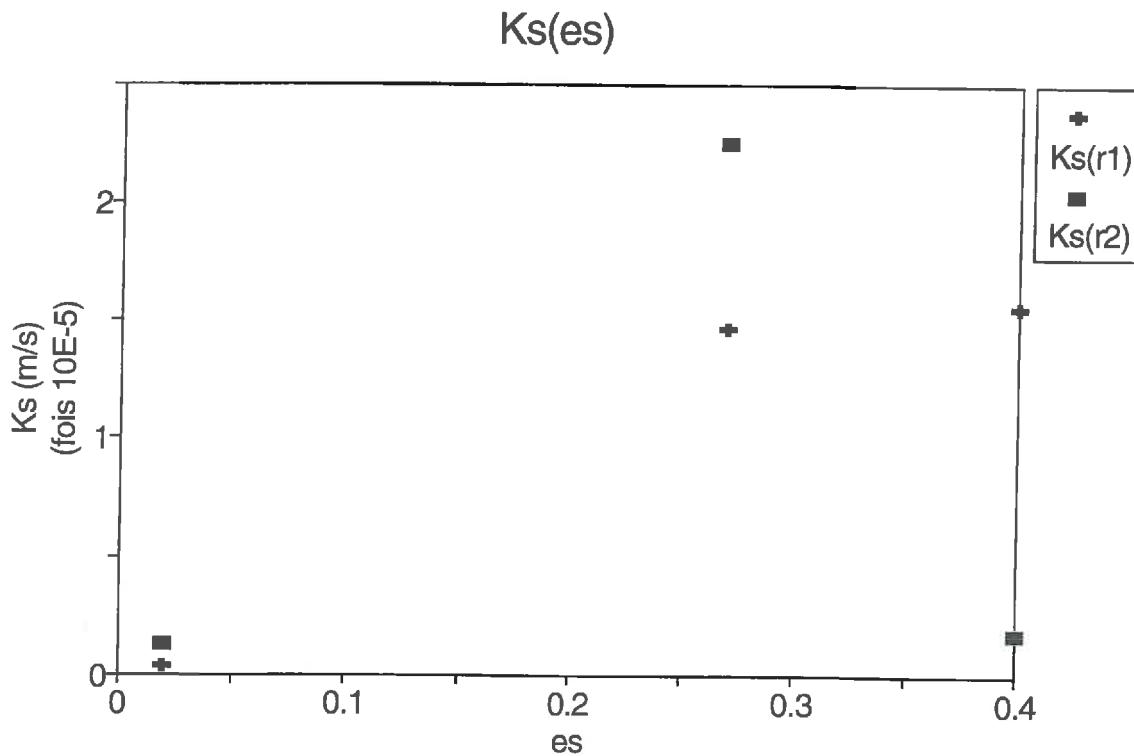


figure 3-16: Estimation de la conductivité en saturé K_s par la méthode de Vandervaere *et al.* 1994.

3-1-6-2- Résultats avec l'infiltromètre goutte à goutte

Rappelons que le débit surfacique est donné par:

$$q = \frac{Q}{\pi r^2} = K_s \left(1 + \frac{4}{\pi} \frac{1}{r} \frac{1}{\alpha}\right)$$

L'origine de la régression linéaire de la droite $q(1/r)$ donne les valeurs de la conductivité à saturation données par le tableau 3-6 suivant:

es	Ks (m/s)	Coefficient de corrélation	Remarque
0.02	-2.6e-6	98.30%	
0.13	4.46e-6	99.16%	
0.17	-2.2e-6 (1.9e-6)	99.77% (99.34%)	agrandissement de surface
0.27	3.46e-6	76.12%	
0.4	-5.1e-6	99.19%	

la valeur entre parenthèse présente un deuxième essai de mesure

tableau 3-6: Valeurs de conductivité en saturé Ks données par l'infiltromètre goutte à goutte.

Sur cinq valeurs de conductivité à saturation Ks, trois sont négatives (tableau 3-6), alors que le classement des résultats suivant les indices de vide est cohérent (cf. figure 3-17). C'est-à-dire que, pour un même débit, la surface de la tache saturée est plus petite pour l'indice de vide 0.4 par rapport à la surface obtenue pour l'indice de vide 0.02. Deux cas peuvent se présenter:

- ou bien il y a une erreur expérimentale,

- ou bien la théorie de Wooding n'est pas adaptée à l'infiltrométrie goutte à goutte. Car avec le goutte à goutte, la surface d'apport d'eau évolue au cours du temps mais non pas fixe comme le cas du TRIMS.

On peut considérer qu'il y a une erreur expérimentale. En effet, l'observation à l'oeil nu de la surface de la tache saturée occupée par de l'eau libre peut induire une sur ou sous estimation de la géométrie de la surface. L'estimation de la surface passe aussi par une pesée de la surface dessinée sur un papier et l'erreur est grande si sa taille est petite. L'agrandissement de la surface permet d'éviter ce problème (passage d'un résultat négatif à un résultat positif avec l'indice de vide 0.17).

Le régime permanent a été considéré comme atteint au bout de 10 minutes, il se peut que ceci soit insuffisant pour atteindre le régime permanent et donc l'application de la solution de Wooding n'est pas encore valable. Alors que Shani, 1987, a confirmé

que le régime permanent est obtenu après une courte durée, j'ai bien vérifié que la tache saturée soit stable avant d'en relever la surface.

Supposons que les erreurs de mesure sont négligeables. En effet, les mesures sont faites par deux personnes différentes à des moments différents et il y a cohérence des résultats suivant l'indice de vide structural des croûtes. Alors la solution de Wooding (1968) n'est pas adaptée aux mesures avec l'infiltrométrie goutte à goutte.

La présentation des débits Q obtenus par rapport à la surface (cf. figure 3-17) montre qu'il y a une linéarité entre le débit et la surface S . Donc, le débit peut s'écrire:

$$Q=aS+b$$

avec a et b sont des constantes et $S=\pi r^2$ la surface de la tache saturée.

L'application de la solution de Wooding nous permet de dire qu'il devrait y avoir une linéarité entre le débit surfacique q et l'inverse du rayon ($1/r$). La conductivité hydraulique à saturation est alors la donnée à l'origine de cette droite. Les courbes de la figure 3-18 sur les valeurs de q en fonction de l'inverse des rayons ont une tendance plutôt parabolique que linéaire. D'où les valeurs négatives des conductivités en saturation K_s en réalisant la régression linéaire.

La figure 3-19 montre une meilleure linéarité entre le débit surfacique (q) et l'inverse du carré du rayon ($1/r^2$). Mais dans ce cas, le coefficient de $1/r^2$ dépend du rayon r , par contre l'origine reste toujours la conductivité à saturation. Le débit surfacique s'écrit:

$$q = \frac{Q}{S} = a + \frac{b}{r^2}$$

avec $b=b(r)$ et $a=K_s$.

La question se pose si on peut déterminer la conductivité à saturation à partir de la linéarité de la droite $q(1/r^2)$.

Les résultats présentés au tableau 3-7 montrent que la solution en $1/r^2$ permet d'obtenir des valeurs positives pour K_s . Ces valeurs sont le plus souvent inférieures à celles obtenues par la solution de Vandervaere, la moyenne de K_s , tous résultats confondus étant $5e-6$ m/s pour la solution en $1/r^2$ et de $9e-6$ m/s pour la solution de Vandervaere. Il faut noter aussi qu'un effet de l'indice de vide structural n'apparaît pas dans la solution en $1/r^2$.

Méthodes	es	Ks (m/s)	Coefficient de corrélation	
Wooding (1/r)	0.4	-5.1e-6	99.19%	
	0.27	3.46 e-6	76.12%	
	0.17	-2.2 e-6 (1.9e-6)*	99.77% (99.34%)	
	0.13	4.46 e-6	99.16%	
	0.02	-2.6 e-6	98.30%	
Wooding (1/r2)	0.4	1.97 e-6	99.95%	
	0.27	5.23 e-6	84.15%	
	0.17	7.76 e-6 (1.01e-5)*	98.73% (98.71%)	
	0.13	1.21 e-6	96.88%	
	0.02	6.27 e-6	99.63%	
Vandervaere	0.4	15.56 e-6 (1)	1.73 e-6 (2)	-
	0.27	14.65 e-6 (1)	22.39 e-6 (2)	-
	0.02	0.285 e-6 (1)	1.21 e-6 (2)	-

(1) disque moyen

(2) petit disque

* mesure faite par un deuxième expérimentateur

tableau 3-7: Comparaison de valeurs de la conductivité à saturation Ks.

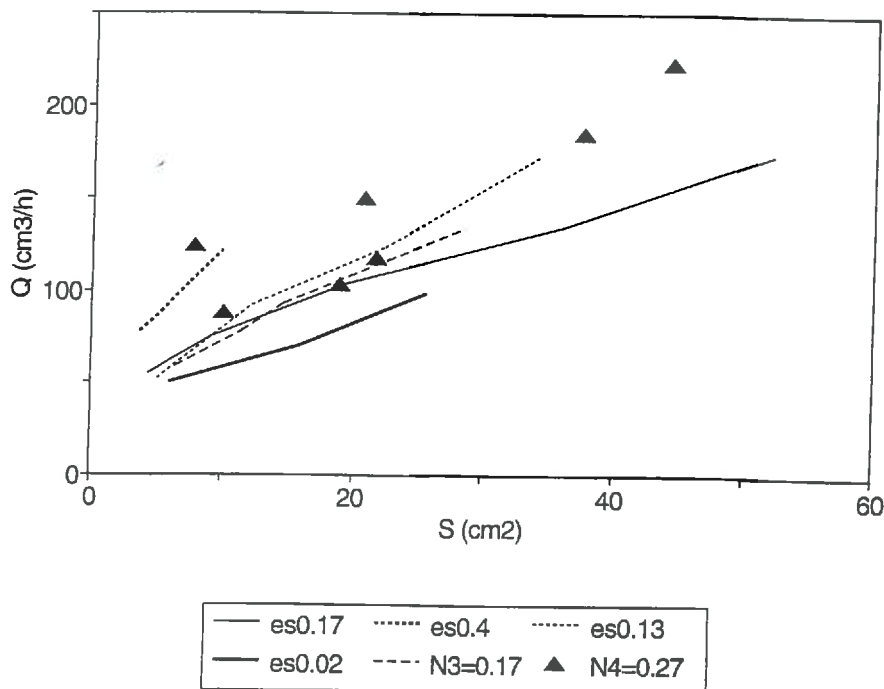


figure 3-17: Infiltrabilité goutte à goutte: variation du débit par rapport à la surface de la tache saturée.

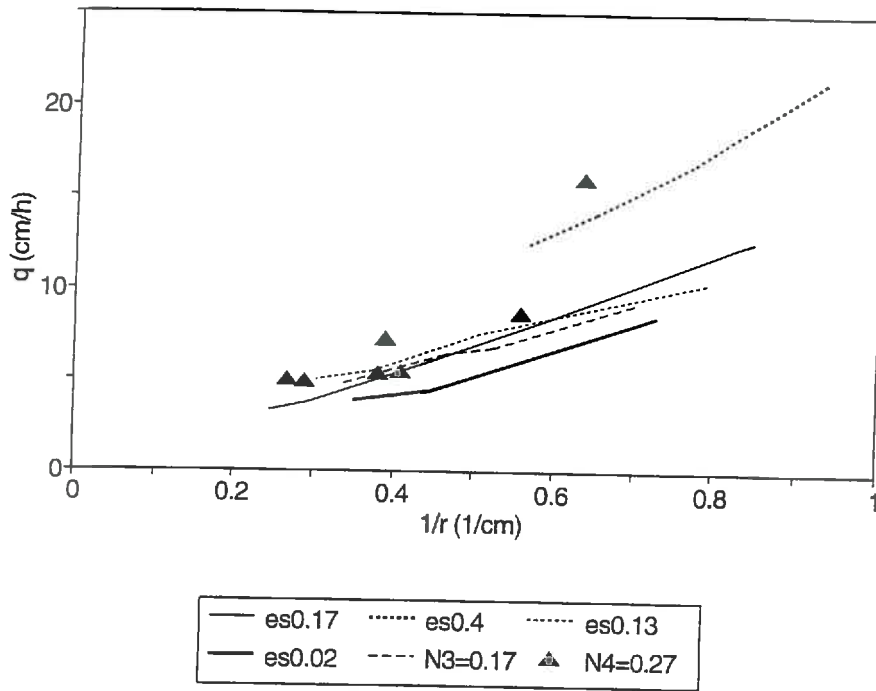


figure 3-18: Variation du débit surfacique suivant l'inverse du rayon de la tache saturée.

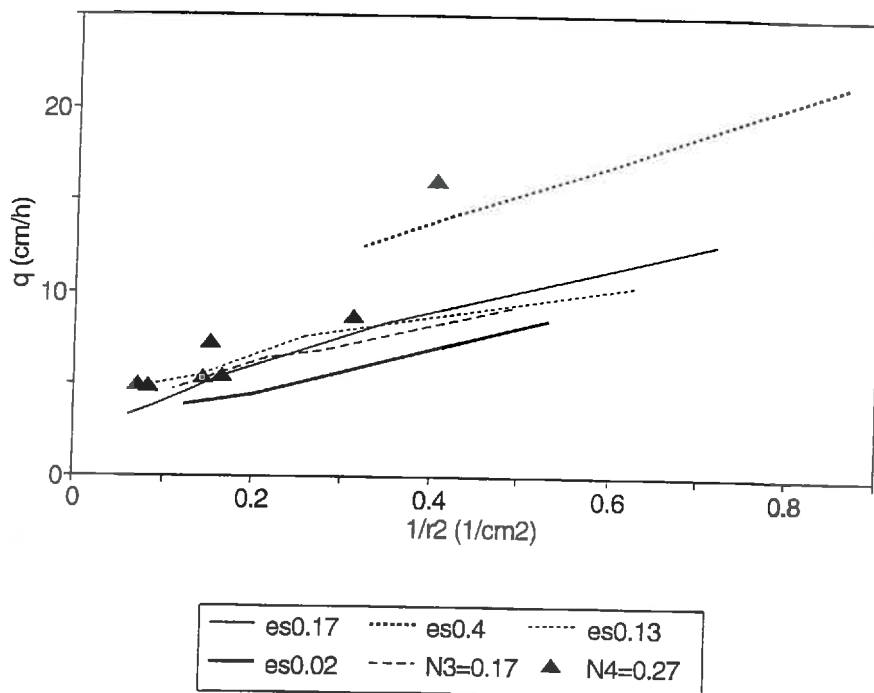


figure 3-19: Variation du débit surfacique suivant l'inverse du carré du rayon de la tache saturée.

3-1-7- Situation des résultats sur TRIMS par rapport aux résultats des autres auteurs

Il n'y a pas de donnée concernant les croûtes sur sol travaillé. Les seules données concernant des croûtes sont fournies par Vanderwaere *et al.* (1994) mais il s'agit de croûtes de dépôt ou d'érosion formées sur sol non travaillé.

Cependant, la comparaison peut être conduite en considérant les ordres de grandeur des paramètres élaborés et les tendances générales d'évolution en fonction de la constitution du sol, des traitements subis, des valeurs de masse volumique et des pressions effectives imposées lors des mesures. Les valeurs relevées sont présentées dans le tableau 3-8 auquel nous ferons toujours référence dans ce paragraphe.

taille en μm			caractéristiques du sol				caractéristiques hydrodynamiques			
<2	2-20	20-2000	masse volumique	texture	nom	type de travail	pression effective h_0	K_0	S_0	λ_m
(g/100g)			(g/cm ³)				(mm)	(m/s)	(m/s ^{1/2})	(m)
12	21	67	-	limon	-	SD LR	<i>Smettem et Ross 1992</i>			
							-30	1.9e-6	370e-6	0.6e-4
							-30	1.7e-6	330e-6	0.7e-4
-	-	-	1.223	-	podzol	-	<i>White et al 1992</i>			
			1.408				-40	(1.3±0.3)e-4	(114±750)e-6	1.8e-4
							-40	(0.8±0.3)e-6	(87±20)e-6	1.3e-4
20	23	58	-	limono argileux	sol de Montpellier	-	<i>Thony et al 1991</i>			
70	-	-	-	argile lourde	sol de Seville	-	-100	5.4e-6	250e-6	2.1e-4
							-100	0.12e-6	110e-6	0.09e-4
34	7	59	-	argile sableuse	sol ferrallitique	SD SD SD LR LR LR	<i>Vauclin et Chopart 1992</i>			
							-20	1.9e-6	208e-6	1.1e-4
							-50	1.5e-6	245e-6	0.9e-4
							-100	0.3e-6	122e-6	0.6e-4
							-20	3.5e-6	625e-6	0.28e-4
							-50	1.7e-6	413e-6	0.26e-4
							-100	0.3e-6	210e-6	0.19e-4

SD= semis direct : le sol est peu travaillé et seulement localement sur une faible épaisseur.

LR= sol travaillé : le sol est travaillé sur toute la surface et sur une épaisseur importante.

Tableau 3-8: Caractéristiques hydrodynamiques obtenues pour différentes conditions de sol et de pression effective, fournies par différents auteurs.

Sol de même constitution

Smetten et Ross (1992) ont réalisé des mesures pour $h_0 = -30$ mm sur un sol de constitution voisine du sol limoneux de Marçon. La teneur en argile est la même et les teneurs en limons fins (2-20 μm) et en particules comprises entre 20 μm et 2 mm sont voisines. On a noté que la valeur de la variation de teneur volumique en eau $\Delta\theta$ est de l'ordre de 0.33 m³/m³, donc inférieure à celle observée sur le sol limoneux de Marçon

qui est en moyenne de $0.45 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour $h_o = -50 \text{ mm}$. Cela peut être dû au fait que les humidités ont été définies à partir de prélèvements faits sur place et non dans des conditions d'équilibre de potentiel comme dans mon cas.

Ma comparaison porte sur les valeurs que j'ai obtenues à $h_o = -50 \text{ mm}$. Les conductivités hydrauliques en régime permanent K_o de $1.7e-6$ à $1.9e-6 \text{ m/s}$ sont proches de la valeur moyenne de $1.6e-6 \text{ m/s}$ mesurées avec les indices de vide structuraux en dessous de 0.17 . Le rayon effectif de pore, qui varie de $0.6e-4$ à $0.7e-4 \text{ m}$, se situe entre les valeurs que j'ai obtenues pour l'indice de vide 0.27 ($\lambda_m = 1.7e-4 \text{ m}$) et avec les valeurs d'indice de vide en dessous de 0.17 ($\lambda_m = 0.13e-4 \text{ m}$ en moyenne). Les valeurs de la sorptivité S_o sont plus élevées d'un facteur 1.4 mais restent du même ordre de grandeur que celles obtenues pour les indices de vide en dessous de 0.27 , soit $250e-6 \text{ m/s}^{1/2}$ en moyenne. Il y a donc un accord satisfaisant entre les données.

Situation vis à vis de sols de constitutions différentes

Les exemples sont d'abord pris dans Thony *et al.* (1991), pour $h_o = -100 \text{ mm}$, avec un sol contenant encore des particules de limon mais contenant plus d'argile que le sol de Marçon, et un sol très argileux. Ces données montrent que l'accroissement de la teneur en argile s'accompagne d'une réduction par un facteur 45 pour la conductivité hydraulique K_o , un facteur 23 pour le rayon effectif de pore λ_m et un facteur 2 pour la sorptivité capillaire S_o .

Les valeurs que j'ai obtenues pour $h_o = -100 \text{ mm}$ sont plutôt proches de celles du sol limono-argileux. Par rapport à ce sol, pour les indices de vide en dessous de 0.4 , la conductivité K_o est en moyenne deux fois plus faible, la sorptivité S_o moyenne est très proche ($S_o \text{ moyen} = 217e-6 \text{ m/s}^{1/2}$), et le rayon effectif de pore λ_m moyen est 10 fois plus petit. Mais la valeur du rayon effectif de pore λ_m décroît fortement avec celle de l'indice de vide structural et pour l'indice de vide 0.4 , elle est seulement trois fois plus petite que celle du sol limono-argileux.

D'autre part, les données issues de Vauclin et Chopart (1992) pour $h_o = -100 \text{ mm}$, montrent que les caractéristiques définies sur le sol argilo sableux sont assez proches de celles obtenues sur le sol d'argile lourde par Thony *et al.* (1991).

Effet de la variation de masse volumique

White *et al.* (1992) ont utilisé un sol podzolique dans deux états physiques, l'un plutôt compact et caractérisé par une masse volumique de 1.408 g/cm^3 et l'autre plus poreux (1.223 g/cm^3). Les mesures sont réalisées à $h_o = -40 \text{ mm}$ et peuvent être

comparées à celles que j'ai obtenues à $h_o = -50$ mm pour les indices de vide inférieurs à 0.4.

L'accroissement de la masse volumique s'accompagne pour les différents paramètres d'une réduction des valeurs par un facteur de 1.8 pour la conductivité K_o , et d'un facteur voisin de 1.3 pour la sorptivité capillaire S_o et le rayon effectif de pore λ_m . J'observe que le passage de l'indice de vide 0.4 à 0.27 n'entraîne pas de variation de la conductivité K_o , mais que le passage de $e_s = 0.27$ à $e_s = 0.02$ s'accompagne d'une réduction de la conductivité K_o par un facteur voisin de 10. Pour la sorptivité S_o , j'observe que le sens des variations est irrégulier mais que d'un indice de vide structural à l'autre, l'accroissement ou la réduction de S_o reste de l'ordre d'un facteur 1.4. Pour le rayon effectif de pore λ_m , j'observe qu'il y a une réduction de l'ordre d'un facteur 15 entre les indices de vide 0.27 et 0.02.

Le sens de variation des paramètres reste comparable donc pour la conductivité K_o et le rayon effectif de pore λ_m mais il est plus important sur le sol que j'ai étudié. Par contre je n'observe pas de tendance nette de variation pour S_o . Pour ce dernier cas il faut remarquer que les valeurs de la sorptivité obtenues par White *et al.* (1992) présentent une grande variabilité, l'écart type sur S_o étant largement supérieur à S_o pour l'état le plus poreux du sol.

Situation vis à vis de la valeur de la pression effective

Les données fournies par Vauclin et Chopart (1992) permettent de suivre l'évolution des paramètres entre $h_o = -20$ et -100 mm. Dans les deux types de traitements, la conductivité K_o diminue avec la succion h_o , d'un facteur 9 en moyenne entre $h_o = -20$ et -100 mm. La sorptivité S_o est sensible au traitement et il est toujours plus élevé pour le sol travaillé, qui présente vraisemblablement une porosité plus grossière que le semis direct. Mais il y a aussi une réduction de la sorptivité S_o avec la succion h_o , d'un facteur 1.7 pour le semis direct et d'un facteur 3 pour le sol travaillé.

Le même type de remarque peut être fait pour le rayon effectif de pore λ_m . Sa valeur diminue avec celle de la succion h_o d'un facteur moyen de 1.6 entre $h_o = -20$ et -100 mm. Cependant, il n'apparaît pas de grande différence du rayon effectif des pores en fonction du traitement, et même, les valeurs obtenues sur le matériau qui devrait être compact (SD) sont supérieures à celles observées pour LR d'un facteur 3 pour $h_o = -20$ et -50 mm.

Cependant, l'ensemble de ces tendances correspondent bien à celles que j'ai déjà mises en évidence sur le sol limoneux de Marçon.

Situation vis à vis du temps gravitaire

Vauclin et Chopart (1992) donnent les valeurs du temps gravitaire, t_{grav} , calculées pour les essais TRIMS ($h_0 < 0$) et pour les essais Müntz ($h_0 > 0$) (tableau 3-9). Les traitements subis par le sol (sol ferrallitique, argilo-sableux) correspondent à un état fragmentaire et poreux pour LR (travail du sol récent), un état compact avec LR (semis direct) et intermédiaire avec LA (travail du sol ancien). Ces résultats indiquent, pour $h_0 < 0$, que le temps gravitaire augmente quand la succion h_0 diminue: il est en moyenne de 5 heures à $h_0 = -20$ mm, de 16 heures à $h_0 = -50$ mm et de 130 heures à $h_0 = -100$ mm. En fonction du traitement, on remarque que la valeur du temps gravitaire augmente quand on passe de LR à LA puis diminue pour SD, les valeurs les plus faibles du temps gravitaire étant obtenues sur le sol le plus compact (SD). Pour $h_0 > 0$, les valeurs du temps gravitaire sont très petites, voisines de 60 secondes pour le traitement SD et de 30 secondes pour le traitement LA.

Les valeurs que j'ai obtenues sont souvent du même ordre de grandeur et varient dans le même sens. Pour des suctions h_0 inférieures à -50 mm, la valeur moyenne du temps gravitaire est de 8 h à $h_0 = -50$ mm et de 460 h à $h_0 = -100$ mm. Mais il est difficile de dégager une tendance en fonction de l'indice de vide structural e_s à $h_0 = -50$ mm. Par contre, pour $h_0 = -100$ mm, le temps gravitaire diminue aussi avec la diminution de l'indice de vide. Cependant, le temps gravitaire est aussi très faible pour $e_s = 0.4$ mais le sens de cette variation est le même que celui observé sur les résultats de Vauclin et Chopart (1992).

Les valeurs que j'ai obtenues pour $h_0 = -5$ mm sont les plus faibles, le temps gravitaire étant en moyenne de 0.37 h, mais correspondant à 10 s pour l'indice de vide $e_s = 0.4$. L'ordre de grandeur de ces valeurs est proche de celui observé pour $h = +20$ mm.

<i>Vauclin et Chopart (1992)</i> sol argilo limoneux					<i>Ramanda Hanta Nirina</i> sol limoneux			
	pression effective h_0 (mm)				e_s	pression effective h_0 (mm)		
	+20	-20	-50	-100		-5	-50	-100
LR	-	8.8	17.1	120	0.4	0.003	-	0.8
LA	0.008	3.4	23.9	223	0.27	0.6	0.1	639
SD	0.016	3.2	7.7	53	0.17	-	16.0	-
					0.13	-	3.4	-
					0.02	0.5	13.9	281

LR= labour récent

LA= labour ancien

SD= semis direct

e_s =indice de vide structural

Tableau 3-9: Valeurs du temps gravitaire (t_{grav} en heure) pour différentes conditions de mesures.

Ces résultats de différents auteurs ont les même tendances que mes résultats même si on ne travaille pas sur le même type de sol.

3-1-8- Conclusion sur l'utilisation des infiltromètres TRIMS et goutte à goutte

L'utilisation de ces appareils présente une certaine limite surtout pour les mesures d'infiltration au niveau des croûtes superficielles, ainsi que l'exploitation des données par application de la solution de Wooding à potentiel au voisinage de zéro.

Avec le TRIMS, il faut veiller au bon contact hydraulique entre la membrane du disque et la surface du sol. Sinon, une faible erreur peut conduire à une forte sousestimation de la conductivité hydraulique jusqu'à 1000% et même jusqu'à des valeurs négatives. L'analyse des résultats d'infiltration en régime permanent est meilleure car ne dépend que des données du flux d'infiltration en régime permanent, alors qu'en régime transitoire, l'estimation de la sorptivité capillaire présente de grandes incertitudes. Mais il est encore impossible pour le moment de prévenir le temps d'obtention du régime permanent. Mes résultats confirment que le temps d'obtention du régime permanent augmente avec la diminution des valeurs d'indice de vide structural et de la pression effective imposée au sol. En effet, les valeurs du temps gravitaire trouvé pour les indices de vide inférieurs à 0.27 sous $h_0 = -100$ mm est largement très élevé que celles trouvées pour l'indice de vide 0.4 et à faible succion.

Avec le goutte à goutte, la différence est au niveau de la surface de la source d'apport d'eau. Elle s'agrandit jusqu'à l'équilibre dans le cas de l'infiltrométrie goutte à goutte alors qu'avec le TRIMS la géométrie de la source est fixée par le disque. D'autre part, l'eau est certainement soumise à la pression h_0 dans le TRIMS, alors que le régime discontinu d'apport d'eau dans le goutte à goutte peut induire une variation de la pression h_0 à la surface de la tache saturée. Ceci peut entraîner une incertitude d'estimation de la conductivité à saturation K_s par application de la solution de Wooding (1968). Je trouve que l'étude de la droite $q(1/r^2)$ présente une meilleure détermination de la conductivité à saturation K_s qu'avec la droite $q(1/r)$ de Wooding.

3-2- Caractérisation physique des croûtes

Ce paragraphe présente les caractéristiques physiques observées et mesurées sur les croûtes épaisses et sur les croûtes minces. En particulier, j'analyse les résultats des teneurs en eau mesurées à différent équilibre de potentiel. Ces teneurs en eau sont celles qui ont été utilisées pour définir la teneur volumique en eau aux différentes valeurs de succion h_0 .

3-2-1- Détermination de la teneur volumique en eau à l'état initial et final de chaque essai d'infiltration des croûtes épaisses

A la fin des mesures avec l'infiltromètre multi-disques TRIMS et goutte à goutte, des mesures d'humidité et de masse volumique ont été faites sur les échantillons de croûtes épaisses avec les mêmes conditions initiales et finales des mesures d'infiltration. La mesure de la masse volumique permettra de déterminer la teneur volumique en eau.

Pour l'humidité initiale, les mesures ont été faites sous les conditions d'humidité et de température de laboratoire (20°C à l'air libre). La teneur volumique en eau initiale correspondante est donnée par le tableau 3-10.

es	wn %	(ρ_d) g/cm ³	$\theta_n = w_n * (\rho_d)$ m ³ /m ³
0.02	0.91	1.583±0.008	0.0144
0.13	0.935	1.485±0.017	0.0139
0.17	0.9	1.412±0.032	0.0127
0.27	0.825	1.383±0.011	0.0114
0.4	0.9	1.260±0.003	0.0113

$w_n\%$ est l'humidité pondérale initiale,

θ_n est la teneur volumique en eau initiale,

(ρ_d) est la masse volumique, les écarts type sont écrits en italiques.

tableau 3-10: Caractéristique des croûtes épaisses dans l'état sec à l'air libre.

Pour l'humidité finale, les échantillons ont été mis en équilibre sur une table de succion sous 0, -5 mm, -50 mm, -100 mm et -400 mm de succion. La valeur de la densité apparente (ρ_d), utilisée pour déterminer la teneur volumique en eau (θ_o), dépend de sa position par rapport à la droite de saturation ($\frac{1}{\rho_c} = \frac{1}{\rho_s} + w\%$, (3.1)), c'est-

à-dire:

si $\frac{1}{\rho_d} \geq \frac{1}{\rho_s} + w\%$, alors $\theta_o = w_o * (\rho_d)$

sinon, $\theta_o = w_o * \left(\frac{1}{\rho_s} + w\% \right)^{-1}$

Normalement, les volumes massiques devraient se trouver au-dessus de la droite de saturation définie par l'équation (3-1). La figure 3-20 montre que les valeurs de volume massique pour des échantillons soumis aux pressions 0 et -5 mm sont en dessous de la droite de saturation (équation 3.1). Il se peut donc qu'il y a une erreur de

mesure. Pour les mesures d'humidité, j'ai mesuré la masse à l'état humide et à l'état sec à 105°C, donc on peut supposer que les mesures ne devraient pas poser de problèmes. Par contre, les valeurs de volume des échantillons très poreux et très humides sont sous estimées. En effet, au cours des manipulations pour la mesure de volume de l'échantillon, de l'eau est souvent perdue et reste dans la boîte de prélèvement. Son volume n'est pas comptabilisé dans les mesures de volume de l'échantillon. Supposons que les mesures d'humidité ne posent pas de problème alors on peut dire qu'à partir d'une certaine humidité, l'échantillon est saturé et on peut ramener la valeur du volume massique à la valeur de volume massique à la saturation.

Les valeurs de la masse volumique des échantillons humides et de leur teneur volumique en eau sont données en annexe A3-3.

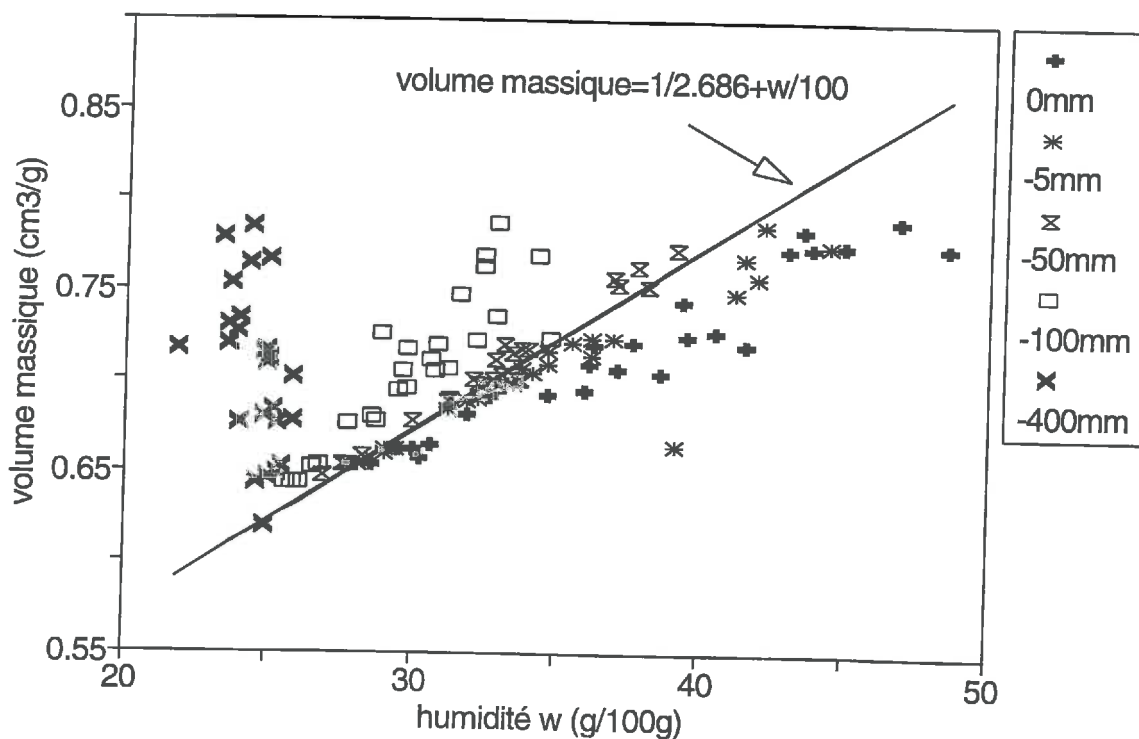


figure 3-20: Variation du volume massique en fonction de l'humidité et de la droite de saturation.

3-2-2- Relation entre les caractéristiques physiques des croûtes épaisses et la conductivité hydraulique

Ce paragraphe tente de mettre une relation des valeurs de la conductivité hydraulique K et l'espace poral des croûtes. Après avoir défini le cadre des situations possibles, les résultats des teneurs en eau sont analysés pour situer mes propres résultats.

3-2-2-1- Influence de l'indice de vide et du taux de saturation sur la conductivité hydraulique: cadre général

Les croûtes que j'étudie se présentent comme un milieu comprenant deux grands types de pores. Les pores texturaux, qui résultent de l'arrangement des particules, ont des diamètres plus petits que les pores structuraux, qui résultent de l'arrangement de fragments. En considérant l'équation de Bernouilli, le débit dans les pores structuraux est supérieure au débit dans les pores texturaux. Ce résultat est bien connu. Des mesures de conductivité au champ, montrent qu'en présence de porosité structurale, la valeur de K_s peut augmenter d'un facteur 10 (Guérif, 1990).

Mais les valeurs du rayon effectif des pores des croûtes montrent que les pores qui participent au passage de l'eau sont de petite taille et sont donc capable de retenir plus ou moins d'eau en fonction de la succion h (loi de Jurin). L'écoulement de l'eau dans la croûte directement en contact avec l'embase du TRIMS va dépendre de la présence ou de l'absence d'eau dans l'espace poral structural. Deux cas se présentent suivant l'indice de vide et le taux de saturation structural des croûtes:

- si la croûte est saturée en eau, de taux de saturation supérieur à 75%, on peut dire que l'eau circule dans le volume de vide structural donc la conductivité hydraulique exprime la conductivité structurale. Plus l'indice de vide augmente, plus la conductivité structurale augmente.

- si la croûte n'est pas saturée en eau, de taux de saturation inférieur à 25%, on peut dire que l'eau circule dans le volume de vide textural donc la conductivité hydraulique exprime la conductivité texturale. Plus l'indice de vide diminue, plus la conductivité texturale est forte.

Le taux de saturation structural est le rapport entre le volume d'eau contenu dans le sol et le volume total de vide du sol.

Soit pour 1 gramme de sol, avec une humidité w (en cm^3/g), on a:

un volume v d'eau,

le volume de vide est de $V = \frac{1}{\rho_d} - \frac{1}{\rho_s}$

et le taux de saturation est donné par $TS = \frac{v}{V}$ en %.

3-2-2-2- Interprétation des résultats hydrodynamiques avec le TRIMS en fonction de l'indice de vide structural et de son taux de saturation

La variation de la succion en fonction de l'humidité présentée par la figure 3-21 montre que pour une succion $h_o = -400$ mm, les valeurs de l'humidité des croûtes épaisses tendent vers la même valeur voisine de 23%. Pour une succion $h_o = 0$, les valeurs d'humidité s'étendent de 25 à 50% selon les indices de vide structuraux. Plus l'indice de vide structural augmente, plus la valeur de l'humidité augmente. Ce qui signifie qu'à une succion h_o fixée, il y a plus d'eau retenue par gramme de sol (unité principale) dans la croûte d'indice de vide 0.4 que dans l'indice de vide 0.02.

Dans ce cas, l'eau dans la porosité texturale est représentée par la courbe d'indice de vide 0.02 et l'eau dans l'indice de vide structural est limitée par la courbe d'indice de vide 0.4 (cf. figure 3-21).

La quantité totale d'eau retenue dans le sol pour une pression h_o donnée est donc la somme des quantités d'eau retenues dans la porosité structurale et dans la porosité texturale. Plus la valeur de la succion h diminue, plus l'espace structural se vide et le volume total d'eau retenu tend vers le volume d'eau retenu par l'espace textural.

Supposons que ce volume d'eau de l'espace textural est représenté par la teneur en eau des croûtes d'indice de vide 0.02. Alors l'humidité structurale, w_s , occupant le volume structural est la différence entre l'humidité totale et l'humidité des croûtes d'indice de vide 0.02. La figure 3-22 qui représente cette humidité structurale en fonction de la pression h_o pour les différents indices de vide structuraux montre que:

- pour les indices de vide structuraux 0.13 et 0.17, l'humidité structurale est presque constante,
- pour l'indice de vide 0.27, il y a d'abord une forte réduction d'humidité structurale pour les succions entre 0 et -5 mm, puis de -5 mm à -100 mm, la variation devient faible,
- pour l'indice de vide 0.4, il y a une forte variation d'humidité structurale en dessous de -5 mm de succion.

Cette tendance confirme qu'il y a un phénomène de désaturation quand les succions augmentent. Mais ces variations de l'humidité structurale sont relatives à des milieux de volume structural différents. Pour les comparer, il faut les exprimer sous forme d'un taux de saturation en eau des pores structuraux.

Le taux de saturation correspondant est représenté par la figure 3-23. Dans une même couche de sol juste en dessous du disque, les succions sont assimilables aux valeurs de h_o utilisées, qui varient de 0 à -100 mm. Ce qui donne des taux de saturation voisin de 1 pour $h_o = 0$ et -5 mm, et voisin de 0.6 pour $h_o = -100$ mm. Donc

l'eau peut encore circuler dans l'espace poral structural. On remarque qu'il n'y a pas d'effet sensible de l'indice de vide sur le taux de saturation, donc par rapport au volume totale de vide, on a la même répartition de l'eau pour les indices de vide structuraux. Notre cas est donc limité à la conductivité hydraulique dans l'espace poral structural. Il est donc normal que la conductivité des croûtes décroissent quand l'indice de vide structural décroît. C'est ce qu'on devrait observer sur la figure 3-24. Quand le taux de saturation est élevé, ce sont les croûtes d'indice de vide élevé qui ont une valeurs forte de conductivité hydraulique KSC. Ceci signifie qu'en plus du facteur en saturation, un facteur de continuité de pores doit aussi intervenir. En faveur de cela, on constate que les croûtes d'indice de vide faible ont aussi une valeur faible de KSC, même à taux de saturation élevé.

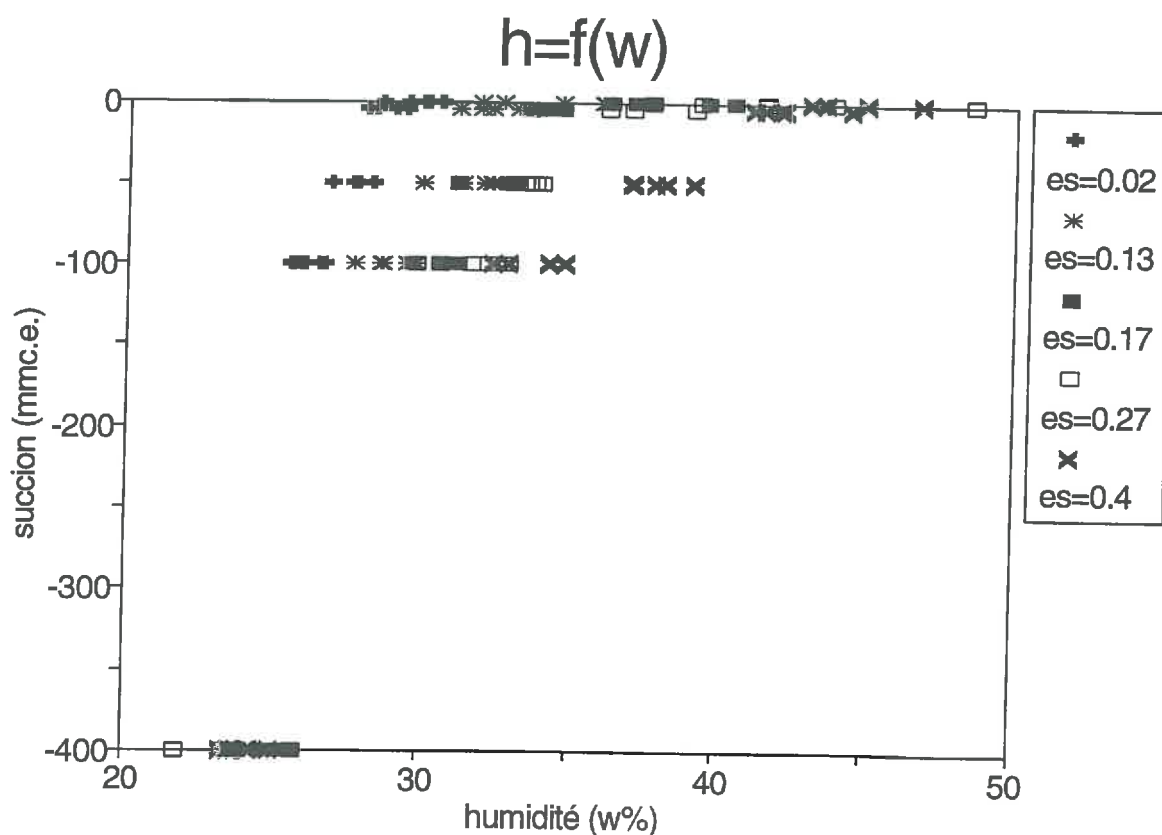


figure 3-21: Variation de la succion en fonction de l'humidité.

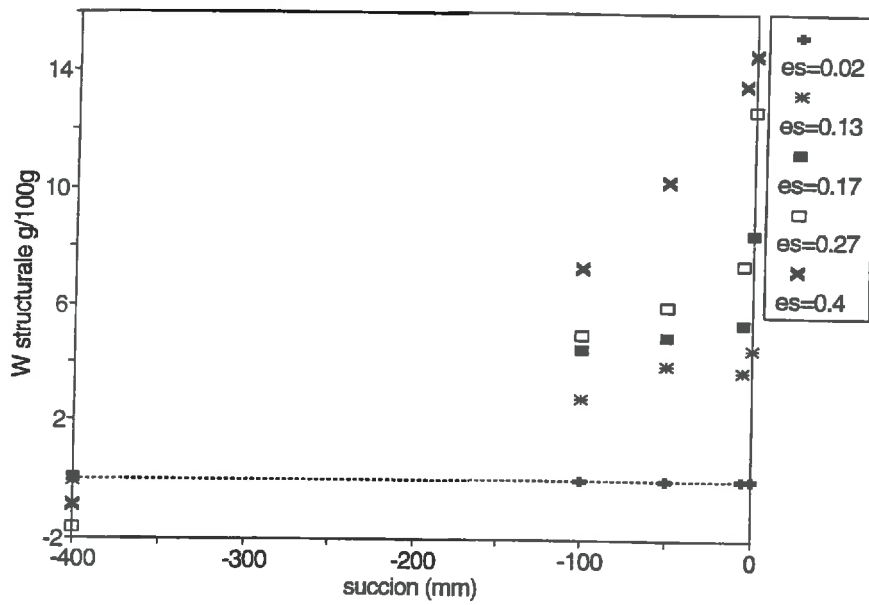


figure 3-22: Variation de l'humidité structurale en fonction de la succion.

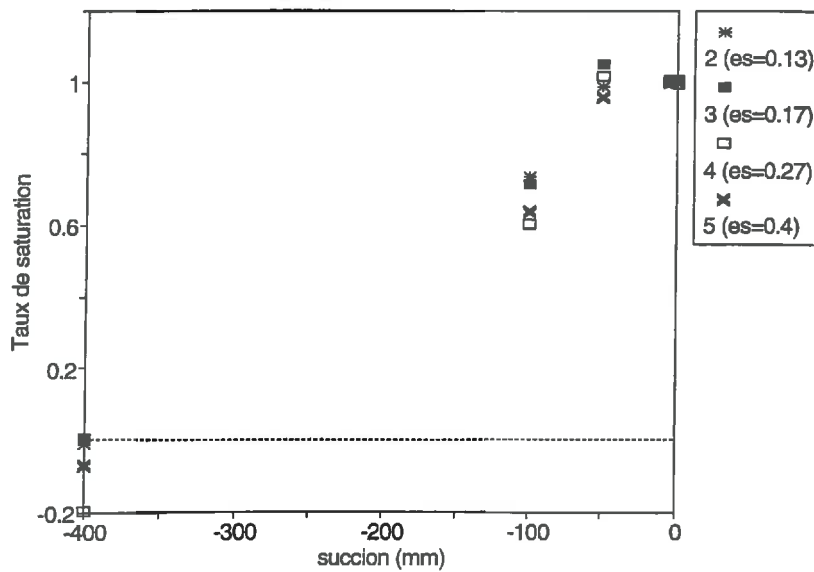


figure 3-23: Variation de taux de saturation en fonction de la succion.

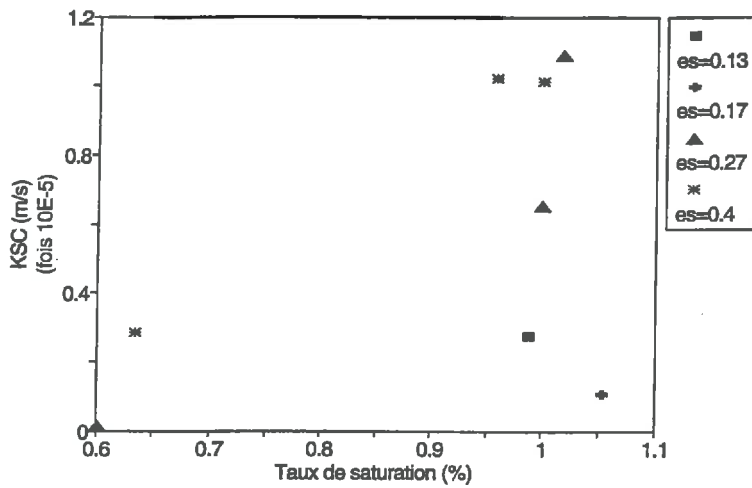


figure 3-24 : Variation de $K(h)$ en fonction de taux de saturation de l'espace poral structural de la croûte situé dans la zone de contact du TRIMS.

3-3- Evolution des croûtes minces sous pluie simulée

La variation de l'indice de vide des croûtes minces représentée, par la figure 3-25, montre la diminution de l'indice de vide sous l'effet de la pluie, c'est-à-dire que plus la pluie tombe, plus l'espace poral structural diminue. Cette variation n'est pas linéaire. Ces valeurs sont approximatives car il est difficile d'isoler de façon précise la croûte mince et le sol sous-jacent. Ces valeurs expérimentales sont ajustées par l'équation proposée par Boiffin, 1984:

$$\frac{es - 0.01}{1 - 0.01} = \frac{1}{aH + 1}$$

où $a=0.547$ avec un coefficient de corrélation 95.3% et de 6 degrés de liberté. L'ajustement est choisi par un passage par un état poreux initial, représenté par l'indice de vide $es=1$. La gamme des valeurs d'indice de vide des croûtes épaisses est comprise dans les valeurs fournies par l'ajustement. Il faut 180 mm de pluie pour former la croûte d'indice de vide structural $es=0.02$.

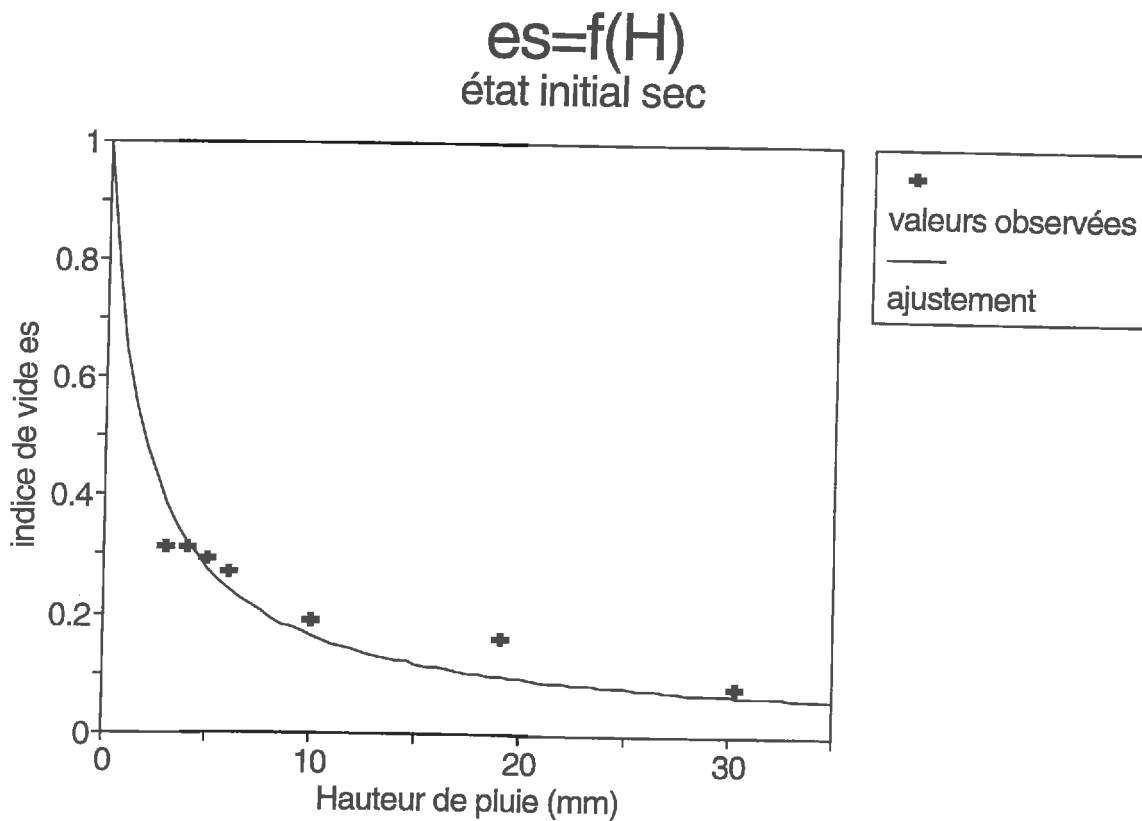


figure 3-25: variation de l'indice de vide de croûte formée sous pluie simulée.

3-4- Evolution de la conductivité hydraulique des croûtes sous l'effet des pluies

En substituant les valeurs de l'indice de vide structural dans la relation entre la conductivité hydraulique des croûtes épaisses et l'indice de vide structural, $K=f(es)$, par les hauteurs de pluie nécessaires pour former une croûte mince d'indice de vide correspondant, la figure 3-25 nous présente la variation de la conductivité hydraulique K des croûtes sous l'effet des pluies.

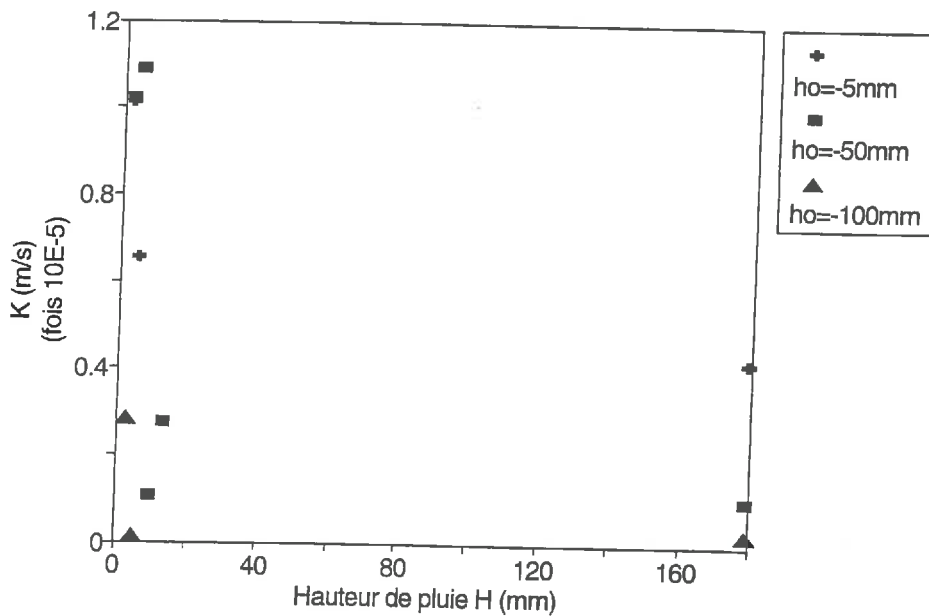


figure 3-26: Variation de la conductivité hydraulique des croûtes sous l'effet des pluies

On voit bien qu'il y a réduction de la conductivité hydraulique des croûtes superficielles sous l'effet des pluies. Cette réduction est forte pour des faibles pluies (20 mm de hauteur de pluie), et à partir de 20 mm de hauteur de pluie, la réduction est très faible et a une tendance même constante surtout avec les pressions effectives imposées au sol $ho = -50$ mm et -100 mm.

3-5- Perspectives

L'hypothèse testée montre qu'il y a réduction de la conductivité hydraulique sous l'effet des pluies.

A court terme, cette hypothèse devrait être validée par des mesures sur terrain. Sur terrain, la démarche expérimentale de caractérisation de croûtes utilisée n'est possible que par l'analyse des données d'infiltration en régime transitoire des sols stratifiés (Vandervaere *et al.*, 1994).

A long terme, l'hypothèse testée dans cette étude sur la réduction de la conductivité hydraulique lors de la formation de croûte sous l'effet de la pluie permettra d'utiliser un modèle numérique de transfert qui vise à établir un certain nombre de conditions physiques pouvant conduire à l'apparition d'eau en excès à la surface du sol, source potentielle de ruissellement et d'érosion.

Conclusion Générale

La présence de croûte superficielle limite le régime d'infiltration d'un sol travaillé sous l'effet des pluies et provoque des conséquences majeures sur l'agronomie et l'environnement. Sa caractérisation hydrodynamique permet de prévoir les conditions physiques nécessaires, comme la quantité d'eau tombée, pour qu'il y ait excès d'eau en surface.

L'étude expérimentale vise à suivre l'évolution de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol sous l'effet de la pluie. Elle est axée sur l'infiltration tridirectionnelle en utilisant des méthodes d'infiltrométrie multi-disques pour des pressions négatives ou nulles et goutte à goutte pour des pressions nulles. Ces méthodes de mesure permettent d'estimer la conductivité hydraulique K pour une pression effective autour de zéro (proche de la saturation) ainsi que la sorptivité capillaire et d'autres paramètres explicatifs du comportement hydrodynamique du sol.

Ces méthodes sont basées sur l'obtention du régime permanent pendant les essais d'infiltration, qui est suffisamment court (Shani, 1987) pour l'infiltrométrie goutte à goutte (d'environ 10 minutes) et qui varie d'un quart d'heure à quatre heures et demie pour l'infiltrométrie multi-disques (Quadri, 1993). L'utilisation de ces méthodes de mesure ne perturbe pas le milieu.

Compte-rendu des conditions d'homogénéité du sol et du temps d'obtention du régime permanent exigés par la théorie de Wooding et aussi la faible épaisseur des croûtes in-situ, la réalisation de mesure d'infiltration a été faite sur des croûtes épaisses d'indice de vide structural différents fabriquées à partir d'un sol limono-argileux. L'objectif de l'étude est donc limité aux croûtes structurales et est décomposé en deux parties.

Dans la première partie est élaborée une relation entre la conductivité hydraulique des croûtes épaisses et l'indice de vide structural. Les mesures avec l'infiltromètre multi-disque sont réalisées sous -5, -50 et -100 mm de pression effective imposée à la surface du sol. La stabilité de la courbe de variation de pression au voisinage de la surface suivie par un microtensiomètre s'est avérée une indication sensible à la qualité du contact hydraulique entre la surface de la croûte et du disque.

L'analyse des données d'infiltration en régime permanent montre qu'il y a une réduction de la conductivité hydraulique avec l'indice de vide structural des croûtes pour une pression effective donnée.

D'autres méthodes de détermination de la conductivité hydraulique des croûtes ont été utilisées et conduisent à des remarques suivantes:

- la détermination de la conductivité hydraulique K à partir d'un seul essai d'infiltration en combinant à la fois l'analyse du régime transitoire avec considération

de l'écoulement monodirectionnel pour estimer la sorptivité capillaire et du régime permanent donne des valeurs sous estimées de la conductivité hydraulique K et même des valeurs négatives avec le petit disque par rapport à celles obtenues par l'analyse du régime permanent.

- l'estimation de la sorptivité capillaire en considérant l'écoulement tridirectionnel donne des valeurs de conductivité qui sont parfois sous estimées mais ont la même tendance que celles obtenues par l'analyse du régime permanent. Les différences proviennent des conditions de mesures et de la démarche de calculs qui sont effectuées de façon indirectes.

Les valeurs de temps gravitaire obtenues montrent que plus l'indice de vide diminue, plus le temps d'obtention du régime permanent a tendance à être élevé.

Les valeurs des paramètres hydrodynamiques obtenus ont la même tendance générale que celles trouvées dans la littérature.

Les résultats expérimentaux de l'infiltrométrie goutte à goutte nous confirment la limite d'application de la solution de Wooding (1968) pour la détermination de la conductivité hydraulique à pression effective nulle. Les valeurs trouvées sont sous estimées et même négatives. Ceci peut être aussi dû au temps d'obtention approximatif du régime permanent ou aux erreurs d'estimation de la surface de la tache saturée.

Les valeurs de la conductivité à saturation estimées par l'analyse du régime transitoire se classent mieux que celles obtenues par la technique du goutte à goutte.

L'analyse des teneurs en eau des croûtes épaisses sous différentes pressions montre que le taux de saturation et la continuité des pores structuraux diminue avec l'indice de vide structural et la conductivité hydraulique.

Dans la seconde partie est élaborée une relation entre l'indice de vide des croûtes minces formées sous pluie simulée et la quantité de pluie tombée. L'indice de vide des croûtes minces diminue avec l'augmentation des pluies.

L'ensemble de ces résultats expérimentaux montre qu'il y a réduction de la conductivité hydraulique K sous l'effet de la pluie. Cette réduction est forte au début de la pluie jusqu'à 20 mm de pluie. L'exploitation de la relation obtenue montre que la croûte d'indice de vide 0.02 est formée à 180 mm de pluie.

Les résultats obtenus confirment que la réalisation de mesure sur terrain n'est possible qu'avec l'estimation de la conductivité en saturé par analyse des données obtenues en régime transitoire et par utilisation de microtensiomètre à l'interface croûte et sol sous jacent. L'utilisation de l'infiltromètre multi-disques paraît une technique délicate mais un tri obligatoire des données d'infiltration brutes devrait se faire malheureusement après mesure.

Références bibliographiques

- Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C. and R. Horton, 1991.** Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 467-470.
- Boiffin J., 1984.** La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Docteur-Ingénieur, INAPG, 320 p.
- Boiffin J. et A. Marin-Lafleche, 1990.** La structure du sol et son évolution: conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur. *Les colloques de l'INRA*, 216p.
- Bristow K.L. and M.J. Savage, 1987.** Estimation of parameters for the Philip two-term infiltration equation applied to field soil experiments. *Aust. J. Soil Res.*, 25: 369-375.
- Clothier B.E. and I. White, 1981.** Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 241-245.
- Cook F.J. and A. Broeren, 1994.** Six method for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disk permeameters. *Soil Sci.*, 157: 2-11.
- Dirksen C., 1975.** Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39: 22-27.
- Epema G.F. and H.Th. Riezebos.** Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. In *Rainfall simulation, Runoff and erosion. Catena Supplement 4, Braunschweig 1983*. 1-15.
- Fiès J.C., 1992.** Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Sci.*, 56: 1062-1067.
- Fiès J.C. et Panini T., 1995.** Mesure des propriétés hydrodynamiques du sol encroûté pour des potentiels voisins de zéro. (article en cours pour *European Journal of Soil Science*).
- Gardner W.R., 1958.** Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85: 228-232.
- Guérif J., 1988.** Mécanisme du compactage. *C.R. Acad. Agric. Fr.* 74, 9-28.
- Guérif J., 1990.** Conséquences de l'état structural sur les propriétés et les comportements physiques et mécaniques. In: *La structure du sol et son évolution*. INRA éd., Laon 1990. 216P.

Haverkamp R., Ross P.J., Smetten K.R.J. and J.Y. Parlange, 1994. Three directional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. II. Physically-based infiltration equation. *Water Resour.* (in press).

Hénin S., Gras R. et G. Monnier, 1969. Le profil cultural. L'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. MASSON éd., Paris. 332p.

Hillel D., 1974. L'eau et le sol. Ed. Vander. 288p.

Melayah A., 1994. Modélisation du transport des isotopes stables de l'eau (^{18}O et D) dans un sol nu en conditions naturelles. Thèse UPMC. Paris. 188p.

Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.* 24: 533-545.

Monnier G., Boiffin J., Papy F., 1986. Réflexions sur l'érosion hydrique en conditions climatiques et topographiques modérées: cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, 12(2), 123-131.

Perroux K.M. and I. White, 1988. Designs for disk permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1205-1215.

Philip J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84: 257-264.

Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. In *advances in hydrosciences*. Academic New York, 5: 215-296.

Philip J.R., 1986. Linearized unsteady multidimensional infiltration. *Water Resour. Res.*, 22: 1717-1727.

Philip J.R., 1987. The quasi-linear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage. In: *Infiltration development and application*, edited by Y.S., pp. 1-27. Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii.

Quadri M.B., 1993. L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydrodispersive des sols non saturés: modélisation des transferts et application. Thèse Université de Grenoble, 226p.

Révol P., 1994. Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. Thèse Université de Grenoble, 221p.

Reynolds W.D., Elrick D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Am. J.*, vol.55: 633-639.

Scotter D.R., Clothier B.E. and E.R. Harper, 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.*, 20: 295-304.

Shani U., Hanks R.J., Bresler E. and C.A.S. Oliveira, 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential-water content relations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 298-302.

Smetten K.R. and P.J. Ross, 1992. Measurement and predication of water movement in a field soil: The matrix-macropore dichotomy. *Hydrological Processes*, vol 6: 1-10.

Smiles D.E. and A.G. Harvey, 1973. Measurement of moisture diffusivity in wet swelling systems. *Soil Sci.*, 116: 391-399.

Smiles D.E. and J.H. Knight, 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil Res.*, 14:103-108.

Stengel P., 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes. In *La structure du sol et son évolution*, Laon 1990. INRA éd. Paris, les colloques de l'INRA n°53: 15-36.

Talsma T., 1969. In situ measurement of sorptivity. *Aust. J. Soil Res.*, 7:269-276.

Thony J.L., Vachaud G., Clothier B.E., Angulo-Jaramillo R., 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Technol.*, 4: 111-123.

Vandervaere J.P., Angulo-Jaramillo R., Peugeot C., Vauclin M., 1994. Caractérisation hydrodynamique in situ de sols encroûtés. Journées hydrologiques de l'ORSTOM, 13 et 14 Septembre 1994.

Vandervaere J.P., Peugeot C., Vauclin M., Angulo-Jaramillo R. and T. Lebel, 1994. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and micro-tensiometers. *Journal of hydrology*, October 1994: 2-22.

Vauclin M., Thony J.L., Vachaud G., Revol P., Ruelle P., Elrick D.E., Clothier B.E., 1991. Field determination of soil hydraulic properties by suction and pressure infiltrometers. In: *EGS XVI General Assembly*, Wiesbaden, Allemagne, 22-26 April 1991.

Vauclin M. et J.L. Chopart, 1992. L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte-d'Ivoire. In: *L'agronomie tropicale*, 1992, 46-4: 259-271.

Warrick A.W., 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Res.* 28: 1319-1327.

White I. and M.J. Sully, 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23: 1514-1522.

White I., Sully M.J. and K.M. Perroux, 1992. Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disc permeameter, tension infiltrometers and other techniques. In *Advances in Measurement of Soil Properties: bringing theory into practice*. Soil Sci. Soc. Am., Special publication no.30, Madison, WI, pp.69-103.

Wooding R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4: 1259-1273.

ANNEXES

Ce document comprend les dossiers annexes suivants:

annexe A1-1: Historique du TRIMS

annexe A1-2: Détail de fonctionnement du TRIMS

annexe A1-3: Etalonnage des capteurs du microtensiomètre

annexe A2-1: Mesure de densité au pétrole

annexe A2-2: Fabrication de croûtes épaisses

annexe A2-3: Réalisation de la pluie simulée

annexe A2-4: Réalisation des photos

annexe A3-1: Résultats du TRIMS

- tableau récapitulatif des mesures

- tableau des valeurs de la conductivité hydraulique K calculées par la méthode de White *et al.* (1992),

- tableau des valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de Scotter *et al.* (1982) et avec les hauteurs de pluie correspondantes.

annexe A3-2: Etalonnage des capillaires de l'infiltrométrie goutte à goutte

annexe A3-3: Tableau de valeurs de la teneur volumique en eau finale

annexe A3-4: Tableau de calculs de la conductivité à saturation Ks par la méthode de Vandervaere *et al.* (1994)

Annexe A1-1: Historique de l'infiltromètre multi-disques (TRIMS)

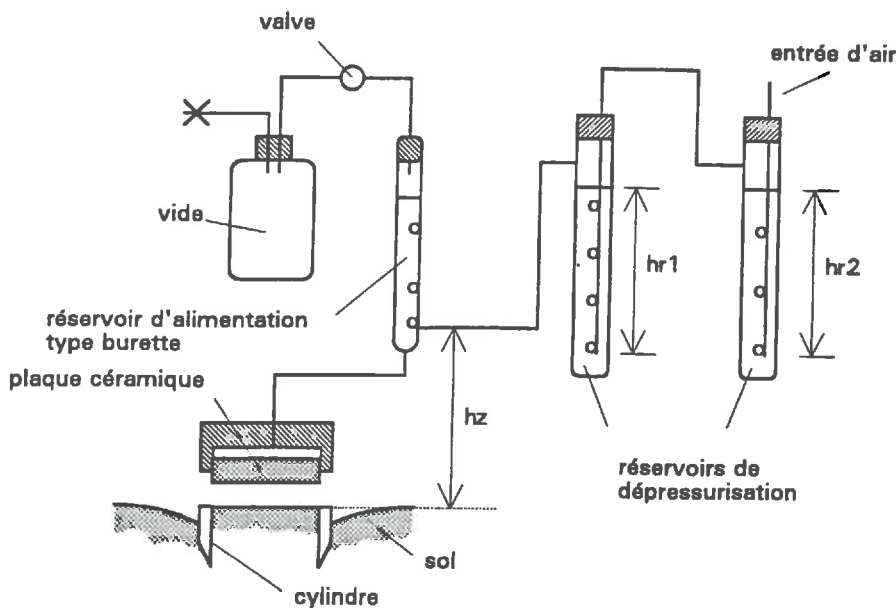
Le TRIMS est issu de l'évolution des techniques de mesure d'infiltration in-situ suivantes:

1- Infiltromètre de type Müntz

C'est un dispositif constitué d'un cylindre enfoncé dans le sol sur quelques centimètres, et qui permet l'application d'une charge positive constante ou variable ($h > 0$) à la surface du sol. L'analyse des résultats de mesure d'infiltration se fait en supposant uniquement l'écoulement vertical (on tente d'y arriver en ajoutant un anneau extérieur également rempli d'eau). Il peut se produire des écoulements préférentiels qui induit une mauvaise estimation des propriétés hydrodynamiques. En plus, il peut y avoir un problème de destruction de l'état physique du sol lors de l'apport d'eau remplissant le cylindre.

2- Infiltromètre de Dirksen (1975)

Le dispositif est constitué d'une plaque céramique poreuse (pour le contact eau-sol), fixée à un anneau cylindrique, alimentée par un réservoir de Mariotte de type burette. C'est un système qui permet d'effectuer des mesures d'infiltration sous condition de succions différentes ($h < 0$). L'analyse des résultats est basée sur l'écoulement monodirectionnel aux temps courts (début de l'infiltration).



Infiltromètre de Dirksen

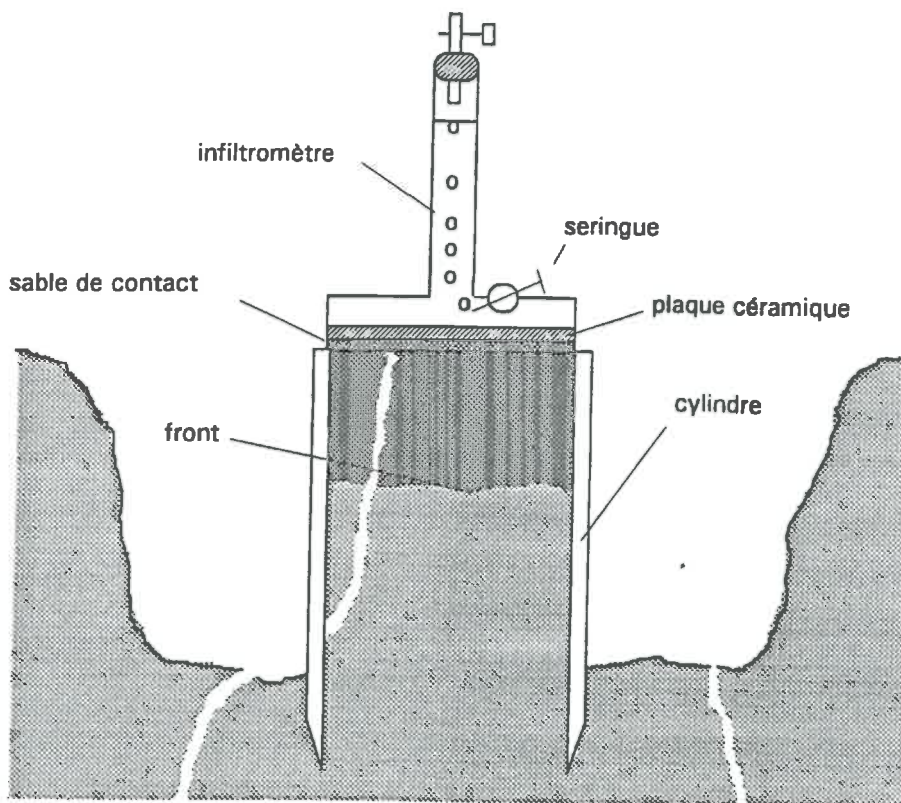
3- Infiltromètre à tube (Clothier et White, 1981)

Il a les mêmes principes que l'infiltromètre de Dirksen mais avec une simplicité d'installation.

Un cylindre plastique transparent enfoncé dans le sol impose un écoulement vertical et permet de visualiser l'avancement du front d'humidification. Une plaque céramique poreuse de 8.6 cm de diamètre fixée à la base du tube permet de réaliser l'infiltration sous succion ($h \leq 0$).

La dépressurisation de l'eau est acquise à l'aide d'une seringue hypodermique munie d'une aiguille à travers laquelle l'air entre dans le réservoir d'alimentation. Le rayon de l'aiguille n'est pas suffisamment grand pour garantir le débit d'air nécessaire aux flux d'eau assez élevés qui sont générés au départ du processus. Ce qui pose aussi un problème de réglage de succion sur terrain.

L'analyse des résultats est fondée sur l'approche monodirectionnelle.



Infiltromètre à tube (Clothier et White, 1981)

4- Infiltromètre à disque (Perroux et White, 1988)

Avec les mêmes principes que l'infiltromètre à tube, l'aiguille hypodermique est remplacée par un réservoir cylindrique de dépressurisation partiellement rempli d'eau et dans lequel le tube d'entrée d'air peut coulisser verticalement, ce qui permet un réglage aisé de la succion à transmettre à la base de l'appareil.

A la place d'une plaque poreuse céramique, on utilise une membrane perméable en nylon.

L'analyse des résultats est basée sur l'écoulement tridimensionnel.

Annexe 1-2: Détail de fonctionnement du TRIMS

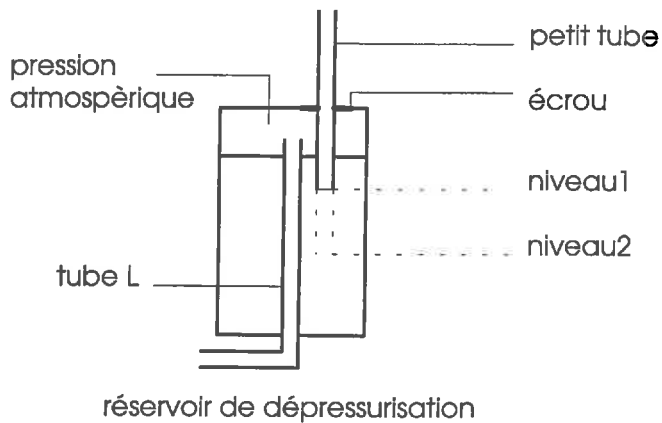
Montage

Il faut chasser l'air piégé dans les disques. On doit mettre la membrane du disque dans une cuve d'eau.

Il faut remplir au maximum le réservoir de dépressurisation afin de pouvoir appliquer une plus large gamme de suction.

La suction imposée au niveau de la membrane dépend de l'enfoncement du tube d'aération. On met le réservoir de dépressurisation à la pression atmosphérique en remontant le petit tube jusqu'à l'entrée d'air (amorçage) au niveau 1. On enfonce le tube d'aération jusqu'à la hauteur de suction voulue, noter le niveau 2 et on amorce avec du papier Joseph posé sur la membrane du disque jusqu'à ce que l'air atmosphérique arrive au niveau 2. La suction imposée à la membrane correspond au dénivelé du niveau 1 et niveau 2.

Il faut bien serrer l'écrou du tube d'aération (petit tube) après réglage de suction pour éviter toute fuite. Le tube L est en communication avec le réservoir.



Mesure

Le temps est relevé à chaque repère de la hauteur d'eau du réservoir. Le temps initial est marqué par la première bulle montée dans le réservoir une fois que le TRIMS est posé sur la surface du sol.

Annexe 1-3: Etalonnage des capteurs du microtensiomètre

La bougie poreuse transmet la succion entre 0 et 3 bars. Au delà de 3 bars, l'air entre dans les pores et le système ne fonctionne plus. La bougie poreuse doit être remplie d'eau dégazée et doit être introduite dans l'échantillon quand il est en partie mouillé.

La pression effective de l'eau dans le sol transmise par la bougie poreuse au niveau des capteurs est transformée en mV vers l'acquisition de données 21X. Il faut un étalonnage qui fait correspondre mV et cm de colonne d'eau (succion).

L'étalonnage permet d'avoir une relation entre la succion h et le mV de la forme:

$$h=a*mV+b$$

Quelques résultats d'étalonnage du capteur 1 pour la succion h allant de 0 à -100 cm.

capteur	pen­te a en (mV) ⁻¹	origine b cm	coefficient de corrélation r ²	degrés de liberté
1	0.463	-3.665	0.999	71
1	0.469	-3.12	0.999	70
1	0.462	-2.93	0.999	48
1	0.458	-2.37	0.999	59

Annexe 2-1: Mesure de la masse volumique au pétrole (Monnier, 1973)

Rappelons que dans un échantillon de sol, il y a une partie vide et une partie solide. On mesure la masse volumique "réelle" pour la partie solide et la masse volumique pour la partie solide et la partie vide.

Dans la suite, on ne mesure que la masse volumique par la méthode au pétrole (Monnier, 1973).

Mise en oeuvre de la méthode

L'échantillon prélevé est séché en petites mottes pendant une semaine à l'air libre ou deux jours à l'étuve à 40°C. On tamise entre 2 et 3.15 mm pour avoir environ 100 g d'agrégats. Les mesures sont aussi possibles pour différents teneurs en eau (sec à 105°C, sec à l'air, humide après saturation et ressuyage sous succion).

Pour chaque humidité, on prélève 5 échantillons de 2 à 3 grammes. On laisse sous pétrole une nuit dans une boîte à tare en verre (5 cm de diamètre), ensuite on récupère l'excès de pétrole avec un filtre et un entonnoir. On sèche les agrégats sur deux feuilles de papier Joseph jusqu'à l'obtention d'un aspect mat (non brillant). On fait deux pesées avec la balance (de 1 mg de sensibilité):

- pour la première pesée: soit P1 le poids du bécher plein de pétrole à une température mesurée, contenant une nacelle vide suspendue par un fil à l'extérieur,
- pour la seconde pesée: soit P2 le poids P1 plus la poussée d'Archimède sur les agrégats dans la nacelle.

La masse du pétrole déplacé est égale à la poussée d'Archimède, et le volume des agrégats est:

$$V = \frac{P2 - P1}{\rho p}$$

où ρp est densité du pétrole suivant la température du pétrole.

On récupère les agrégats et on les fait sécher à 105°C pendant une nuit. Ce qui donne le poids sec P105°C. Et la masse volumique des agrégats assimilable à la masse volumique texturale, (ρ_{text}) est donnée par:

$$\rho_{text} = \frac{P105^\circ C}{V}$$

Cette méthode n'est pas valable pour les sols sableux. Avec ce type de sol, on utilise la méthode à la cire qui consiste à provoquer un dépôt très fin de cire d'abeille par immersion brève des échantillons dans une solution de cire dissoute dans le cyclohexane, puis à en mesurer le volume par pesée hydrostatique dans l'eau. Ce solvant n'interagit pas avec les argiles, ne modifie pas la cohésion du matériau et il est suffisamment volatil pour permettre un enrobage rapide. Il nécessite quelques précautions d'utilisation.

Annexe 2-2: Fabrication de croûtes épaisses

Choix du type d'humectation

Le choix du type d'humectation vise à avoir une humidité nécessaire pour faciliter la déformation de l'échantillon par compactage. Pour cela, on utilise un dispositif appelé table de succion. Ce dispositif sert à mettre un échantillon de sol en équilibre pour une valeur de succion h donnée (charge hydraulique négative). Deux essais d'humectation ont été réalisés:

- la saturation par capillarité, qui consiste à mettre le sol sec sur la couche de sable humide de la table de succion portée à une succion donnée et on laisse l'eau monter par capillarité. L'équilibre est obtenue après deux jours.
- la saturation par immersion dans l'eau: le sol est mis en place dans l'eau et on le laisse prendre l'équilibre pendant deux jours puis on le soumet à une succion donnée.

Ce qui différencie ces deux méthodes, c'est la teneur en eau à l'équilibre. Avec la saturation par immersion dans l'eau, elle est supérieure à celle de la saturation par capillarité. Cette dépendance entre la teneur en eau et l'état de l'eau du sol à l'équilibre est appelée phénomène d'hystérèse.

Sous -40 cm de succion, il y a une forte variation d'humidité le long de la hauteur de l'échantillon de sol humecté par capillarité (de 24 à 30%). Pour l'échantillon saturé par immersion dans l'eau, l'humidité suivant la hauteur est uniforme, 34% en moyenne, mais sa valeur élevée risque de s'opposer à la compaction ultérieure.

Saturation par capillarité	succion -40 cm	Saturation par immersion	succion -40 cm
hauteur de l'échantillon	humidité (%)	hauteur de l'échantillon	humidité (%)
0-2.4 cm	30.43	0-2.4 cm	34.71
2.4-4.8 cm	27.57	2.4-4.8 cm	33.62
4.8-7.2 cm	25.52	4.8-7.2 cm	33.72
7.2-9.6 cm	24.67	7.2-9.6 cm	34.46

tableau des valeurs d'humidité obtenues pour deux essais d'humectation par capillarité et par immersion dans l'eau sous -40 cm de succion.

Sous -1 m de succion, l'échantillon de sol humecté est à humidité voisine de 25% et uniforme suivant la hauteur de l'échantillon (10 cm de hauteur). D'où le choix de l'humectation par capillarité à -1 m de succion. Pour ne pas perturber le circuit hydraulique de la table de succion, on diminue la succion petit à petit et à -50 cm de succion, on attend l'équilibre d'abord puis on descend à -1 m de succion. La moyenne de la masse volumique correspondante est de 1.34 g/cm³.

Saturation par capillarité		succion -1m
hauteur de l'échantillon	humidité (%)	masse volumique (g/cm ³)
0-2.4 cm	26.43	1.28
2.4-4.8 cm	25.76	1.31
4.8-7.2 cm	25.28	1.34
7.2-9.6 cm	24.23	1.43

tableau des valeurs d'humidité et de masse volumique correspondante d'un échantillon de 10 cm de hauteur soumis à -1 m de succion par capillarité.

Choix des indices de vide

La masse volumique mesurée (valeur moyenne 1.34 g/cm³) par la méthode à la cire (cf. annexe 2-1) des échantillons humectés donnés par le tableau ci-dessus nous permet de choisir les valeurs de l'indice de vide structural variant de 0 à 0.37. Des valeurs intermédiaires ont été pris, d'où le choix des indices de vide suivant: 0, 0.18, 0.24, 0.31 et 0.37.

A partir de ces indices de vide, on peut calculer la masse volumique de la couche de croûte à fabriquer à partir de l'équation:

$$e_s = \frac{\frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\rho_a}}{\frac{1}{\rho_s}}$$

où ρ_c est la masse volumique de la couche de terre,
 ρ_a est la masse volumique des agrégats qui vaut 1.6447,
et ρ_s est la masse volumique de solide qui vaut 2.686.

Les croûtes épaisses auront 7070 cm³ de volume. La multiplication de ce volume de croûte avec la densité de la croûte à fabriquer nous donne la masse de croûte fabriquée. Par conservation de masse, cette valeur reste constante pour une température donnée et on a:

$$M = \rho_c * S * h = \rho_{sol} * S * h_i$$

où M est la masse (g),
S=707 cm² est la surface de la croûte,
h=10 cm est la hauteur finale de la croûte épaisse,
h_i est la hauteur initiale nécessaire pour fabriquer la croûte,

ρ_c est la masse volumique de croûte fabriquée à partir du choix d'indice de vide donné, $\rho_{sol}=1.14 \text{ g/cm}^3$ est la masse volumique du sol de Marçon à 20°C à l'air libre.

Compactage

Puisque la surface de la croûte à fabriquer est importante (environ 700 cm²), il faut une certaine force pour déformer l'échantillon. On a mis l'échantillon humecté dans un moule oedométrique, on mesure la hauteur initiale h_i' (différent de h_i à cause du retrait au moment de l'humectation), on met un comparateur qui mesure le déplacement vertical jusqu'à la diminution de h_i' à $h=10 \text{ cm}$.

Séchage

Le séchage est effectué à l'étuve à 40°C ventilé. Chaque échantillon a été pesé tous les jours jusqu'à l'obtention d'un poids constant. Le séchage dure une semaine en moyenne. Ceci nous permet de contrôler l'humidité initiale de chaque échantillon à chaque essai d'infiltration.

Après séchage, on mesure la dimension de croûte épaisse fabriquée et on calcule la masse volumique finale. D'où les valeurs finales des indices de vide 0.02, 0.13, 0.17, 0.27 et 0.4.

Annexe 2-3: Réalisation de la pluie simulée

L'intensité de pluie I est définie par:

$$I = \frac{m}{\Delta t S}$$

où m est la masse d'eau de pluie,

S est la surface d'interception de la pluie,

Δt est la durée de prélèvement.

La hauteur d'eau tombée H est donnée par le rapport entre m et S. Et comme la masse volumique de l'eau est égale à 1 g/cm³, alors:

$$H = \frac{m * 1}{S} \text{ en mm de pluie par m}^2$$

On mesure l'intensité I de pluie par mesure de hauteur de pluie tombée pour un temps donné avec un pluviomètre. Puis, on calcule le temps nécessaire pour faire tomber une pluie de hauteur H donnée. Dans un bac à fond perforé, on met 1650 g de sable sec et 400 g d'agrégats secs du sol de Marçon et on fait tomber la pluie dessus. Le choix des hauteur de pluie vise à obtenir une gamme de croûtes minces d'indice de vide compris entre 0.02 et 0.4.

intensité de pluie I (mm/h)	durée (s)	hauteur de pluie H (mm)	volumique massique cm ³ /g (après séchage)	indice de vide es *	Remarques
7.5	400	3	0.725±0.006	0.314	
7.5	514	4	0.725±0.007	0.314	
6	500	5	0.717±0.015	0.293	
3	654	6	0.709±0.010	0.271	
9	1242	10	0.679±0.016	0.191	
4	2100	14	0.667±0.004	0.158	Htotale=19 mm
3	780	5			
2	2100	13	0.637±0.002	0.077	Htotale=30 mm
5	300	2			
5.5	240	2			
4	780	5			
1.75	600	4			
0	600	3			
9	300	2			

* calculée avec une masse volumique des agrégats de 1.6447

A partir d'une hauteur H 19 mm de pluie, la procédure consiste à faire tomber la pluie pendant 35 minutes et ensuite une minute de pluie toutes les six minutes pour permettre au flaquage de se dissiper.

Courbe d'ajustement

Les points expérimentaux indice de vide des croûtes minces (es) et hauteur de pluie (H) sont ajustés par la courbe de forme hyperbolique utilisée par Boiffin, 1984:

$$es = esl + \frac{esi}{aH + 1}$$

où esl est l'indice de vide limite, on prendra 0.01;

esi est l'indice de vide initial, on prendra 1;

et a est un coefficient exprimant l'efficiencia de la pluie par rapport à la diminution relative de l'indice de vide (Boiffin, 1984).

Calcul de l'énergie cinétique des pluies

On pèse 10 gouttes de pluies, soit 8.367 grammes. En supposant qu'une goutte reste invariable et en considérant qu'elle a une forme sphérique, on en déduit le diamètre d'une goutte de pluie, soit 6 mm.

Le tableau d'Epema et Riezebos, 1983, ci-dessous fourni la valeur de vitesse d'une goutte de pluie pour un diamètre donné et une hauteur de chute de pluie. A partir d'un tableau de valeurs chute de pluie et diamètre de goutte.

De ce tableau, on en déduit la vitesse des gouttes utilisées quand elles atteignent la couche d'agrégat.

L'énergie cinétique est donnée par:

$$Ec = \frac{1}{2}mv^2$$

Si m est la masse d'eau tombée par mm de pluie sur une surface de 1 m², alors l'énergie cinétique ci-dessus est une énergie cinétique en J/m²/mm⁻¹, et l'énergie cinétique après H mm de pluie est en J/m².

height of fall (m)	equivalent drop diameter (mm)								
	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0
0.50	2.83	2.95	2.96	2.96	2.96	2.96	2.96	2.96	2.96
1.00	3.92	4.00	4.02	4.04	4.06	4.08	4.10	4.12	4.14
1.50	4.59	4.72	4.84	4.94	5.00	5.04	5.08	5.12	5.15
2.00	4.98	5.26	5.42	5.56	5.65	5.74	5.78	5.82	5.86
3.00	5.56	5.94	6.21	6.40	6.54	6.68	6.77	6.84	6.92
4.00	5.95	6.39	6.73	6.97	7.17	7.34	7.44	7.54	7.64
5.00	6.14	6.72	7.10	7.41	7.64	7.80	7.96	8.05	8.11
6.00	6.28	6.94	7.36	7.69	7.95	8.12	8.27	8.36	8.42
7.00	6.39	7.04	7.53	7.86	8.15	8.31	8.45	8.54	8.62
8.00	6.48	7.15	7.65	7.97	8.26	8.43	8.56	8.66	8.75
9.00	6.56	7.20	7.74	8.06	8.34	8.51	8.65	8.75	8.84
10.00	6.62	7.26	7.81	8.14	8.41	8.58	8.72	8.82	8.90
13.00	6.68	7.40	7.98	8.30	8.58	8.75	8.90	8.96	9.02
∞ *	6.68	7.41	7.99	8.46	8.75	8.96	9.08	9.13	9.24
∞ **	6.58	7.41	8.06	8.52	8.86	9.10	9.25	9.30	9.30
∞ ***	6.49	7.42	8.06	8.52	8.83	9.00	9.09	9.15	

* terminal velocities calculated by substitution of the derived constant value of $\frac{M}{\beta}$ in equation (28)

** terminal velocities after LAWS (1941)

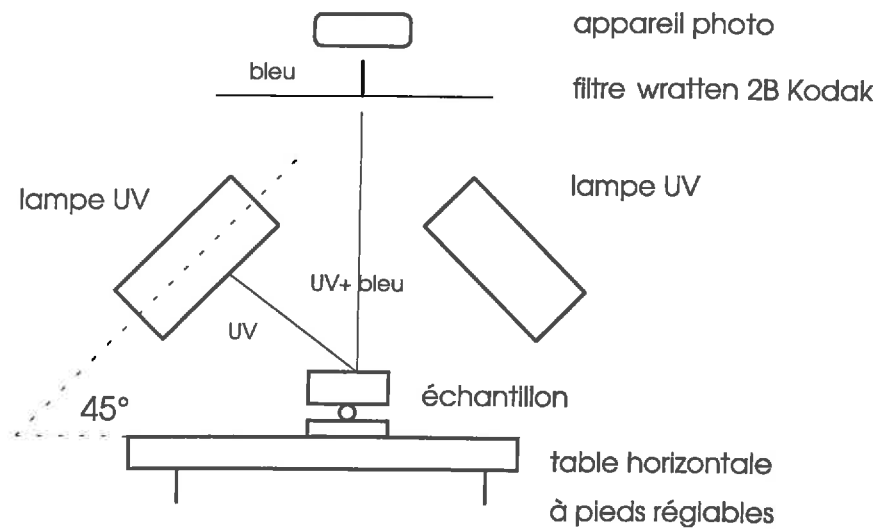
*** terminal velocities after GUNN & KINZER (1949)

tableau de vitesse de goutte de pluie (m/s) donnée à partir de la hauteur de chute de pluie (m) et du diamètre de goutte (Epema et Riezebos, 1983).

Annexe 2-4: Préparation des surfaces des croûtes et prise de photos

Les photos de profils des croûtes présentés dans le deuxième chapitre sont pris après imprégnation des échantillons avec de la résine polyester contenant un azurant optique. Le but de l'imprégnation est de pouvoir filmer une couche mince de la surface de l'échantillon sans faire des lames minces. L'effet de la lampe UV sur la résine et l'azurant donne une fluorescence bleu, qui visualise les pores pleins de résines dans un plan très mince. Une fois enregistré sur film, le tirage donne des couleurs blanches pour les pores et noir pour les solides.

Prise de photos



Annexe 3-1: Résultats du TRIMS

Le détail des mesures effectuées avec le TRIMS et les valeurs des flux d'infiltration sont donnés par le tableau récapitulatif n°1 qui indique la date de mesure, la succion h_0 , l'indice de vide e_s , le diamètre de disque utilisé d , la durée de la manipulation, la tendance de la courbe de variation de la pression en surface (P en cm de colonne d'eau), la préparation de la surface avant mesure S , l'arrivée ou pas de l'eau au fond de l'échantillon (fond), le diamètre humecté (D_{hum}), la teneur volumique en eau initiale θ_i et finale θ_f , et les flux en régime permanent q_0 .

Le tableau n°2 donne les valeurs de la conductivité calculées par la méthode de White *et al.*, 1992 suivant les méthodes de détermination de la sorptivité.

Le tableau n°3 donne les valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de Scotter *et al.*, 1982 avec les hauteurs de pluie correspondantes.

Les graphiques correspondantes aux calculs de détermination de la conductivité hydraulique par la méthode de Scotter *et al.*, 1982 sont fournies avec les deux courbes de flux d'infiltration et de variation de succion pour le disque moyen et petit pour chaque indice de vide e_s et succion imposée au sol h_0 . Les titres portent la date de mesure.

Le tableau n°3 donne les valeurs de la conductivité hydraulique calculées par la méthode de Scotter *et al.*, 1982 avec les hauteurs de pluie correspondantes.

date	ho mm	es	d mm	durée	P cmce	S	F	Dhum cm	θi cm ³ /cm ³	θf cm ³ /cm ³	qo m/s
0301	-5	0.02	80	5h	5c		1	22.5	0.0144	0.436	5.45e-6
1403	-5	0.02	80	6h	-15s	p	1		0.0144	0.436	3e-6
0901	-5	0.02	48	5h	-6c	np		19.3	0.0144	0.436	6.28e-6
2112	-5	0.27	80	4h	-7d	np	0	24	0.0114	0.493	7.23e-6
1003	-5	0.27	80	4h20	-3s	p	1		0.0114	0.493	9.71e-6
0401	-5	0.27	48	5h	-5s	np	0	22.3	0.0114	0.493	1.18e-5
2312	-5	0.4	80	3h	-12s	np	0	22	0.0113	0.532	1.0e-5
1101	-5	0.4	48	4h50	-35s	np		17.4	0.0113	0.532	7.83e-6
0912	-50	0.02	80	6h	-11c	np			0.0144	0.424	2.85e-6
0703	-50	0.02	80	6h30	-45c	p			0.0144	0.424	3.13e-6
1912	-50	0.02	48	7h50	-70d	np			0.0144	0.424	2.2e-6
2702	-50	0.02	48	6h40	-19s	p			0.0144	0.424	4.53e-6
0512	-50	0.13	80	7h	-35d	np	1	23.8	0.0139	0.456	3.39e-6
0803	-50	0.13	80	5h30	-6s	p		24	0.0139	0.456	6.06e-6
1312	-50	0.13	48	7h	-45d	np	1		0.0139	0.456	3.93e-6
2301	-50	0.13	48	7h	-8s	p		20.5	0.0139	0.456	8.27e-6
2802	-50	0.13	48	6h50	is	p		18	0.0139	0.456	5.43e-6
0812	-50	0.17	80	8h	-30s	np	0		0.0127	0.466	3.44e-6
2212	-50	0.17	48	7h20				18.5	0.0127	0.466	5.01e-6
0212	-50	0.27	80	3h	-9s	np			0.0114	0.471	1.22e-5
1212	-50	0.27	48	1h	-24s	np			0.0114	0.471	1.32e-5
0712	-50	0.4	80	3h30	-18d	np	0		0.0113	0.498	9.31e-6
1503	-50	0.4	80	2h15	-14s	p	1		0.0113	0.498	8.51e-6
1412	-50	0.4	48	4h45	-25s	np		19	0.0113	0.498	8.69e-6
1601	-100	0.02	80	6h30	-25s		1	21.5	0.0144	0.404	2.48e-6
0902	-100	0.02	80	6h30	-35s	p			0.0144	0.404	3.23e-6
2501	-100	0.02	48	6h50	-210d	np	0	15.8	0.0144	0.404	1.89e-6
0202	-100	0.02	48	6h36	-42s	p		18	0.0144	0.404	5.20e-6
1301	-100	0.27	80	6h30	-52d	np	1	21.5	0.0127	0.426	2.34e-6
1402	-100	0.27	80	6h30	-30s	p		20.5	0.0127	0.426	2.20e-6
1401	-100	0.27	48	6h30	-29d	np	0	16.5	0.0127	0.426	5.03e-6
1302	-100	0.27	48	6h30	-70s	p		17.5	0.0127	0.426	4.12e-6
1203	-100	0.27	48	6h40	-51d	p		18	0.0127	0.426	3.56e-6
1901	-100	0.4	80	7h	-30s			21	0.0113	0.438	3.66e-6
1601	-100	0.4	48	fuite					0.0113	0.438	
1302	-100	0.4	48	7h	-55s	p		18.5	0.0113	0.438	4.22e-6

où ho est la succion imposée au sol, es l'indice de vide structural et d le diamètre de disque.

P la variation de pression en surface avec s= stable, d= décroissante, is= instable et c=croissante précédée de la valeur de la succion finale.

S est la préparation de la surface avec p= surface aplanie et np= surface non aplanie.

F le fond de l'échantillon avec 1 arrivée de l'eau au fond et 0 non arrivée de l'eau.

Dhum est le diamètre de la surface humectée après mesure.

θi et θf les teneurs volumiques en eau initiale et finale.

qo le flux d'infiltration en régime permanent.

tableau n°1: Mesures effectuées par le TRIMS

ho=-5mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	-5.9e-7	-1.2e-6	564e-6	449e-6	0.5205	3116	1979	0.0332	0.0211	1364	773	23e-4	36e-4
0.27	1.415	4.46e-7	-1.2e-6	505e-6	464e-6	0.4815	5940	5007	0.0444	0.0374	1456	622	17e-4	20e-4
0.02	1.624	1.34e-6	-5.4e-6	315e-6	412e-6	0.4217	5554	9518	0.0305	0.0524	2877	604	25e-4	15e-4

ho=-50mm

es	ρ mesurée /cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	5.85e-6	7.15e-6	310e-6	160e-6	0.4873	925	247	0.0106	0.0028	3951	5317	72e-4	3e-4
0.27	1.415	8.92e-6	6.33e-6	295e-6	329e-6	0.4598	734	911	0.0096	0.0118	3878	1126	80e-4	64e-4
0.17	1.492	2.35e-6	4.02e-6	168e-6	124e-6	0.4530	24169	13206	0.0317	0.0173	11647	7674	24e-4	44e-4
0.13	1.525	1.69e-6	-4e-6	332e-6	432e-6	0.4421	14487	24461	0.0497	0.0839	2834	604	15e-4	910e-4
0.02	1.624	4.83e-7	-3.8e-6	249e-6	341e-6	0.4090	57185	107508	0.0799	0.1503	4327	829	956e-4	509e-4

ho=-100mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 s	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	5.61e-7	1.01e-6	275e-6	217e-6	0.4269	9503	5903	0.0345	0.0214	3860	2237	22e-4	36e-4
0.27	1.415	9.61e-7	-3.4e-6	171e-6	315e-6	0.4146	1270529	4296729	0.2562	0.8663	9370	997	298e-4	8820e-4
0.02	1.624	2.99e-6	3.79e-6	73e-6	137e-6	0.3889	74723	263549	0.0282	0.0995	45449	4639	27e-4	768e-4

avec r1 le rayon du disque moyen et r2 pour le petit disque

es l'indice de vide structural, ρ la masse volumique mesurée, $\Delta\theta$ la variation de teneur volumique en eau

KW la conductivité calculée par la méthode de White, S la sorptivité,

tgrav le temps gravitaire, tgéom le temps géométrique,

λ_c la longueur capillaire et λ_m le rayon effectif de pore.

tableau n°2: Valeurs des caractéristiques hydrodynamiques: les valeurs de la sorptivité S sont calculées par la méthode de Bristow et Savage, 1987 et la conductivité par White et al., 1992.

ho=-5mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	2.66e-6	6.33e-6	470e-6	259e-6	0.5205	2168	659	0.0231	0.0070	1960	2323	33e-4	1.1e-4
0.27	1.415	2.5e-6	1.75e-6	445e-6	407e-6	0.4815	4620	3865	0.0346	0.0289	1872	805	22e-4	26e-4
0.02	1.624	2.22e-6	-8.1e-7	279e-6	320e-6	0.4217	4374	5752	0.0241	0.0316	3654	1000	32e-4	24e-4

ho=-50mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	9.24e-6	8.68e-6	45e-6	15e-6	0.4873	20	2	0.00023	0.00003	184382	578713	34e-4	292e-4
0.27	1.415	1.22e-5	1.31e-5	18e-6	48e-6	0.4598	3	20	0.00003	0.00024	1198153	58772	233e-4	32e-4
0.17	1.492	3.33e-6	4.88e-6	-53e-6	44e-6	0.4530	2420	1689	0.00313	0.00218	119875	61827	2e-4	4e-4
0.13	1.525	3.58e-6	8.26e-6	253e-6	14e-6	0.4421	8423	27	0.02823	0.00009	5117	578202	27e-4	85e-4
0.02	1.624	3.07e-6	3.9e-6	37e-6	97e-6	0.4090	1294	8789	0.00167	0.01137	223457	11843	5e-4	67e-4

ho=-100mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 s	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	2.79e-6	2.9e-6	145e-6	139e-6	0.4269	2667	2428	0.0097	0.0088	13752	5439	79e-4	87e-4
0.27	1.415	2.11e-6	3.21e-6	47e-6	71e-6	0.4146	97044	216084	0.0196	0.0436	122675	19834	39e-4	17e-4
0.02	1.624	3.17e-6	3.61e-6	36e-6	146e-6	0.3889	18594	298112	0.0070	0.1125	182648	4101	1.1e-4	679e-4

avec r1 le rayon du disque moyen et r2 pour le petit disque

es l'indice de vide structural, ρ la masse volumique mesurée, $\Delta\theta$ la variation de teneur volumique en eau

KW la conductivité calculée par la méthode de White, S la sorptivité,

tgrav le temps gravitaire, tgéom le temps géométrique,

λ_c la longueur capillaire et λ_m le rayon effectif de pore.

tableau n°2: Valeurs des caractéristiques hydrodynamiques: les valeurs de la sorptivité S sont calculées par la méthode de Smile et Knight, 1976 et la conductivité par White et al., 1992.

ho=-5mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW r1 m/s	KW r2 m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	-1.1e-6	2.38e-6	577e-6	371e-6	0.5205	3266	1350	0.0348	0.0144	1301	1133	22e-4	53e-4
0.27	1.415	-1.3e-6	-4.8e-6	551e-6	524e-6	0.4816	7034	6360	0.0528	0.0477	1220	486	15e-4	16e-4
0.02	1.624	1.99e-6	3.14e-7	289e-6	294e-6	0.4217	4712	4877	0.0258	0.0267	3416	1188	30e-4	29e-4

ho=-50mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	6.74e-6	3.75e-6	267e-6	287e-6	0.4873	682	787	0.0079	0.0091	5310	1658	97e-4	84e-4
0.27	1.415	9.52e-6	1.13e-5	265e-6	173e-6	0.4598	616	261	0.0079	0.0033	4799	4082	97e-4	2e-4
0.02	1.624	9.74e-9	5.56e-7	270e-6	236e-6	0.4090	68715	52499	0.0952	0.0727	3672	1730	803e-4	11e-4

ho=-100mm

es	ρ mesurée g/cm ³	KW(r1) m/s	KW(r2) m/s	S(r1) m/s ^{1/2}	S(r2) m/s ^{1/2}	$\Delta\theta$ m ³ /m ³	tgrav r1 s	tgrav r2 s	λ_c r1 m	λ_c r2 m	tgéom r1 s	tgéom r2 s	λ_m r1 m	λ_m r2 m
0.4	1.32	2.38e-6	2.68e-6	177e-6	150e-6	0.4269	3934	2825	0.0143	0.0103	9323	4675	54e-4	75e-4
0.27	1.415	1.95e-6	1.98e-6	77e-6	150e-6	0.4146	233349	878438	0.0495	0.1864	46044	4403	15e-4	410e-4
0.02	1.624	3.2e-6	3.27e-7	24e-6	255e-6	0.3889	7610	859093	0.0029	0.3340	420676	1341	3e-4	229e-4

avec r1 le rayon du disque moyen et r2 pour le petit disque

es l'indice de vide structural, ρ la masse volumique mesurée, $\Delta\theta$ la variation de teneur volumique en eau

KW la conductivité calculée par la méthode de White, S la sorptivité,

tgrav le temps gravitaire, tgéom le temps géométrique,

λ_c la longueur capillaire et λ_m le rayon effectif de pore.

tableau n°2: Valeurs des caractéristiques hydrodynamiques: les valeurs de la sorptivité S sont calculées par la méthode de Vandervaere et al., 1994 et la conductivité par White et al., 1992.

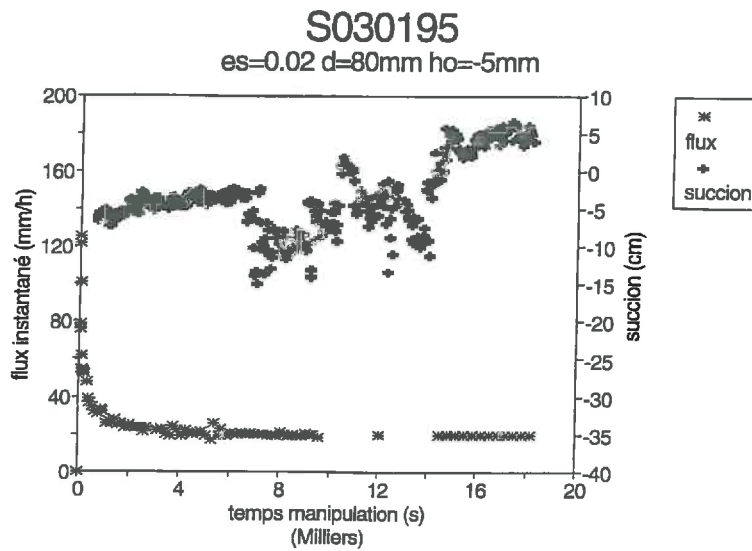
indice de vides	KSC(ho=-5mm) m/s	KSC(ho=-50mm) m/s	KSC(ho=-100mm) m/s	H ajustée mm
0.4	1.01e-5	1.02e-5	2.82e-6	2.81
0.27	6.55e-6	1.09e-5	1.52e-7	5.13
0.17	-	1.08e-6	-	9.48
0.13	-	2.76e-6	-	13.25
0.02	4.22e-6	10.4e-6	2.67e-7	179.15

KSC conductivité hydraulique calculée par la méthode de Scotter,

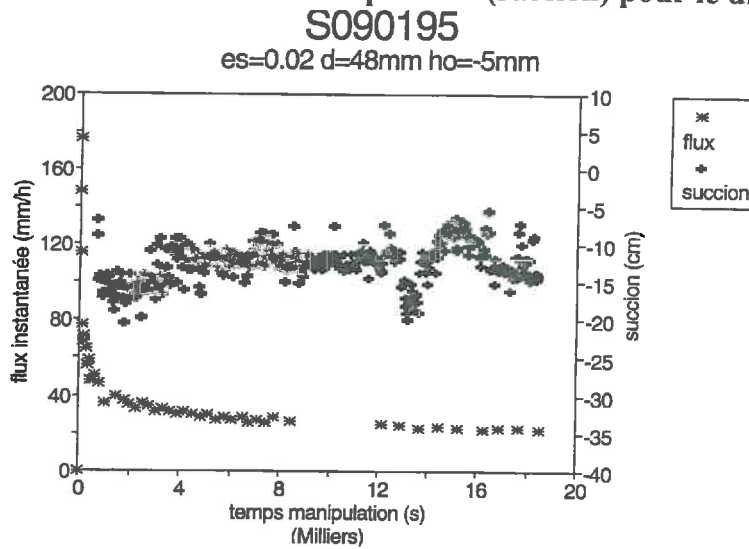
H la hauteur de pluie tombée,

ho la succion imposée au sol.

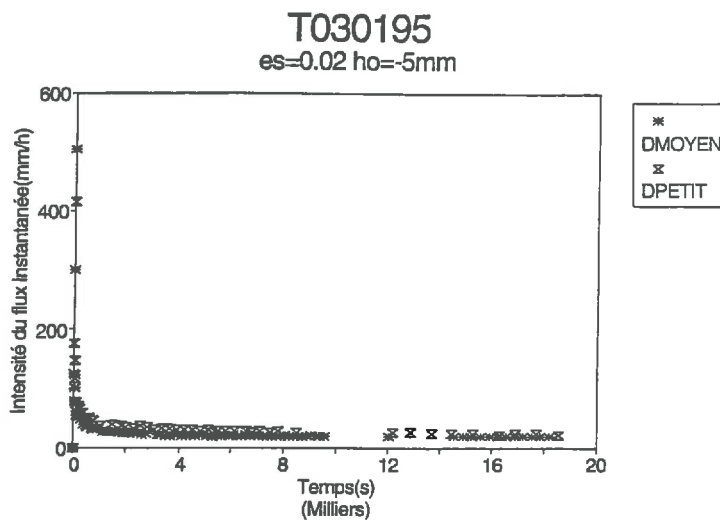
tableau n°3: Valeurs de hauteur de pluie correspondante à K calculée par la méthode de Scotter *et al.*, 1982



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

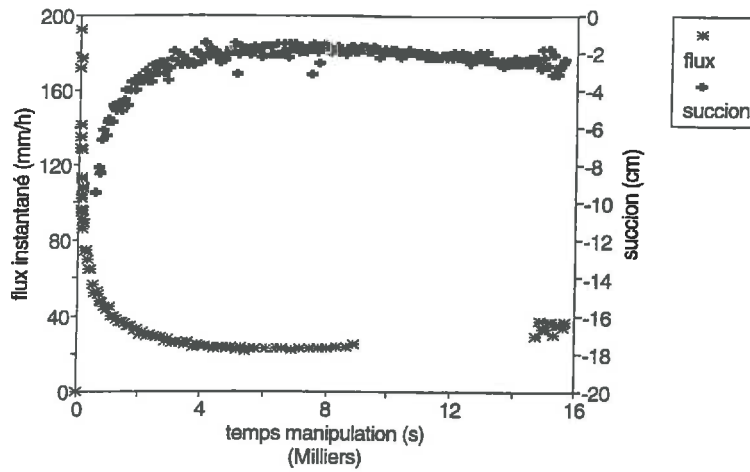


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

es est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau imposée au sol.

S100395

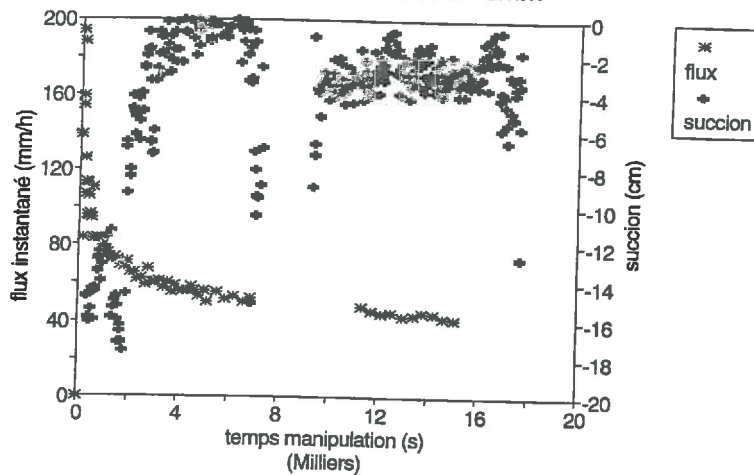
es=0.27 d=80mm ho=-5mm



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

S040195

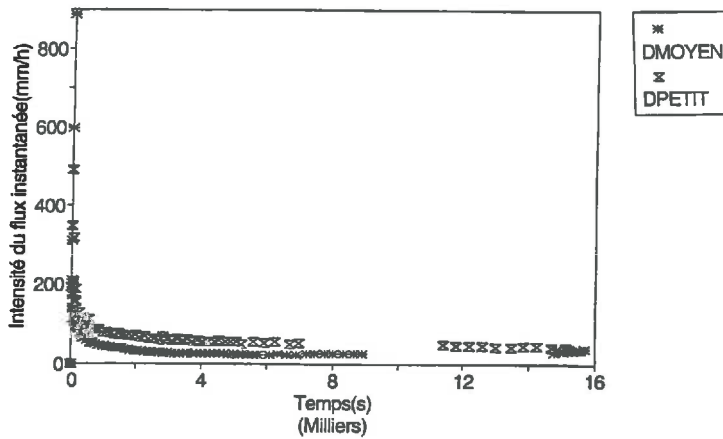
es=0.27 d=48mm ho=-5mm



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

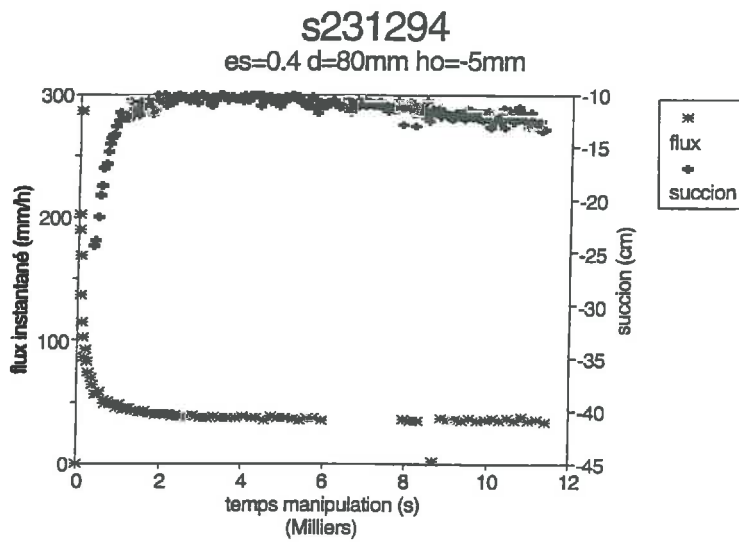
T100395

es=0.27 ho=-5mm

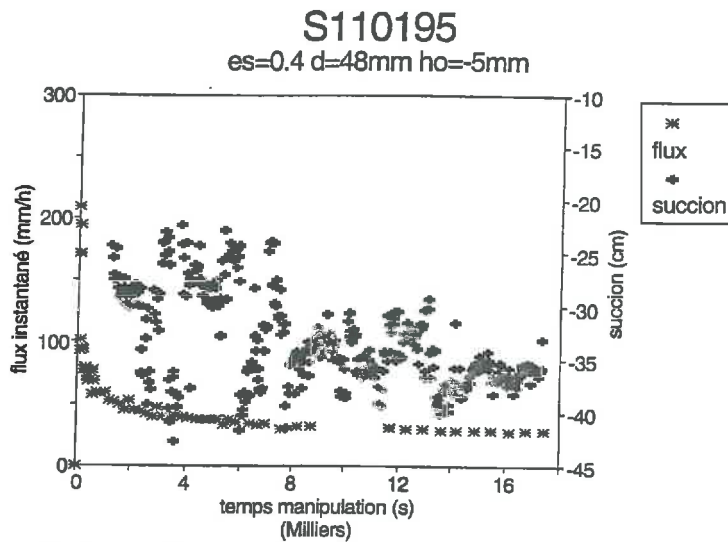


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

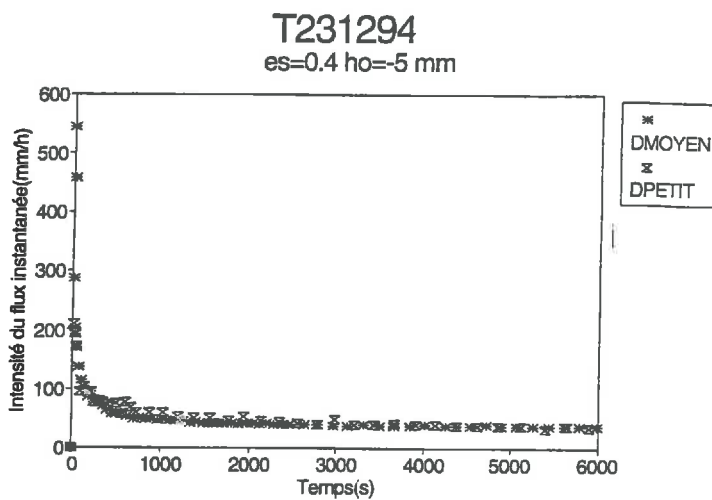
es est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau imposée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

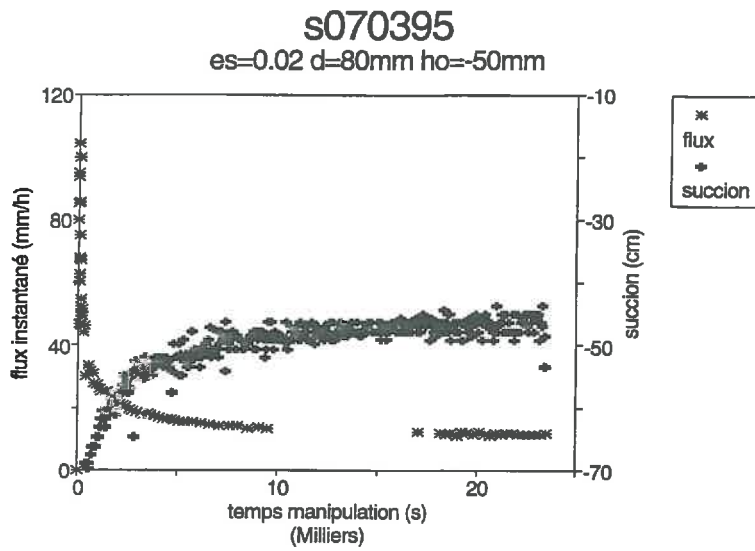


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

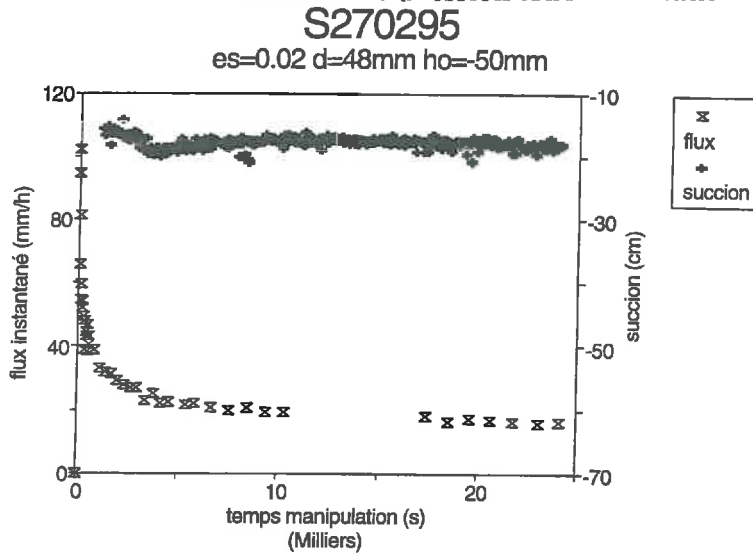


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

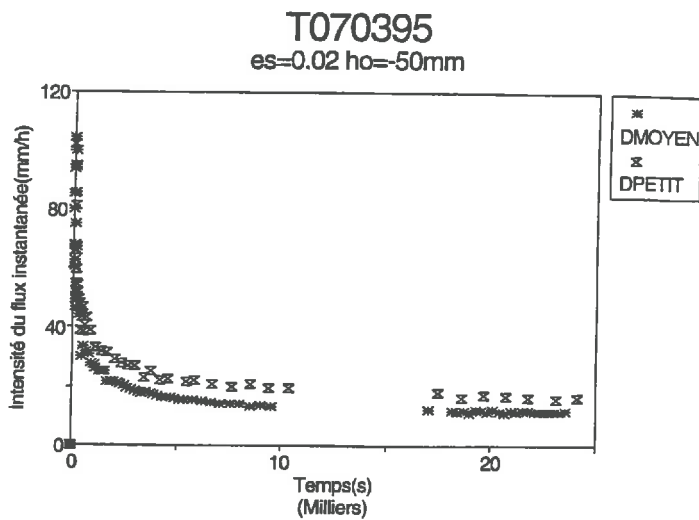
l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau
 te au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

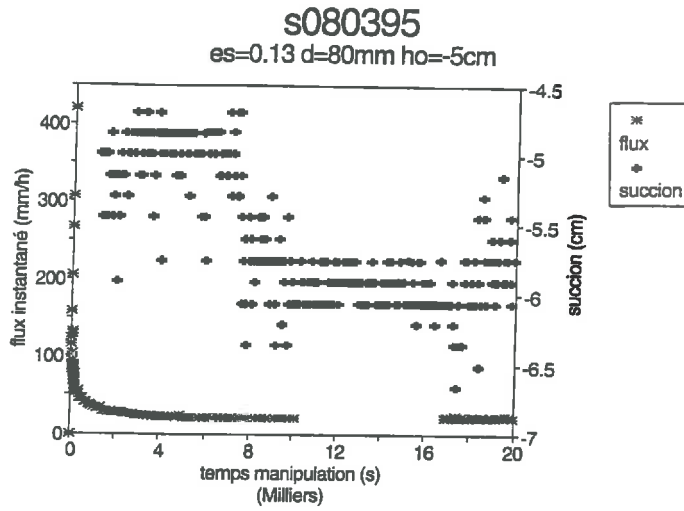


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

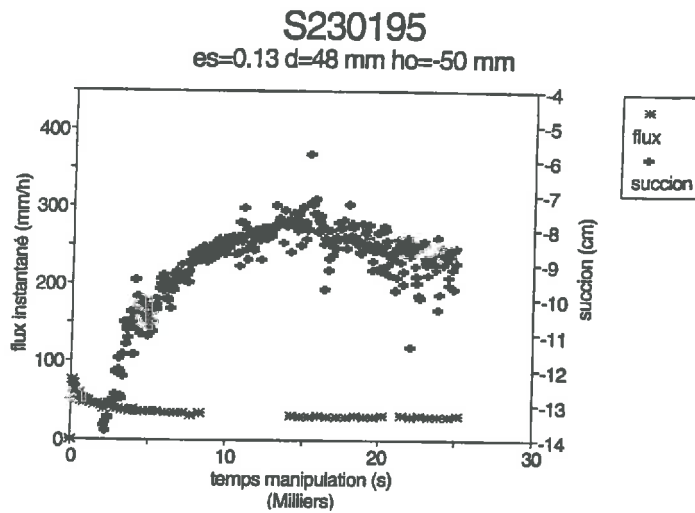


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

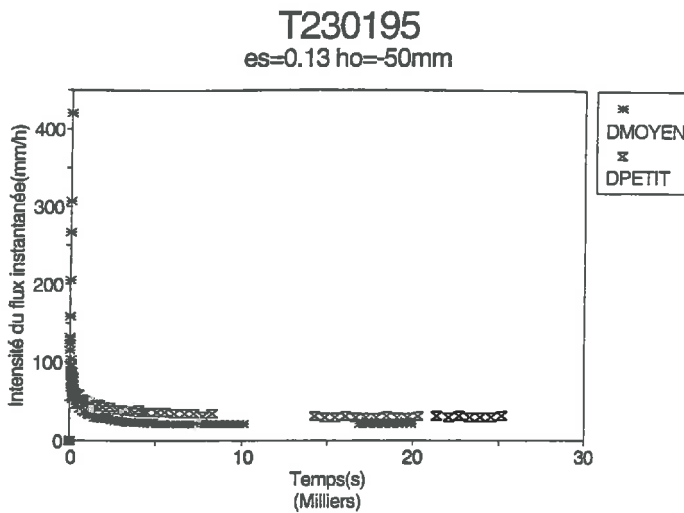
es est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau imposée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

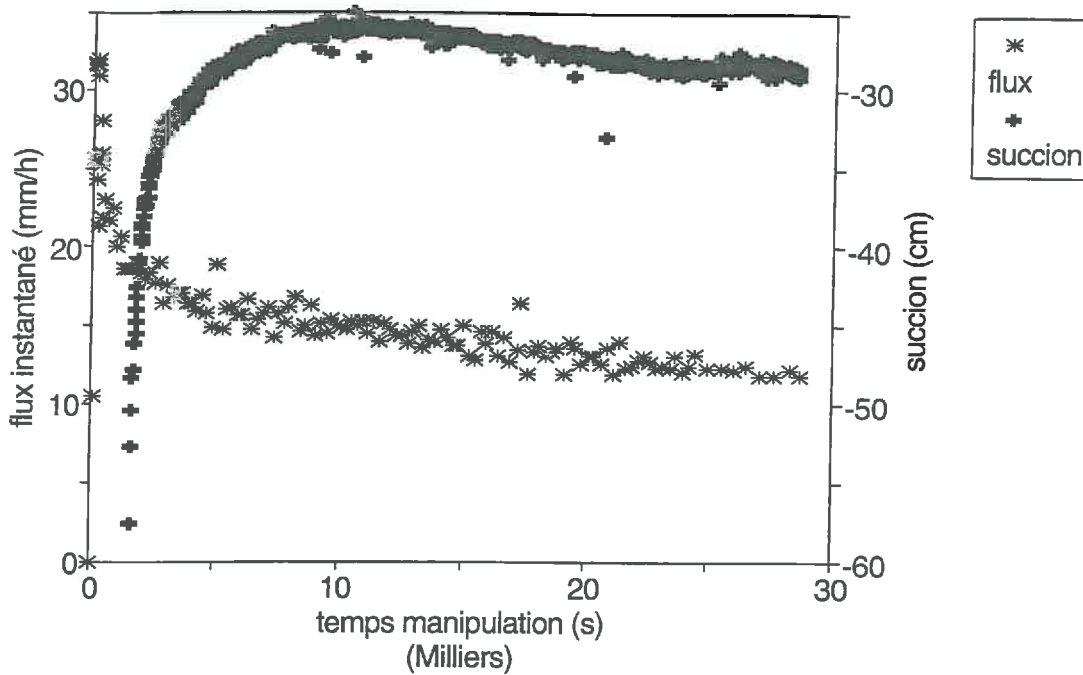


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau posée au sol.

S081294

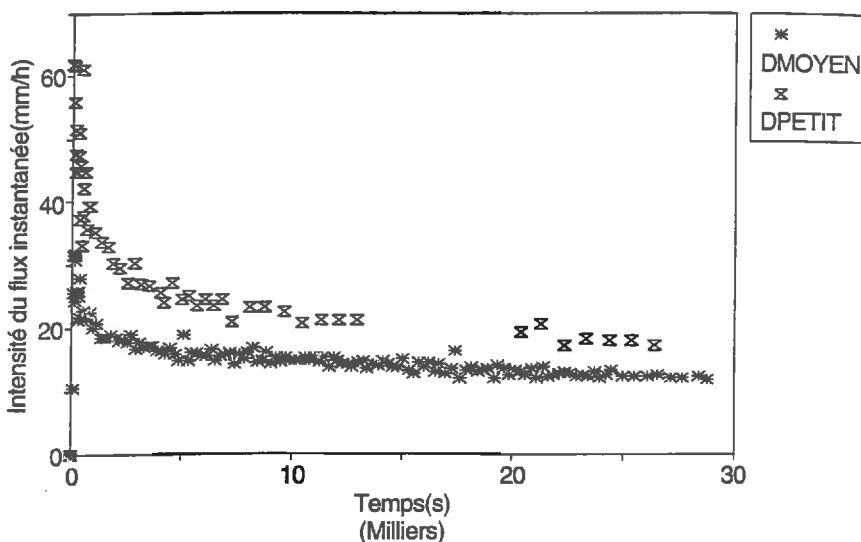
es=0.17 d=80mm ho=-5cm



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

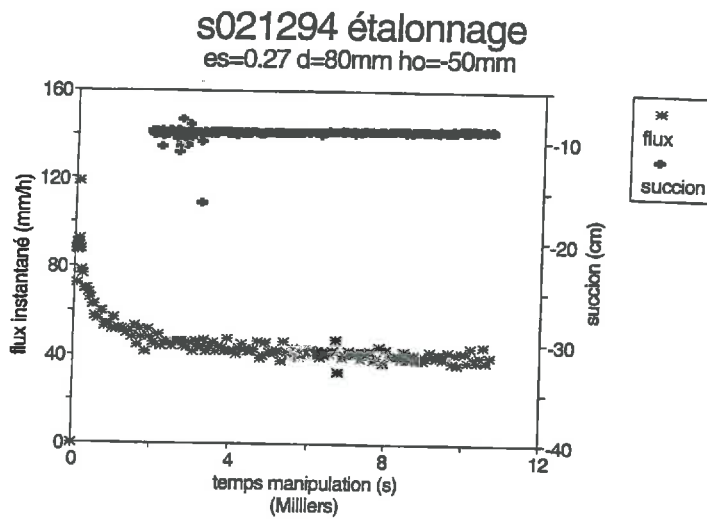
T081294

es=0.17 ho=-50 mm

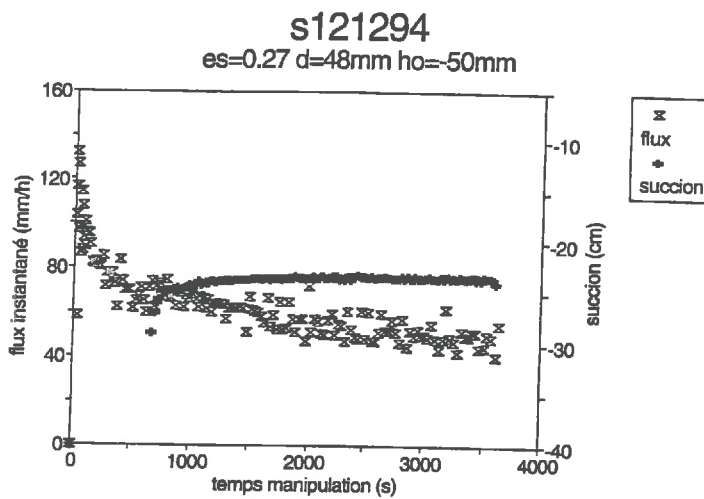


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

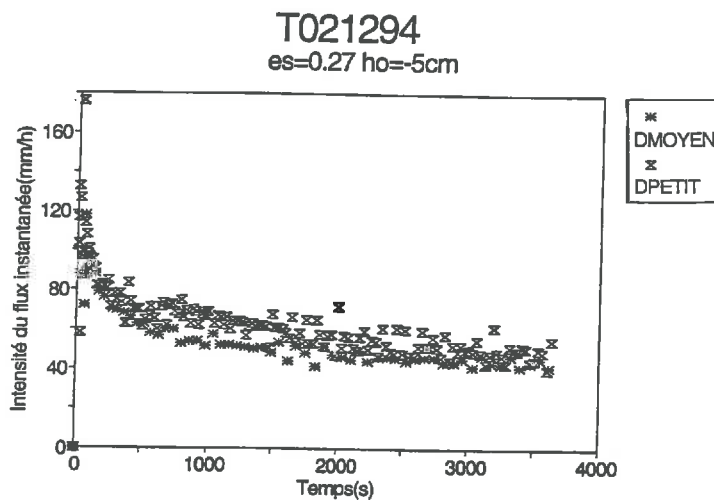
es est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau imposée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

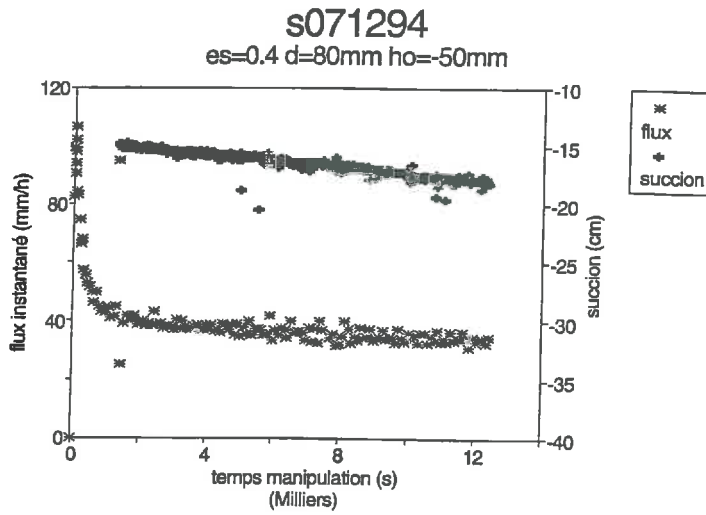


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

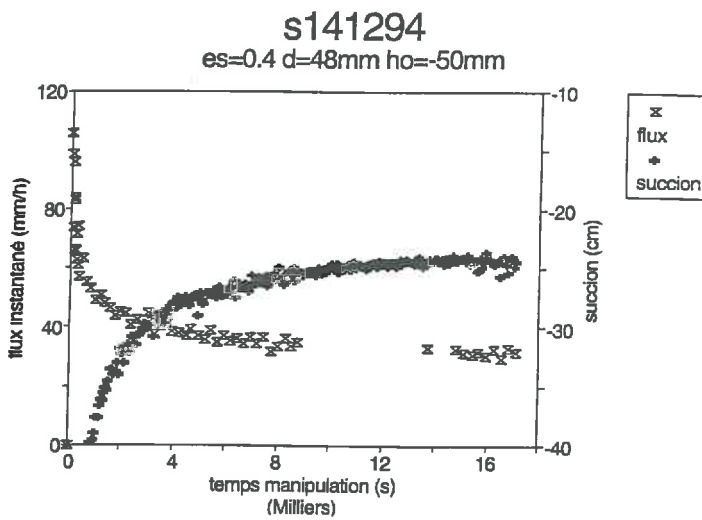


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

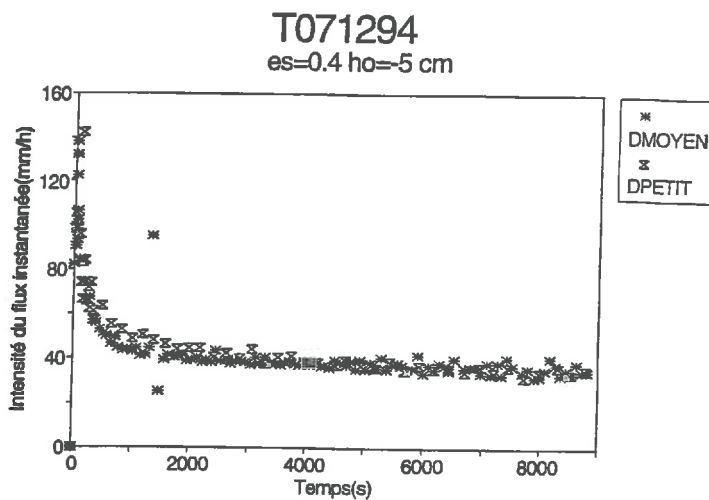
s est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau reposée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

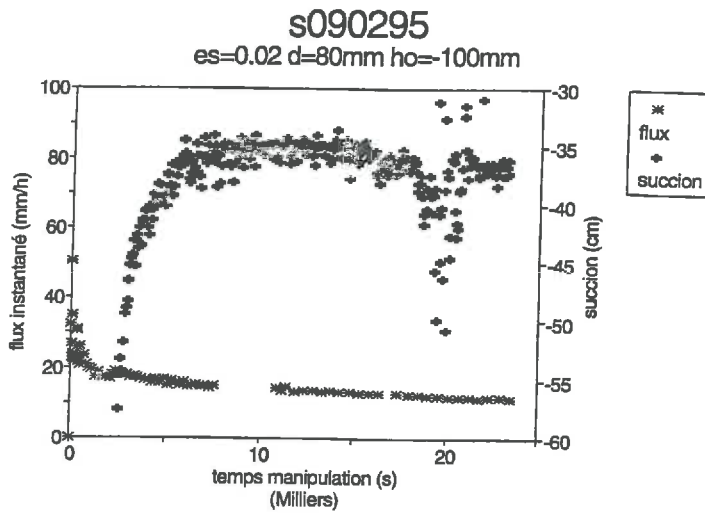


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

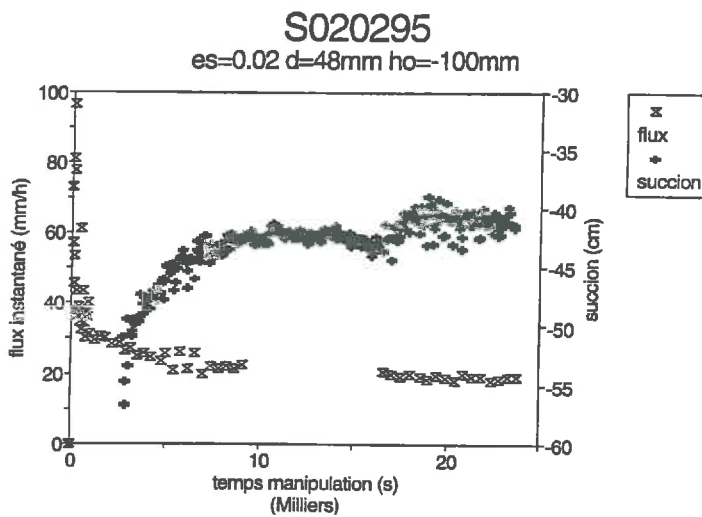


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

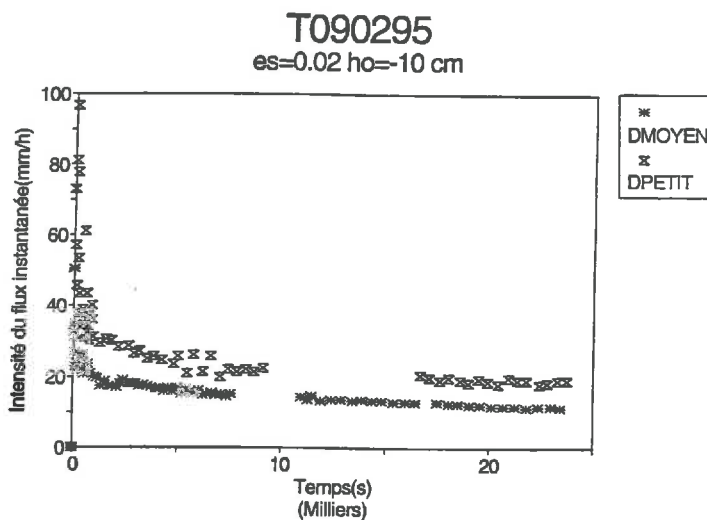
est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau osée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

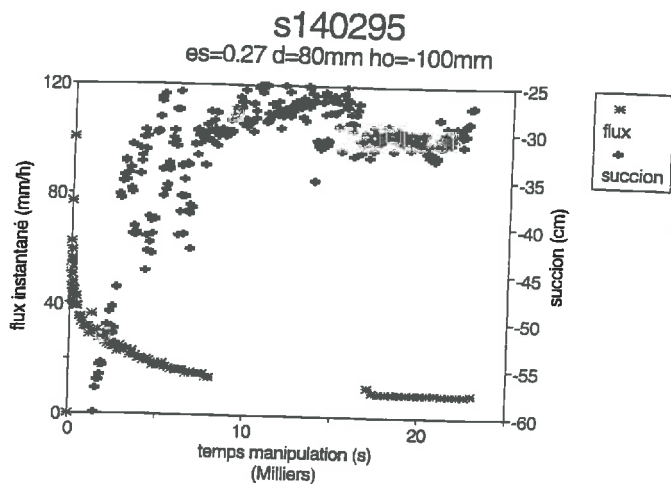


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

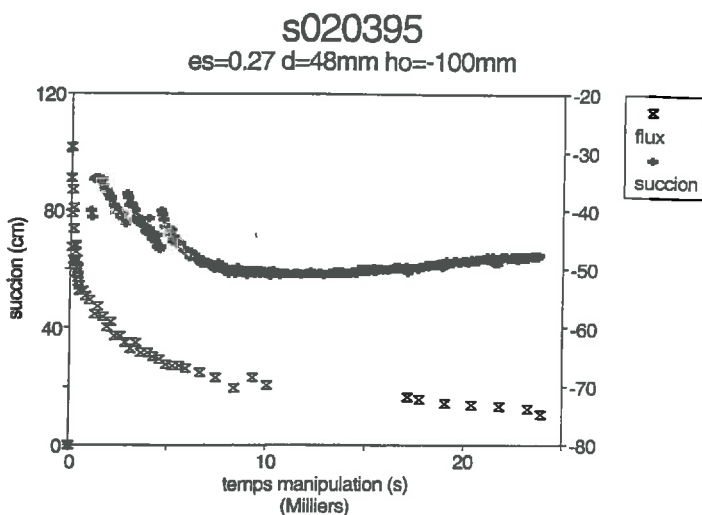


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

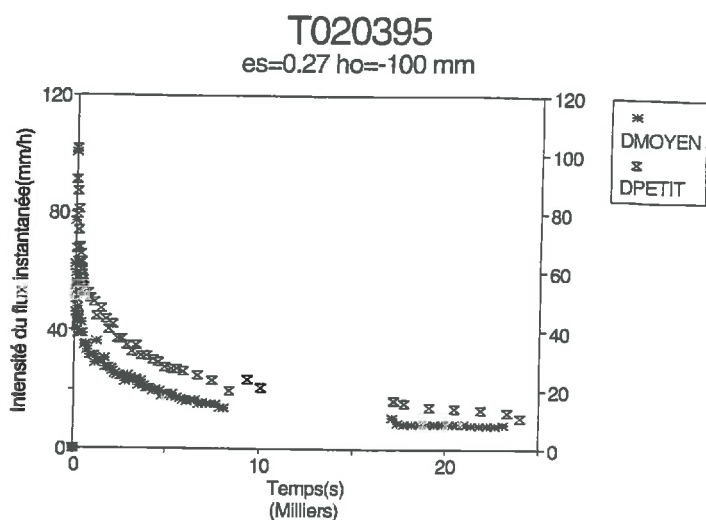
est l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et h_o la pression effective de l'eau osée au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.

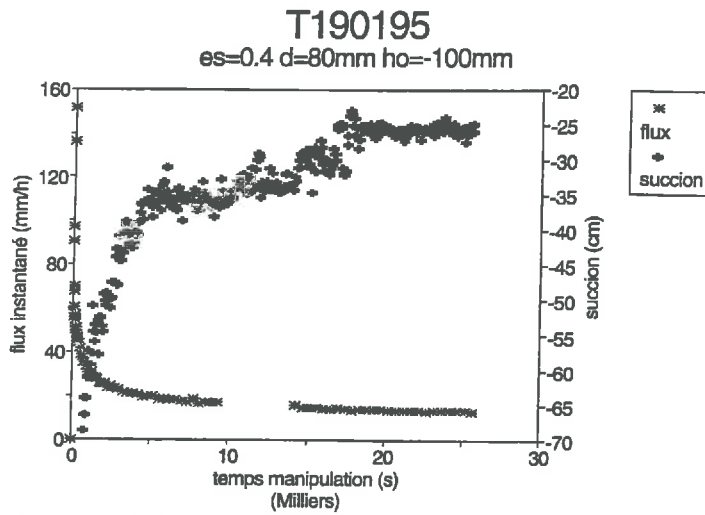


Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.

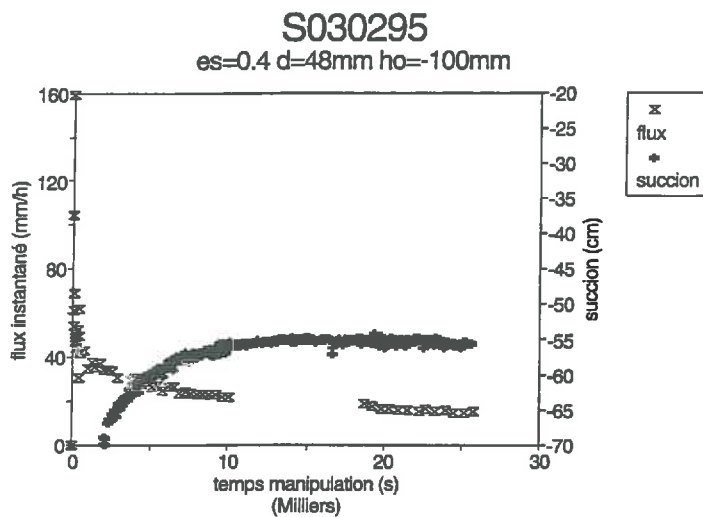


Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

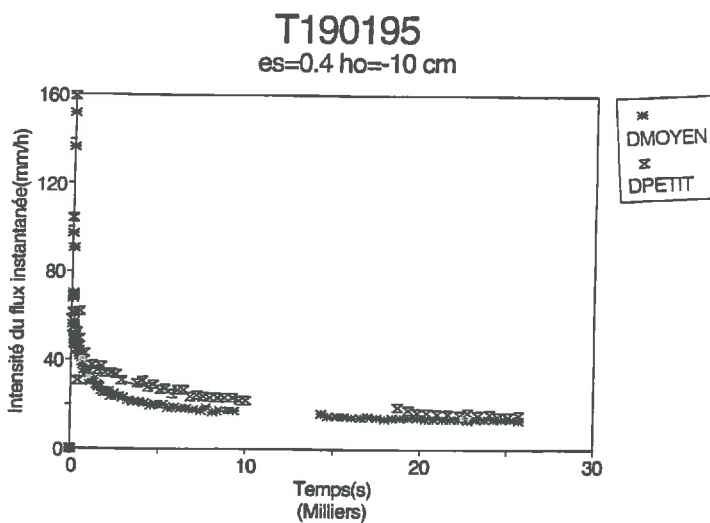
l'indice de vide structural, d le diamètre du disque et ho la pression effective de l'eau
 le au sol.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le disque moyen.



Variation du flux d'infiltration et de pression (suction) pour le petit disque.



Variation du flux d'infiltration pour les deux disques: l'intensité obtenue avec le petit disque est normalement la plus élevée.

dice de vide structural, d le diamètre du disque et h_o la pression effective de l'eau au sol.

Annexe 3-2: Etalonnage du capillaire utilisé en infiltrométrie goutte à goutte

Il s'agit de faire correspondre le nombre de gouttes tombées par heure pour un capillaire donné avec un débit. Le débit de l'infiltrométrie goutte à goutte varie suivant la charge z (cf. figure 1-9). On fait varier la charge z , on compte le nombre de gouttes tombées par heure. On mesure la masse d'une goutte et le débit correspondant est l'équivalent du rapport entre la masse des gouttes tombées et le temps.

Pour le capillaire 1/1000, on a:

charge z (cm)	nombre de goutte par heure	débit $M/\Delta t$ (cm ³ /h)
84.4	2042	140
74.4	1683	119
64.4	1446	104
53.9	1222	89
44.4	999	71

M est la masse des gouttes

Une relation linéaire entre le débit et le nombre de goutte est trouvée par régression linéaire:

$$Q = 0.066 * N + 7.03$$

où Q est le débit en cm³/h,

N le nombre de goutte par heure

avec 5 degrés de liberté et un coefficient de corrélation 99.6%.

Annexe 3-3: Valeurs des teneurs volumiques en eau finales des croûtes

h₀=0mm

es	wo%	(1/pd) g/cm ³	θ ₀ =wo*pd m ³ /m ³
0.02	29.78±0.77	0.660±0.004	0.4444
0.13	34.28±1.91	0.694±0.009	0.4794
0.17	38.24±1.75	0.719±0.007	0.5067
0.27	42.44±4.00	0.743±0.03	0.5327
0.4	44.34±1.63	0.779±0.007	0.5436

h=-5 mm

es	wo%	(1/pd) g/cm ³	θ ₀ =wo*pd m ³ /m ³
0.02	28.78±0.52	0.659±0.003	0.4360
0.13	32.48±1.033	0.694±0.008	0.4659
0.17	34.14±0.58	0.706±0.006	0.4783
0.27	36.23±0.61	0.720±0.004	0.4932
0.4	42.28±1.30	0.767±0.013	0.5317

h=-50 mm

es	wo%	(1/pd) g/cm ³	θ ₀ =wo*pd m ³ /m ³
0.02	27.66±0.503	0.653±0.004	0.4236
0.13	31.62±1.003	0.693±0.008	0.4563
0.17	32.6±0.79	0.700±0.008	0.4657
0.27	33.64±0.609	0.714±0.007	0.4712
0.4	37.87±0.929	0.760±0.007	0.4983

h=-100 mm

es	wo%	(1/pd) g/cm ³	θ ₀ =wo*pd m ³ /m ³
0.02	26.12±0.466	0.647±0.004	0.4037
0.13	28.86±0.826	0.685±0.009	0.4213
0.17	30.58±0.593	0.710±0.005	0.4307
0.27	31.08±1.6754	0.730±0.011	0.4257
0.4	33.36±1.119	0.762±0.02	0.4378

h=-400 mm

es	wo%	(1/pd) g/cm ³	θ ₀ =wo*pd m ³ /m ³
0.02	25.04±0.321	0.642±0.011	0.39
0.13	25±0.667	0.678±0.003	0.3687
0.17	25.08±0.4086	0.711±0.005	0.3527
0.27	23.4±0.857	0.726±0.006	0.3223
0.4	24.16±0.627	0.770±0.011	0.3138

les écarts type sont en italiques, es est l'indice de vide structural, wo l'humidité finale, θ₀ la teneur volumique en eau finale.

Annexe 3-4: Valeurs des Ks calculées par la méthode de Vandervaere

Les valeurs du potentiel matriciel de Kirchhoff sont déterminées par:

$$\phi(h) = \frac{bS^2(h)}{\Delta\theta}$$

	es=0.02		es=0.27		es=0.4	
succion h	$\phi(r1)$	$\phi(r2)$	$\phi(r1)$	$\phi(r2)$	$\phi(r1)$	$\phi(r2)$
-5 mm	1.09e-7	1.13e-7	3.47e-7	3.14e-7	3.52e-7	1.46e-7
-50 mm	9.83e-8	7.52e-8	8.43e-8	3.57e-8	8.08e-8	9.31e-8
-100 mm	8.14e-10	9.19e-8	7.92e-9	2.98e-8	4.04e-8	2.89e-8

ϕ est le potentiel matriciel de Kirchhoff,

r1 le rayon du disque moyen,

r2 le rayon du petit disque,

es l'indice de vide structural.

Avec deux valeurs du potentiel matriciel de Kirchhoff et les pressions correspondantes, la résolution du système d'équation en

$$\phi(h) = \frac{Ks}{\alpha} \exp(\alpha h)$$

donne les valeurs de Ks et α suivantes:

indice de vide es	Ks (r1) m/s	Ks(r2) m/s	$\alpha(r1)$ m	$\alpha(r2)$ m
0.02	2.85e-7	1.21e-6	2.58e-6	1.02e-5
0.27	1.47e-5	2.24e-5	3.54e-5	5.44e-5
0.4	1.56e-5	1.73e-6	3.68e-5	1.12e-6

Ks la conductivité à saturation,

α est une constante.

**ECOLE NATIONALE DU GENIE DE L'EAU
ET DE L'ENVIRONNEMENT DE STRASBOURG**

1, Quai Koch 67070 STRASBOURG CEDEX

MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

Auteur:

RAMANDA Hanta Nirina

Promotion:

TOURS

Titre:

**Mesure de l'infiltrabilité de la croûte superficielle du sol:
estimation des caractéristiques hydrodynamiques à des
potentiels voisins de zéro et étude de leur variation sous
l'effet des pluies.**

Année de publication:

1995

Nb. volumes: 1

Nb. pages: 124

Nb. réf. biblio.: 43

Structure d'accueil:

**INRA
Unité de Science du Sol d'Avignon
Domaine Saint Paul
Site Agroparc
84914 AVIGNON CEDEX 9**

Résumé:

Deux techniques d'infiltrométrie appliquées sur des croûtes fabriquées à différent indice de vide structural ont permis l'élaboration des caractéristiques hydrodynamiques par utilisation de la solution de Wooding.

Des méthodes d'analyse du régime permanent et transitoire sont commentées. Des relations entre la conductivité hydraulique et l'état physique des pores structuraux sont abordées.

Une relation est établie entre la réduction de la conductivité hydraulique des croûtes et la hauteur de pluie reçue. Elle donne accès à la prévision du risque d'excès d'eau sous pluie et de ses conséquences agronomiques et environnementales.

Mots-clefs:

caractéristiques hydrodynamiques, conductivité hydraulique, croûte de sol, indice de vide structural, infiltrométrie.