

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE

E-r

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR 3^e CYCLE

par

Jacques IMBERNON

S U J E T

Variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol du Sénégal.

Application au calcul d'un bilan sous culture.

Soutenue le 27 Avril 1981 devant la Commission d'Examen

M. P. BOIS	Président
M. G. VACHAUD	
M. J. COLOMBANI	
M. C. THIRRIOT	Examineurs
M. R. TOURTE	
M. M. VAUCLIN	

CN0101433
P332
17B

AVANT- PROPOS

L'étude qui fait l'objet de cette thèse a été réalisée en grande partie dans le cadre de mon Service National Actif, en tant que chercheur détaché par l'Institut de recherches Agronomiques Tropicales (IRAT) à l'Institut Sénégalais de Recherches Agronomiques (ISRA).

Je remercie la Direction Générale de l'ISRA et Monsieur MBODJ, directeur du Centre National de Recherches Agricoles (CNRA) pour l'accueil qu'ils m'ont fait lors de mon séjour au Sénégal.

Monsieur DANCETTE, chercheur IRAT au CNRA de Bambey a suivi mon travail durant cette période et a su me faire bénéficier de sa grande expérience. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

L'Institut de Mécanique de Grenoble m'a permis par la suite de poursuivre et de mener à bien ce mémoire. Monsieur VACHAUD, Maître de Recherches au C.N.R.S., en dirigeant ce travail, en a été l'initiateur et le coordinateur. Je lui exprime ici ma profonde gratitude.

Je tiens à remercier très sincèrement Messieurs BOIS, COLOMBANI, TOURTE, THIRRIOT et VAUCLIN qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je ne saurais oublier les personnes qui m'ont aidé dans ce travail : Messieurs TOUMA, GAUDET, THONY, HAVERKAMP et tout particulièrement Monsieur VAUCLIN, chercheurs au Laboratoire de Mécanique des Fluides.

Enfin, je dédie ce mémoire à SITOR NDOUR, technicien de l'ISRA, dont les compétences et la disponibilité ont été essentielles dans la mise en oeuvre de l'expérimentation.

S O M M A I R E

	Pag <i>es</i>
INTRODUCTION	1
<u>1^{ere} PARTIE : CONSIDERATIONS</u>	
<u>GENERALES</u> SUR LES PROBLEMES A RESOUDRE	3
<u>CHAPITRE I</u>	
<u>Position du problème</u>	4
<u>I - Contexte géographique et agronomique</u>	
1 - Situation géographique	4
2 - Problèmes agronomiques.....	6
<u>II - But poursuivi</u>	
1 - <u>Bilan hydrique à l'échelle spatiale.....</u>	6
1.1. L'infiltration.....	7
1.2. drainage et l'évapotranspiration.....	7
2 - Suivi agronomique d'une culture pluviale....	9
<u>III - Présentation de l'expérimentation</u>	
1 - Problème d'échelle.....	9
2 - Maillage de la surface.....	11
3 - Cartographie texturale et topographique de la parcelle... ..*.*.....*	11
4 - Implantation des dispositifs de mesure.....	14
4.1. Les monolithes de sol.....	14
4.2. Les sites d'infiltration.....	14
4.3. Les sites de suivi sous culture.....	16

CHAPITRE 77

Rappels d'hydrodynamique dans les milieux poreux..... 18

7 - Variables et équations fondamentales

- 1 - Les variables 18
 - 1.1. La teneur en eau 18
 - 1.2. La pression de l'eau dans le sol 19
- 2 - Les équations 79
 - 2.1. L'équation de continuité 19
 - 2.2. L'équation dynamique 20
 - 2.3. L'équation de l'écoulement 20

77 - Exemples d'applications théoriques

- 1 - Caractérisation de l'infiltration 22
 - 1.1. Approche de Green et Ampt 22
 - 1.2. Théorie de Philip 23
 - 1.3. Approche de Parlange 26
- 2 - Caractérisation du drainage 29
 - 2.1. Méthode du drainage interne 29
 - 2.2. Méthode de Libardi 30

2eme PARTIE : CARACTERISATION A L'ECHELLE LOCALE..... 32

CHAPITRE 777

Caractérisation sur monolithe 34

7 - Essai d'infiltration sur monolithe

- 1 - Principe et dispositif de mesure 34
- 2 - Résultats expérimentaux 35
 - 2.1. Lois d'infiltration 35
 - 2.2. Evolution des profils d'humidité et de (charge.....) 35

II - Essai de drainage interne	
1 - Principe et dispositif de mesure.....	40
2 - Résultats de la méthode de drainage interne:	41
2.1. Evolution des profils d'humidité et de charge hydraulique.....	41
2.2. Relations pression-teneur en eau.....	41
2.3. Relations conductivité hydraulique-teneur en eau.....	41
III - Méthode de caractérisation de Libardi.....	48

CHAPITRE IV

<u>Caractérisation sur site d'infiltration.....</u>	54
I - Essais d'infiltration	
1 - Mesures à l'infiltromètre double anneau.....	54
2 - Problème d'interprétation des essais.....	56
II - Suivi du ressuyage.....*	59

CHAPITRE V

<u>Simulation des infiltrations mono et bidimensionnelles.</u>	64
I - Infiltration monodimensionnelle	
1 - Modèle de Green et Ampt.....	64
2 - Modèle numérique.....	67
II - Infiltration bidimensionnelle	
1 - Modèle de Parlange pour un infiltromètre simple anneau.....	68
2 - Modèle numérique pour un infiltromètre simple anneau.....	70
a) Simulation de la loi d'infiltration.....	73
b) Evolution des profils d'humidité au voisinage de l'axe.....	73

c) Champs des variables dans l'espace	33
d) Influence de la diffusion latérale	37
3 - Modèle numérique pour un infiltromètre double anneau	73
a) Simulation de la loi d'infiltration	78
b) Influences de la dispersion latérale sous l'anneau central	78
c) Etude des champs de variables	78
III - <u>Optimisation de l'outil expérimental</u>	
1 - Infiltromètre double anneau	82
2 - Infiltromètre simple anneau	83
<u>3eme PARTIE : CARACTERISATION A L'ECHELLE SPATIALE</u>	88
<u>CHAPITRE VI</u>	
<u>Analyse statistique des facteurs de l'écoulement</u>	89
I - <u>La texture du sol</u>	
1 - Loi de distribution	89
2 - Echantillonnage	91
3 - Variogramme	91
II - <u>Les composantes de l'infiltration</u>	
1 - La sorptivité	95
2 - La vitesse d'infiltration permanente K_0^* et le terme B.	96
3 - Loi d'infiltration moyenne	96
III - <u>Les composantes du drainage</u>	
1 - Teneur en eau	104
2 - Charge hydraulique et gradient de charge ..	105
3 - Relation pression-teneur en eau	105

4 - Liaison entre les composantes du drainage et la texture du sol.....*	116
<i>i)</i> La teneur en eau.....	116
<i>ii)</i> Le gradient de charge hydraulique.....	117
<i>iii)</i> Relation pression-teneur en eau.....	117
<i>iiii)</i> Relation conductivité-teneur en eau.,....	117

CHAPITRE VII

<u>Applications au calcul des flux de drainage : suivi sous culture. . . .*</u>*	124
<u>I - Variabilité spatiale des flux de drainage</u>	
1 - <u>Modèle</u> de Van Genuchten.....	124
2 - Relations statistiques.....	125
<u>II - Application au calcul d'un bilan sous culture....</u>	732
CONCLUSIONS.....	141
BIBLIOGRAPHIE.....	143
ANNEXES.....	146

Cette étude a été effectuée dans le cadre d'une collaboration existant entre l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles, l'Institut de recherches en Agronomie Tropicale et l'Institut de Mécanique de Grenoble. Elle s'intègre dans le programme de recherches coordonnées de la division mixte "F.A.O. - Agence Internationale pour l'Energie Atomique" sur le thème : utilisation des isotopes et des méthodes radioactives pour l'emploi efficace de l'eau et des engrais en zone semi-aride.

INTRODUCTION

La possibilité de mesurer et de prédire les transferts d'eau dans le sol a longtemps été considérée comme un obstacle important dans de nombreux secteurs de recherche sur notre environnement naturel (génie civil, hydrogéologie et agronomie). Depuis une vingtaine d'année toutefois des **progrès considérables** ont été faits tant au niveau conceptuel de l'analyse des équations de transfert qu'à celui du développement de méthodes de mesure fiables d'abord en laboratoire, puis sur le terrain. On dispose maintenant de nombreux codes de calcul permettant d'obtenir, pour des conditions initiales et aux limites données, l'évolution spatio-temporelle de l'humidité et de la pression de l'eau dans un sol dont les propriétés capillaires et conductrices sont connues. On utilise largement sur le terrain l'humidimètre neutronique et les **tensiomètres** afin de déterminer, par analyse des profils d'humidité et de charge hydraulique, les différentes composantes du bilan hydrique et les propriétés de transfert d'un sol.

Cependant, la majorité des résultats obtenus jusqu'à ce jour ne sont représentatifs que de la verticale sur laquelle ils ont été obtenus. Leur extension à une surface se heurte à la variabilité spatiale du sol que l'utilisation de cartes pédologiques ne permet pas d'appréhender. En réalité, le sol n'est pas constitué d'unités homogènes **comme** peuvent l'indiquer ces cartes mais il représente au sein d'une **même** unité pédologique une infinité de situations hydriques dont la gamme de variations est plus au moins grande.

Dans ce contexte, l'estimation de grandeurs spatialement **représentatives** reste délicate et depuis quelques années ce problème retient l'attention de nombreux physiciens du sol. La quantité et la diversité des travaux effectués sur ce **thème** semblent montrer qu'il n'y ait pas de solutions universelles et qu'il faille adapter la méthodologie aux conditions locales et aux buts poursuivis. Notre propos ici sera de dégager une stratégie, dans le cas d'un sol sableux du Sénégal, pour appréhender la variabilité spatiale des caractéristiques hydriques et hydrodynamiques, et **caractériser** des bilans de consommations moyennes d'une culture et de pertes moyennes (en eau et en matière minérale) à l'échelle spatiale.

1ère PARTIE

CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES PROBLEMES A RESOUDRE

CHAPITRE 1

POSITION DU PROBLEME

1 - Contexte géographique et agronomique

1. Situation géographique

Les régions sahéliennes de l'Afrique de l'Ouest souffrent depuis une dizaine d'années d'une sécheresse catastrophique pour les populations concernées. Cette situation est due principalement à deux causes :

- une pluviométrie déficitaire,
- des sols sableux **très** drainants.

Le C.N.R.A. de Bambey, où se sont déroulés les travaux, est situé à 120 km à l'est de Dakar, en zone pré-sahélienne particulièrement atteinte par la sécheresse. Depuis dix ans, la pluviométrie annuelle a été 6 fois inférieure à 450 mm alors que la moyenne annuelle est de 620 mm.

Le climat y est de type sahélo-soudanien, caractérisé par deux saisons **très** marquées : une saison sèche et une **saison** humide. Les précipitations se produisent de Juin à Octobre ; elles sont modérées et mal distribuées (précipitations de **très** fortes intensités suivies de longues périodes de sécheresse). La demande évaporative est importante : 8 à 11 mm/jour durant la saison sèche, 5.5 à 8.5 mm/jour durant la saison humide.

Le type de sol étudié au C.N.R.A., de dénomination vernaculaire DIOR, est très répandu en zone sahélienne sénégalaise. Ces sols recouvrent la **quasi**-totalité de la région centre **nord** du Sénégal (**fig.1**) et constituent les terres à **arachide** par excellence (environ 500000 ha). Ce sont des sols ferrugineux tropicaux faiblement lessivés. Ils proviennent d'apports éoliens (sols sédimentaires) et reposent sur un substrat marno-calcaire datant de l'éocène. Le lessivage a lieu **sur** le fer qui s'accumule sur des horizons ondulants dont la profondeur varie **avec** la position topographique. Les profils sont assez homogènes sur une profondeur de 1.5 à 2 m et mettent en évidence une nette prédominance des sables fins et l'absence de sables ou agrégats de dimension supérieure à 2 mm. La matière organique est généralement inférieure à 0.5 % (taux légèrement supérieur en surface) et

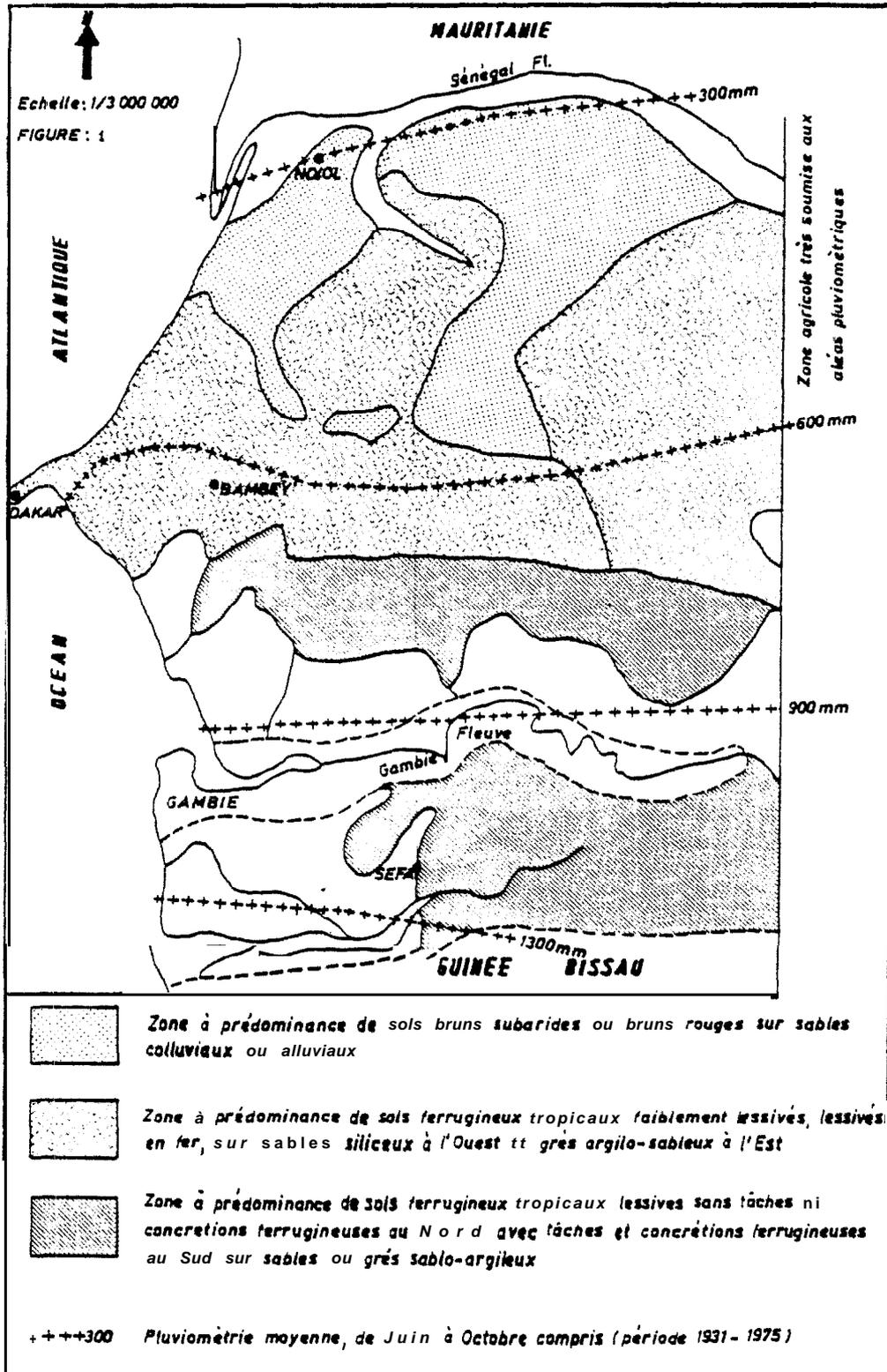


Figure 1 : Carte pédologique schématique du SENEGAL

d'autres éléments colloïdaux sont presque inexistants.

La densité réelle ρ_s du sol DIOR se situerait autour de 2.66. Nos essais de densité apparente ρ_d , effectués à l'aide d'un densitomètre à membrane, ont permis de constater une certaine homogénéité sur les profils (cf annexe 1), avec pour valeur moyenne 1.45. A l'aide de ces résultats, la porosité du milieu est estimée à 41.7 %.

2. Problèmes agronomiques

Le cycle de sécheresse subi depuis 1966 par l'ensemble de l'Afrique sahélienne et soudanienne incite à rechercher, plus que par le passé, toutes les formes d'économie de l'eau. Sur le plan agronomique, la volonté d'augmenter les rendements des principales cultures, le mil et l'arachide, incite à rechercher une adaptation rationnelle de ces cultures aux conditions de sol et de pluviométrie.

Dans ce contexte, il s'agit de palier aux problèmes suivants :

- le déficit hydrique des cultures pluviales (mil et arachide)
- la lixiviation des sels minéraux,
- la valorisation de l'irrigation sur des sols très drainants.

De nombreux travaux sont effectués dans ce sens par les chercheurs de Bambey : techniques culturales nouvelles, sélection de variétés mieux adaptées (cycles courts), irrigation au goutte à goutte ...

Dans tous les cas, le facteur limitant reste l'eau et de fait le suivi de la dynamique de l'eau dans le sol devient une priorité.

II • Buts poursuivis

1. Bilan hydrique à l'échelle spatiale

La zone non saturée peut se représenter par un système dont les entrées sont la pluie ou l'irrigation, et les sorties la recharge des nappes (on négligera l'écoulement horizontal) et la transpiration du système sol-plante.

Aux limites du domaine, on appellera ces "entrées-sorties" infiltration, drainage et évapotranspiration (ETR).

1.1. L'infiltration représente un transfert d'eau à travers la surface du sol. La cinétique de ce transfert par rapport à celle des apports permet d'estimer la part de la pluie (ou de l'irrigation) qui s'infiltré et la part qui ruisselle. De fait, cette variable a une très grande importance en hydrogéologie, en physique du sol (processus érosif) et en agronomie (**recharge des réserves**).

On définira l'infiltrabilité d'un sol comme le flux volumique d'infiltration par unité de surface. Lors d'une **précipitation** ou d'une irrigation par aspersion, deux cas peuvent se produire :

- la cinétique des apports est inférieure à l'infiltrabilité du sol et, dans ce cas, l'eau pénètre dans le sol aussi vite qu'elle est fournie
- l'infiltrabilité du sol est plus faible que la cinétique des apports et une partie de l'eau fournie s'accumule à la surface ou ruisselle.

Lors d'une irrigation par submersion, la cinétique d'infiltration sera **égale** à l'infiltrabilité du sol (on négligera l'influence de la charge imposée à la surface).

1.2. Le drainage et l'évapotranspiration

Le drainage représente un transfert d'eau à travers une surface située à une cote donnée vers des zones plus profondes. Il est généralement exprimé en terme de lame d'eau écoulée et représente l'intégrale par rapport au temps des densités de flux de drainage. Son évaluation en-dessous de la zone racinaire est d'une grande utilité dans deux domaines :

▪ L'agronomie : car elle permet d'estimer l'évapotranspiration réelle ETR d'un sol cultivé :

$$ETR = \Delta S + (P + I) - R - D \quad (1)$$

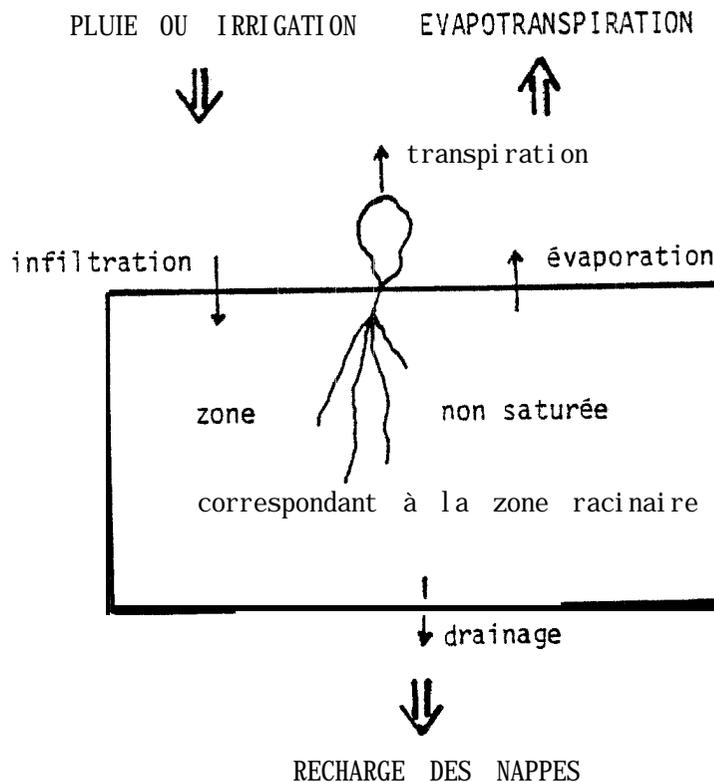
cù ΔS est la variation du stock hydrique dans le sol, P la pluie, I l'irrigation, R le ruissellement de surface et D le drainage sous la zone racinaire ; et de mesurer les pertes en éléments minéraux (lixiviation).

En condition naturelle et sans ruissellement, le bilan se simplifie :

$$ETR = \Delta S + P - D \quad (2)$$

- L'hydrogéologie car elle exprime l'entrée de la zone saturée et donne une estimation de la recharge des nappes à surface libre.

Toutefois, quel que soit le domaine d'application, il est nécessaire d'évaluer les termes du bilan non pas localement, mais à l'échelle du bassin versant ou de la parcelle. Si les apports, la pluie ou l'irrigation, sont souvent assez homogènes, l'infiltration, le drainage et l'évapotranspiration sont soumis à la variabilité intrinsèque du sol. Dans le cas d'une étude spatiale, le bilan hydrique devra être estimé en termes de valeurs moyennes et d'écart-types. Nous nous efforcerons dans cette étude d'étudier spatialement toutes les composantes de l'écoulement de l'eau dans les milieux poreux afin de satisfaire à ce type de problème.



2. Suivi agronomique d'une culture pluviale

Nous **sommes** intervenus dans le cadre d'une expérimentation intégrée de suivi, sous parcelle cultivée, de la dynamique de l'eau, des sels minéraux et des racines tout au long du cycle végétatif. Notre expérimentation s'est déroulée en deux phases :

- en saison **sèche** 1979 : une caractérisation hydrodynamique de la parcelle en sol nu, avec prise en compte de la variabilité spatiale du sol,
- en saison des pluies 1979 : expérimentation sous culture d'arachide avec suivi des flux d'eau et de **matière** minérale sous la zone **racinaire** (à la cote 110 cm) et mesure des profils racinaires.

Une expérimentation complémentaire a eu lieu en 1980 sur le même site avec une culture de mil. On attend de ces expérimentations des réponses quantitatives sur les points suivants :

- estimation de l'efficacité réelle de l'eau et des engrais au niveau de la parcelle,
- influence de la culture sur l'évolution des éléments minéraux et la dynamique d'extraction racinaire,
- estimation de l'efficacité du travail du sol.

III- Présentation de l'expérimentation

1. Problème d'échelle

Parmi les études récentes publiées sur une **approche** comparable, NIELSEN (1975) a considéré l'échelle d'un bassin versant de superficie 150 ha, BUCKLEY SISSON ('1979) s'est restreint à l'étude d'une surface de 6.35 m x 6.35 m. Quelle était l'échelle à choisir ?

Il nous a semblé qu'une étude de variabilité devait, en l'**état actuel** des recherches, commencer par la mise en point d'une méthode d'approche et, d'un point de vue pratique, être compatible avec l'échelle des essais agronomiques courants. Pour cette raison, nous avons retenu une surface d'environ un hectare.

C'est généralement à ce niveau que se pose à l'agronomie le problème **de** la variabilité du facteur sol au sein même d'un essai. Il est en effet **nécessaire** pour différencier des variétés ou des pratiques culturales d'estimer en premier lieu la variabilité des comportements hydrodynamiques du sol.

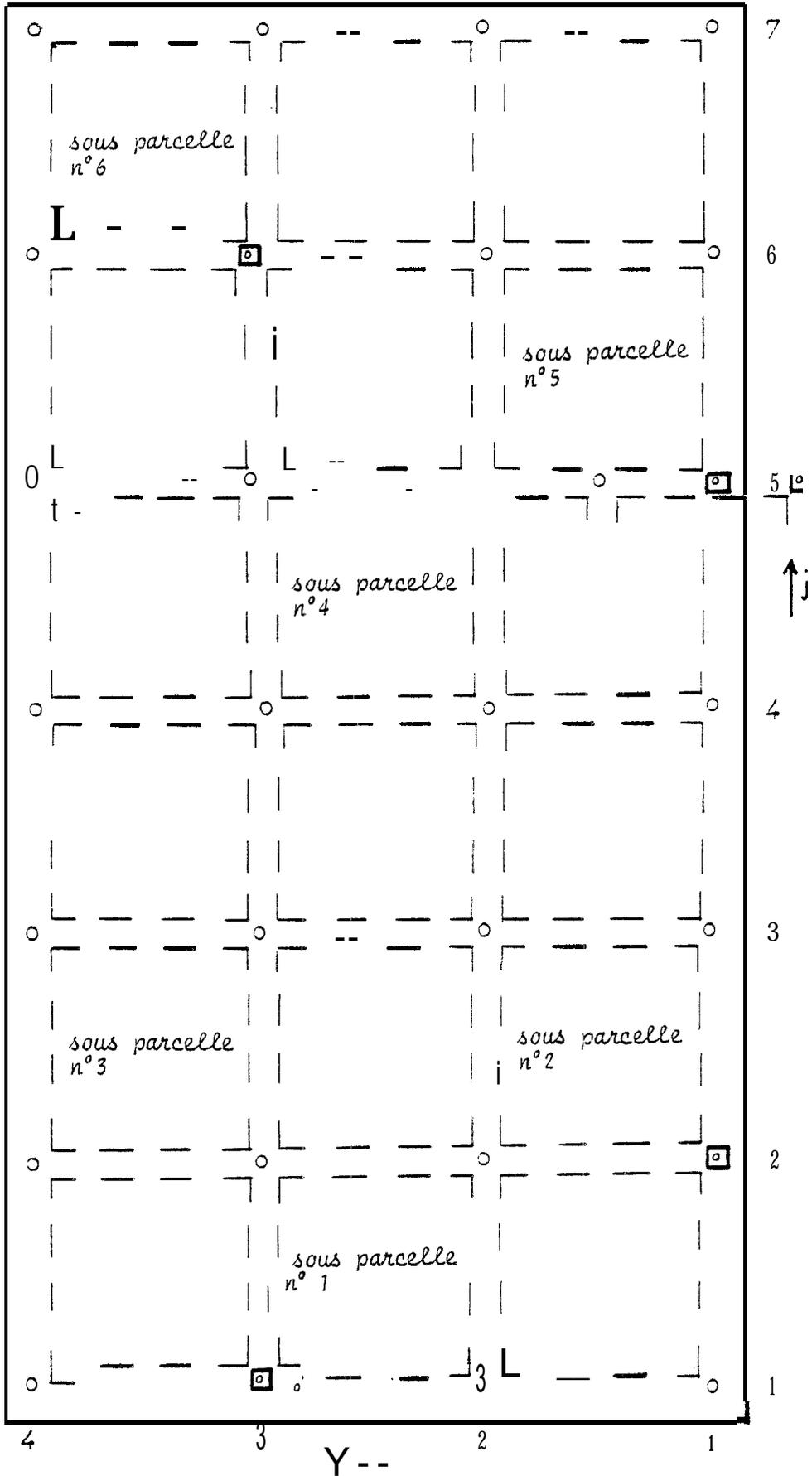


FIGURE 2 - PLAN GENERAL DE LA PARCELLE EXPERIMENTALE

2. Maillage de la surface

Dans le souci d'avoir une approche systématique du phénomène spatial, une grille de mesure de maille constante a été mise en place sur la surface de la parcelle.

Cette méthode idéale, car simple dans son dépouillement, peut poser certains problèmes. D'une part, dans le cas d'une surface importante la taille de la maille est difficile à choisir par rapport à des hétérogénéités de moyenne échelle que l'on voudrait mettre en évidence. D'autre part, cette technique ne donne pas le choix du site de mesure et peut donner lieu à des résultats non représentatifs dus à de microhétérogénéités.

Dans le cas de notre étude, la parcelle d'une superficie de 0.95 ha a été divisée en 3x6 mailles de 23 m, formant ainsi un réseau de 4x7 noeuds de mesures (fig.2). Chaque noeud est caractérisé par ses coordonnées dans un système matriciel ij (i = 1 à 4, j = 1 à 7). C'est sur ce réseau qu'a été effectuée la première partie de notre étude.

A l'intérieur du maillage, des sous-parcelles de superficie 20 m x 20 m ont été délimitées, séparées par des allées de largeur 3 m sur lesquelles se trouvent les sites de mesures précédents. L'échelle de ces sous-parcelles est classique en agronomie pour des essais comparatifs du type blocs de Fischer. Elles ont servi de base au suivi sous arachide durant l'été 1979.

3. Cartographie texturale et topographique de la parcelle

Dans un premier temps, le site a été caractérisé d'une façon simple par le taux d'argiles et limons fins de diamètre inférieur à 20 μ m (classification internationale), grandeur physique que nous jugeons la plus discriminante pour caractériser les paramètres hydrodynamiques d'un sol sableux de ce type.

Les échantillons de sol ont été prélevés à chaque noeud de maille aux niveaux 0-10 cm et 10-20 cm, puis tous les 30 ou 50 cm jusqu'à 2 m suivant l'observation de changements dans la texture. Nous disposons donc de 28 profils granulométriques, avec en moyenne 7 échantillons par profil, pour caractériser la texture du sol à l'échelle de la parcelle.

L'homogénéité des profils texturaux nous a permis de caractériser chaque verticale de mesure par un taux granulométrique moyen sur la tranche de sol

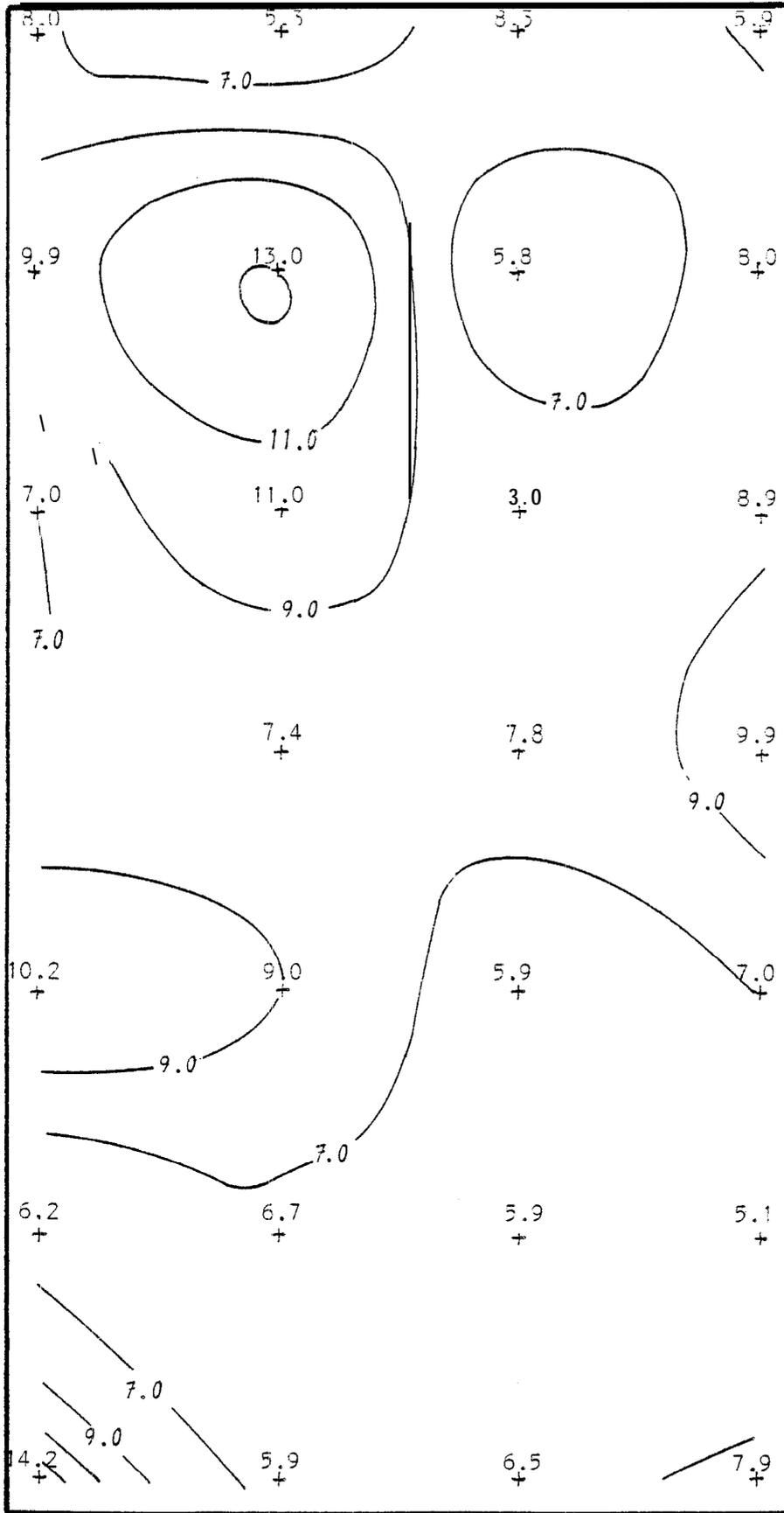
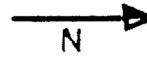


FIGURE 3 = CARTOGRAPHIE TEXTURALE (TAUX [A+L]) DE LA PARCELLE

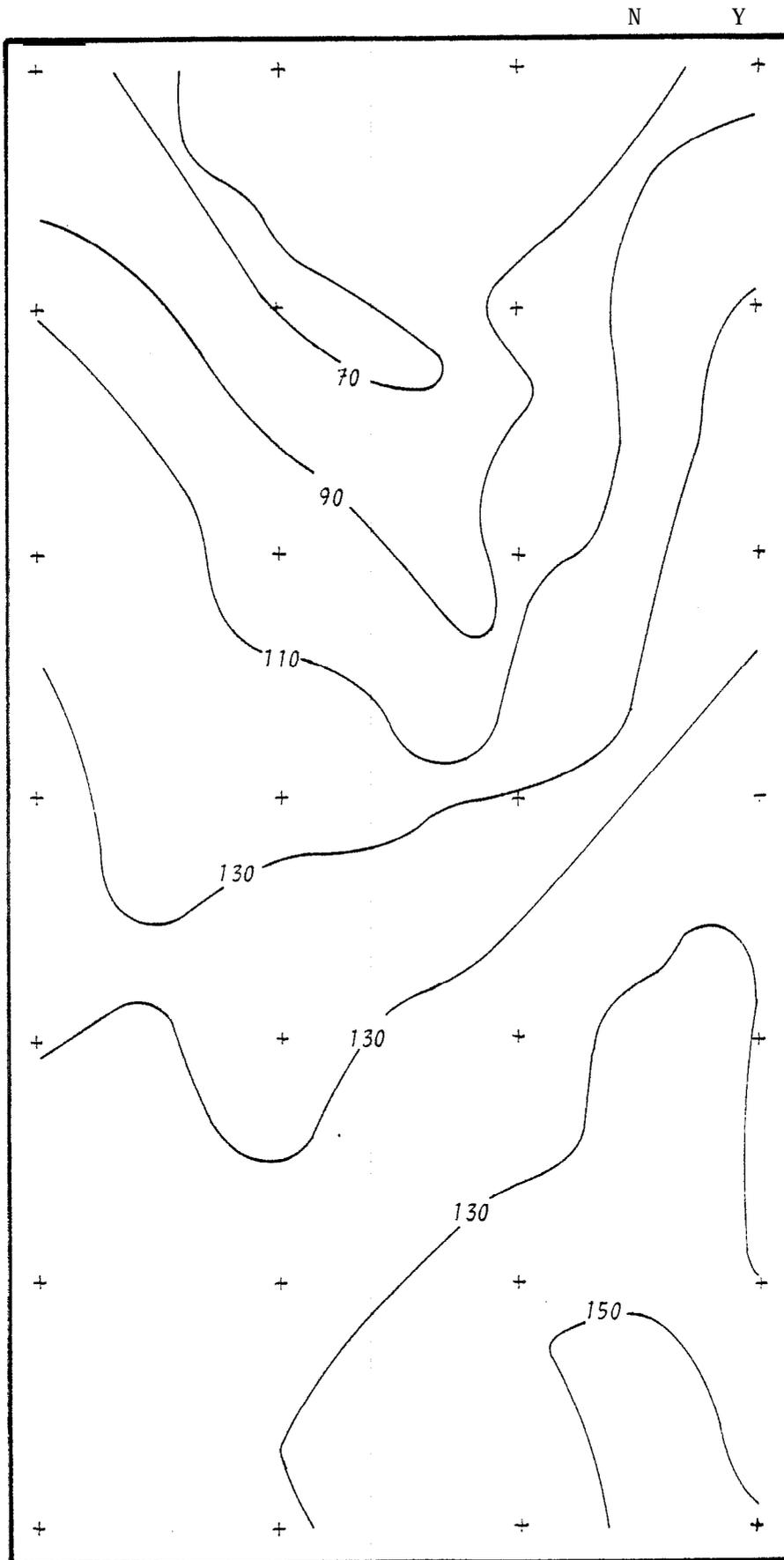


FIGURE 4 - CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LA PARCELLE
(COTES EN CM)

0-110 cm (cf annexe 1), estimée bien caractériser l'extraction hydrique de l'arachide. Le site 35, par exemple, a pour granulométrie moyenne $[A+L] = 10.3 \%$.

Le réseau de mesure étant régulier, l'interpolation reste simple. Elle a été effectuée à l'aide d'un programme de calcul et de tracer d'isovaleurs (fig.3). On peut remarquer sur cette cartographie une zone hétérogène dans la partie sud-ouest de la parcelle. L'observation du relevé topographique (fig.4) indique que l'augmentation du taux d'éléments fins dans cette zone correspond à un bas fond dont la pente est régulière dans la direction sud-ouest. Il y a donc eu probablement un entraînement des éléments fins vers la partie basse de la parcelle par les eaux de ruissellement.

4. Implantation des dispositifs de mesure

Dans la première phase de mesures, pour caractériser chaque noeud de maille d'un point de vue hydrodynamique, deux types de dispositifs expérimentaux ont été utilisés.

4.1. Les monolithes de sol

Il s'agit d'une méthode expérimentale lourde (HAMON, 1980) qui consiste à isoler in situ un volume de sol de 1.5 m x 1.5 m de surface au sol sur une profondeur de 1.5 m à l'aide d'un film de polyuréthane. Ce type d'installation permet de se placer, au cours d'un essai d'infiltration ou de ressuyage, dans le cas d'un écoulement strictement monodimensionnel vertical. Sa mise en place étant astreignante, nous nous sommes limités à 4 monolithes, sur des sites représentant la gamme texturale de notre parcelle! ($[A+L] = 5.1 \%$, 5.9% , 8.9% et 13.0%). La disposition des sites est reportée fig.2.

Le matériel de mesure installé sur les monolithes comprend (fig.5) :

- un tube d'accès à la sonde neutron de longueur 400 cm,
- une batterie de tensiomètres Soil Moisture Corporation implantés aux profondeurs 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90, 110, 130 et 150 cm et situés à 50 cm du tube,
- un infiltromètre simple anneau, de diamètre 58 cm et de hauteur 25 cm.

4.2. Les sites d'infiltration (fig.6)

Il s'agit par contre d'essais simplifiés reposant sur l'utilisation :

- d'un infiltromètre double anneau (diamètre extérieur 96 cm et diamètre intérieur 58 cm) ayant une partie aérienne (20 à 30 cm) et une partie enfoncée dans le sol (5 à 10 cm)

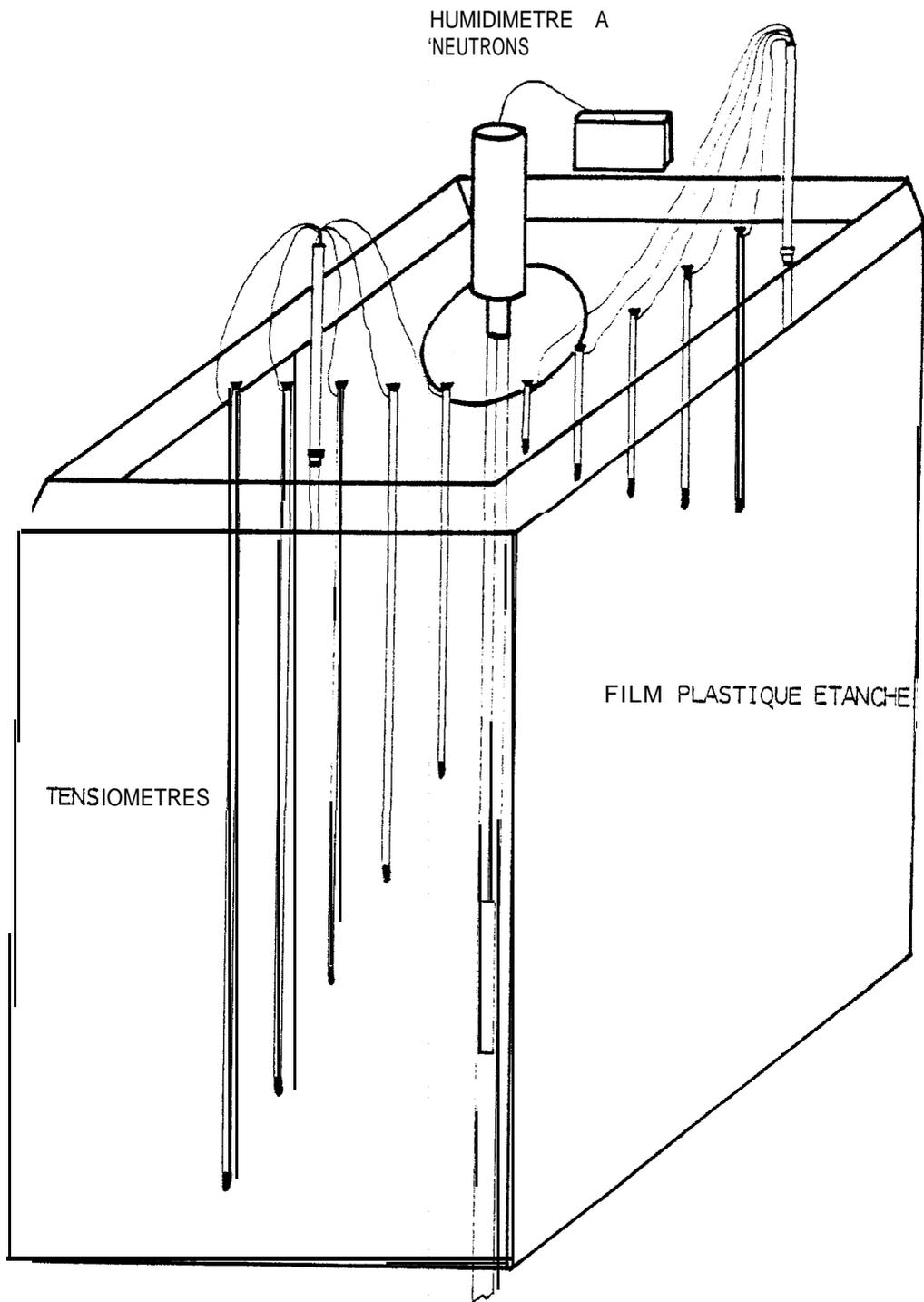


FIGURE 5 - DISPOSITIF EXPERIMENTAL SUR MONOLITHE DE SOL.

- d'un tube d'accès de longueur 400 cm implanté au centre de l'infiltromètre,
- de 3 tensiomètres Soil Moisture Corporation implantés aux cotes 100, 110 et 120 cm et à 30 cm du tube d'accès.

La mise en place de tels sites de mesure est donc relativement aisée. Les 24 autres noeuds du maillage ont été équipés de la sorte.

Dans la deuxième phase d'expérimentation (suivi sous cultures), 6 sites supplémentaires ont été équipés sur les parcelles agronomiques numérotées de 1 à 6 sur la figure 2.

4.3. Les sites de suivi sous culture

L'objectif était double : évaluer les pertes à la cote 110 cm, estimer les flux inter-couches sur la tranche de sol 0-110 cm. De fait, les parcelles 1, 3, 4, 6 ont été équipées d'un tube d'accès (longueur 4 m) et de 3 tensiomètres aux cotes 100, 110 et 120 cm ; les parcelles 2 et 5 ont été équipées d'un tube d'accès et d'une batterie de tensiomètres implantés aux cotes 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90, 100, 110 et 120 cm.

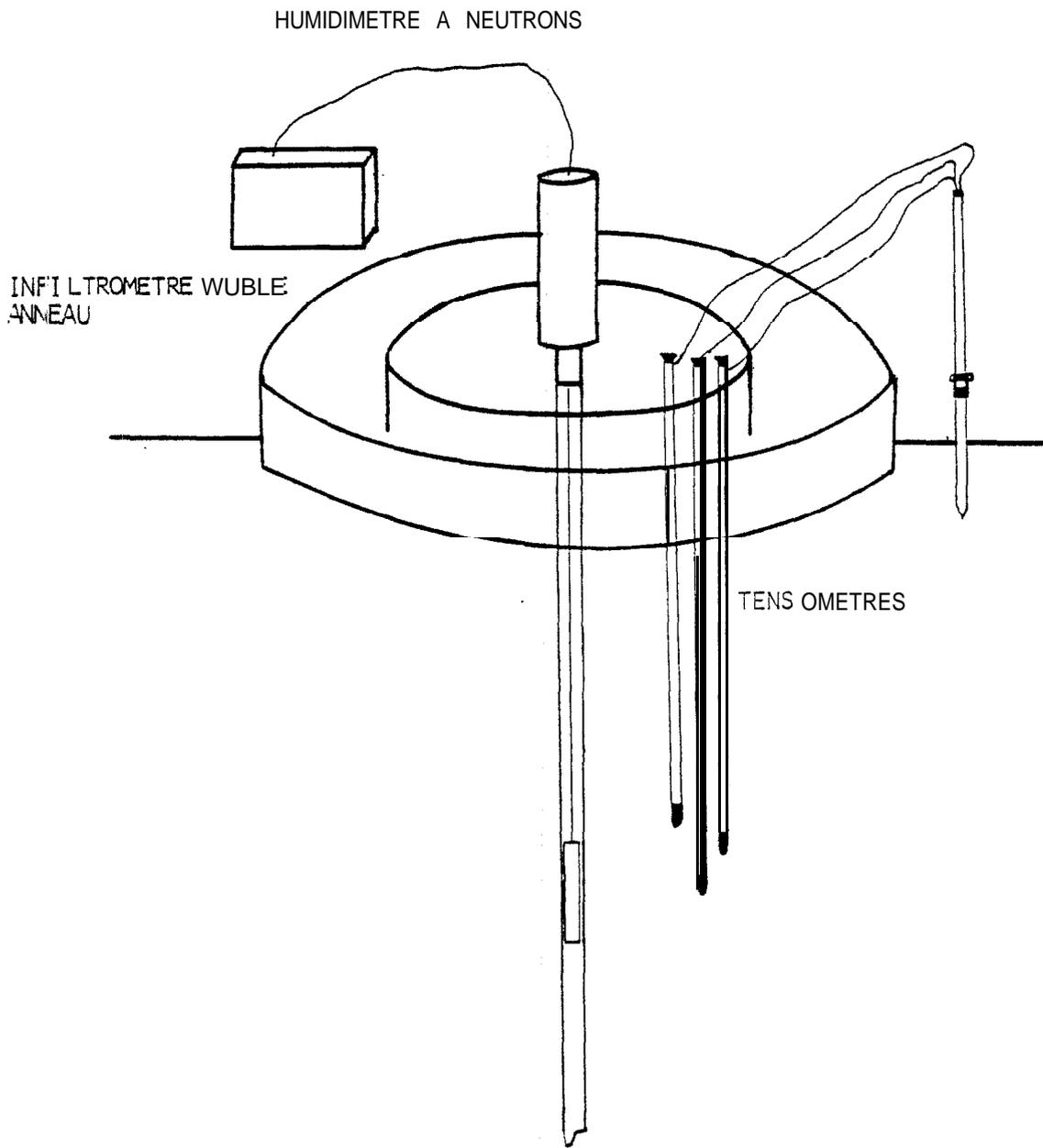


FIGURE 6 - DISPOSITIF EXPERIMENTAL SUR SITE D' INFILTRATION

CHAPITRE II

RAPPELS D'HYDRODYNAMIQUE DANS LES MILIEUX POREUX

Avant de présenter l'expérimentation et l'analyse des résultats, il nous semble important d'effectuer un rappel rapide des bases théoriques sur lesquelles repose notre analyse.

I - Variables et équations fondamentales

1. Les variables

Pour définir les transferts de masse dans le sol, deux variables fondamentales vont être utilisées : la teneur volumique en eau (ou humidité) du sol et la pression de l'eau dans le sol.

1.1. La teneur en eau

Cette variable est définie comme le volume d'eau contenu dans un volume unitaire de sol. Elle est égale à la porosité lorsque le sol est saturé. In situ, du fait du piégeage de l'air dans les pores, on n'atteindra jamais la valeur de 41.7 %. Nous parlerons seulement de teneur en eau maximum.

Sur le terrain, cette variable sera essentiellement mesurée par l'humidimètre neutronique. Ce procédé non destructif se fonde sur un processus nucléaire (cf HAMON, 1980). Une source radioactive scellée dans une sonde émet des neutrons de grande énergie qui au contact des atomes d'hydrogène contenus dans les molécules d'eau sont fortement ralentis. Après avoir ainsi perdu une partie de leur énergie, les neutrons lents sont susceptibles d'ioniser le gaz d'un détecteur à scintillation auquel est associé un photomultiplicateur. Les impulsions obtenus sont amplifiées et comptabilisées. Le comptage est directement proportionnel à la teneur volumique en eau du sol.

L'étalonnage des comptages neutroniques a été effectué à l'aide de mesures gravimétriques faites simultanément. On trouvera en annexe 2 les courbes d'étalonnage obtenues sur monolithe.

1.2. La pression de l'eau dans le sol

Elle est définie **comme** la différence entre la pression de l'eau du sol et la pression de l'air en contact avec la phase liquide. Elle est exprimée en **équivalent** de colonne d'eau (cm). Sa valeur est négative et elle est fréquemment (appelée "suction capillaire").

Sa mesure s'effectue par rapport à la pression atmosphérique (ce qui **suppose** que l'air du sol forme une phase continue avec l'atmosphère), à l'aide de tensiomètres. L'équipement tensiométrique se compose d'une bougie poreuse dont la pression d'entrée d'air est de 1 bar, et d'un manomètre à mercure. La bougie poreuse, placée en contact avec le sol assure l'égalité des pressions entre l'eau du sol et l'enceinte remplie d'eau. C'est par un transfert d'eau que se réalise **cette** mise en équilibre des **pressions** dont le **capteur** traduit les variations de **volume**. Une échelle manométrique graduée donne directement la valeur de la charge hydraulique de l'eau du sol à la cote d'implantation de la bougie poreuse et indirectement la valeur de la pression par la relation :

$$h = H + t \quad (3)$$

où h est la pression de l'eau du sol, H la charge hydraulique et z la cote de mesure, l'axe des z étant choisi positif vers le bas.

2. Les équations

Les équations qui décrivent les transferts hydriques en zone non saturée sont :

2.1. L'équation de continuité

Dans sa forme la plus générale, elle s'écrit :

$$\frac{\delta(\rho_w \theta)}{\delta t} = - \operatorname{div}(\rho_w \bar{q}) - r \quad (4)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau, q la densité de flux volumique, t le temps et r un terme source qui correspond à l'extraction racinaire.

En considérant l'eau et le milieu incompressibles, on obtient alors sur sol nu :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = - \operatorname{div} \bar{q} \quad (5)$$

que l'on peut approximer pour une tranche de sol d'épaisseur Δz :

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \Delta z = q_1 - q_2$$

Cette équation exprime la conservation de la masse d'eau dans un volume de sol (fig.7). Elle montre entre autres :

- i) qu'en régime **transitoire** le flux sortant d'une tranche de sol est nécessairement différent du flux entrant ,
- ii) qu'en régime permanent on a un écoulement sans variation mesurable de teneur en eau ($\frac{d\theta}{dt} = 0$), le flux entrant étant le même que le flux sortant.

2.2. L'équation dynamique

En faisant l'hypothèse d'un milieu homogène et isotrope, d'une phase air à la pression atmosphérique et d'une phase eau non soumise à des gradients chimiques ou thermiques, l'équation du mouvement s'écrit sous la forme :

$$\bar{q} = - K(\theta) \overline{\text{grad } H} \quad (6)$$

où $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique correspondant à la teneur en eau θ .

Cette équation est appelée généralement équation de Darcy généralisée.

2.3. L'équation de l'écoulement

Elle est obtenue en introduisant l'équation dynamique dans l'équation de continuité :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \text{div} (K(\theta) \overline{\text{grad } H}) \quad (7)$$

Pour rendre l'équation homogène et lever toute indétermination pouvant être créée par la présence éventuelle d'une zone saturée (où θ deviendrait partout constant), l'équation (7) peut s'écrire en fonction de la charge hydraulique H qui représente l'avantage de varier de façon continue dans tout le domaine de l'écoulement, passant du saturé ou non saturé (cf. VAUCLIN, 1975).

En négligeant l'hystérésis sur la relation pression - teneur en eau (THONY, 1970), on introduit la notion de capacité capillaire :

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (8)$$

qui rend compte de l'aptitude d'un sol à **emmagasin**er ou à libérer de l'eau sous

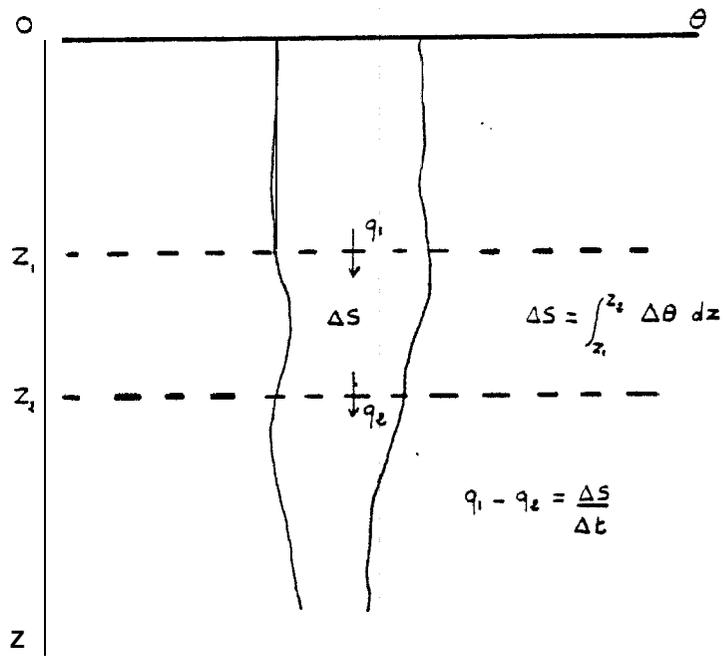


FIGURE 7 - REPRESENTATION DE L'EQUATION DE CONTINUITÉ EN REGIME TRANSITOIRE

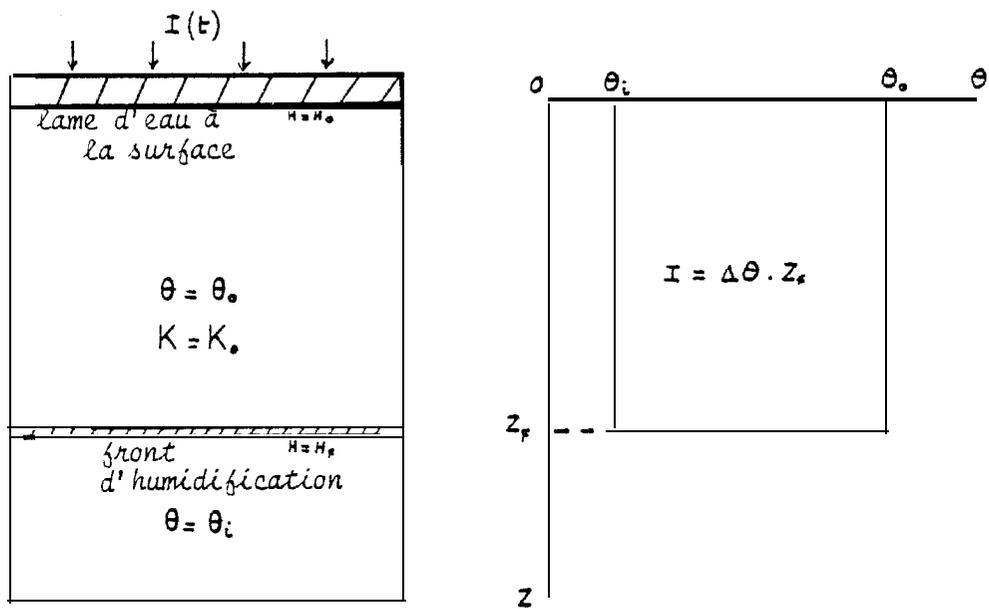


FIGURE 8 - MODELE D'ECOULEMENT PISTON DE GREEN ET AMPT

l'effet d'une variation de pression. L'équation (7) prend alors la forme :

$$C(h) \cdot \frac{\delta h}{\delta t} = \text{div} \left[K(h) \text{grad}(h-z) \right] \quad (9)$$

appelée "équation de Richards".

II • Exemples d'applications théoriques

Ces équations fondamentales sont la base d'un certain nombre de solutions pouvant caractériser les "entrées-sorties" du bilan hydrique, spécialement l'infiltration et le drainage.

1. Caractérisation de l'infiltration

1.1. Approche de GREEN et AMPT (1911)

Les principales hypothèses de cette approche simplifiée consistent à supposer l'existence d'un front d'humidification **distinct**, demeurant à une succion constante au fur et à mesure de sa progression dans le profil (fig.8). En outre, on suppose que derrière celui-ci le sol est uniformément humide et de conductivité constante. Le front d'humidification est donc considéré comme un plan séparant une zone humide d'une zone totalement sèche. Cet effet piston peut s'appliquer de manière satisfaisante dans des sols initialement secs, à texture grossière et présentant un front de mouillage abrupt. Ces conditions sont assez bien réunies pour les sols que nous allons étudier.

Ces hypothèses étant faites, l'équation de Darcy se simplifie selon :

$$q = \frac{dI}{dt} = K_0 \frac{H_0 - h_f + Z_f}{Z_f} \quad (10)$$

où I est la lame d'eau infiltrée, K_0 la conductivité hydraulique à la surface du sol, H_0 la charge hydraulique à la surface, h_f la succion au niveau du front d'humectation et Z_f la distance entre la surface et le front (fig.7).

Puisque la zone au-dessus du front est supposée uniformément mouillée, la lame d'eau infiltrée est donnée par :

$$I = (\theta_0 - \theta_i) Z_f = \Delta \theta Z_f \quad (11)$$

où θ_0 et θ_i sont les teneurs en eau du profil humecté et du profil initial.

En combinant et en intégrant les équations (10) et (11) on obtient :

$$\frac{K_0 t}{\Delta \theta} = z_f - (H_0 - h_f) \operatorname{Ln} \left[1 + \frac{z_f}{H_0 - h_f} \right] \quad (12)$$

soit $1 = a, \operatorname{Ln} \left[1 + \frac{z_f}{H_0 - h_f} \right] + K_0 t$ avec $a, = \Delta \theta (H_0 - h_f)$ (13)

et $z_f = (h_f - H_0) \left(1 - \exp \left[\frac{K_0 t - z_f}{H_0 - h_f} \right] \right)$ (14)

Ces équations permettent de prédire l'avancée du front et l'infiltration à condition de connaître :

- la succion h_f au niveau du front
- la teneur en eau du profil humide θ_0 et du profil initial θ_i
- la conductivité K_0 à la surface (conductivité en régime permanent d'infiltration).

Les problèmes d'application et de caractérisation seront décrits dans un chapitre suivant.

1.2. Théorie de PHILIP (1969)

En prenant θ comme variable de résolution, l'équation de l'écoulement (7), pour un écoulement vertical, peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(\frac{K}{C} \frac{\delta \theta}{\delta z} \right) - \frac{\delta K}{\delta z} \quad (15)$$

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta \theta} \left(\frac{K}{C} \frac{\delta \theta}{\delta z} \right) - \frac{\delta K}{\delta \theta} \quad (16)$$

et après intégration :

$$\frac{\delta}{\delta t} \int_{\theta_i}^{\theta} z d\theta = \frac{K}{C} \frac{\delta \theta}{\delta z} - (K - K_i) \quad (17)$$

où K_i est la conductivité hydraulique correspondant à l'humidité initiale θ_i du sol. Notons que le premier terme de droite de l'équation (17) correspond à l'effet capillaire et le second à l'effet gravitaire. On notera que PHILIP appelle diffusivité D le rapport K/c .

Lors d'une infiltration où l'on maintient la saturation à la surface (lame d'eau nulle $H_0 = 0$), les conditions initiales et aux limites sont :

$$\begin{aligned} t = 0 \quad z > 0 \quad \theta &= \theta_i \\ t \geq 0 \quad z = 0 \quad \theta &= \theta_0 \end{aligned}$$

PHILIP propose une solution à cette équation sous la forme d'une série en $t^{1/2}$:

$$z(\theta, t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta) t^{\frac{n}{2}} = f_1(\theta) t^{\frac{1}{2}} + f_2(\theta) t + f_3(\theta) t^{\frac{3}{2}} + \dots \quad (18)$$

où les fonctions $f_n(\theta)$ sont calculées à l'aide des conductivités K et K_i et de la capacité capillaire C .

Au **cours** d'une infiltration, l'augmentation du stock d'eau S dans le sol (le **stock** est l'intégrale des humidités par rapport à z) est égale à la lame d'eau infiltrée :

$$\int_0^{\infty} (\theta - \theta_i) dz = \int_{\theta_i}^{\theta_0} z d\theta = I(t) - K_i t \quad (19)$$

où $I(t)$ est l'infiltration cumulée jusqu'à l'instant t , et K_i le drainage au fond du **profil**.

En introduisant l'équation (18) dans l'équation (19), on obtient :

$$I(t) = \Delta t^{\frac{1}{2}} + (A_2 + K_i) t + A_3 t^{\frac{3}{2}} + \dots \quad (20)$$

où Δ , défini par PHILIP comme la sorptivité, représente l'effet de l'absorption de l'eau par capillarité :

$$\Delta^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_0} (\theta - \theta_i) \frac{K}{C} d\theta \quad (21)$$

et où les termes A_2, A_3, \dots sont calculés à l'aide des conductivités K et K_i et de la capacité capillaire C .

En **dérivant** l'équation (20) par rapport au temps, on obtient la vitesse d'infiltration :

$$q(t) = \frac{dI}{dt} = \frac{1}{2} \Delta t^{-\frac{1}{2}} + (A_2 + K_i) + \frac{2}{3} A_3 t^{\frac{1}{2}} + \dots \quad (22)$$

En négligeant les termes supérieurs au 2^{ème} ordre et la conductivité initiale du sol K_i (cas d'un sol sec), les lois de l'infiltration se simplifient en :

$$I(t) = \Delta t^{\frac{1}{2}} + A t \quad (23)$$

$$q(t) = \frac{1}{2} \Delta t^{-\frac{1}{2}} + A \quad (24)$$

Ce type de relation est encore vrai lors d'un essai d'infiltration à lame d'eau non nulle. Notons que la sorptivité dépend de la teneur en eau initiale du sol .

Pour caractériser la loi d'infiltration d'un sol, il suffira donc de connaître les termes Δ et A . En pratique toutefois, il est difficile d'effectuer sur le terrain un essai d'infiltration monodimensionnel et l'écoulement est fréquemment à deux dimensions. Dans ce cas, l'équation de l'écoulement s'écrit sous la forme :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \left[\frac{K}{C} \frac{\delta \theta}{\delta z} \right] + \frac{\delta}{\delta z} \left[\frac{K}{C} \frac{\delta \theta}{\delta z} \right] - \frac{\delta K}{\delta z} \quad (25)$$

où x est la coordonnée horizontale.

L'introduction d'une deuxième dimension rend extrêmement difficile toute solution analytique générale du problème non linéaire, seules des solutions **approximatives** sont possibles (cf. PHILIP, 1969). Pour notre part, nous tenterons d'utiliser l'équation (23), développée précédemment, sous la forme :

$$I(t) = A t^{\frac{1}{2}} + B t \quad (26)$$

avec : $B = A + F$

où A représente la composante verticale correspondant à l'effet gravitaire et F une composante horizontale correspondant à l'effet capillaire. Ce choix pourrait s'expliquer dès à présent pour deux raisons :

- l'infiltration dans un anneau infiltromètre, comme l'infiltration monodimensionnelle verticale, n'est due dans les premiers instants qu'à la sorptivité :

$$I(t) \simeq A t^{\frac{1}{2}}$$

- l'infiltration bidimensionnelle diffère du cas monodimensionnel par sa cinétique d'infiltration

$$q(t) = \frac{1}{2} A t^{-\frac{1}{2}} + B$$

et, à sorptivité identique, par le deuxième terme de l'équation dans lequel interviendrait l'écoulement latéral.

1.3. Approche de PARLANGE

Pour estimer la diffusion latérale sous un anneau infiltromètre, PARLANGE (1974) propose une solution analytique approximative.

L'absorption à partir d'une source cylindrique de rayon R est décrite par l'équation :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \text{div} \left(\frac{K}{C} \overline{\text{grad } \theta} \right) \quad (27)$$

avec pour conditions aux limites :

$$\theta = \theta_i, \quad t=0, \quad z > 0, \quad \forall x$$

$$\theta = \theta_0, \quad t > 0, \quad z = Cl, \quad 0 \leq x \leq R$$

Dans une région où l'humidité est proche de la saturation, il est raisonnable de considérer en première approximation (PARLANGE, 1971 a,b) le premier terme de l'équation (27) voisin de zéro. Ceci revient à résoudre l'équation de Laplace :

$$\text{div} \left(\frac{K}{C} \overline{\text{grad } \theta} \right) = 0 \quad (28)$$

qui peut s'écrire sous la forme :

$$\text{div}^2(\theta_*) = 0 \quad \text{avec} \quad \theta_* = \int_{\theta_i}^{\theta} \frac{K}{C} d\theta \quad (29)$$

PARLANGE propose une solution à cette équation de la forme :

$$\theta_{*0} - \theta_* = v \theta_{*0} t^{\frac{1}{2}} \left[\sqrt{x^2 + z^2} - x \right] / 2 \quad (30)$$

avec

$$\theta_* = \int_{\theta_0}^{\theta_i} \frac{K}{C} d\theta$$

où v est une constante.

Il apparaît que les lignes d'isoteneur en eau sont des paraboles. La position du front d'humidification $\theta_* = 0$ (fi g.9) est donnée par l'équation :

$$z^2 t^{-1} = 4v^{-2} (x t^{-\frac{1}{2}} + v^{-2}) \quad (31)$$

Cette parabole passe par les points :

$$x_0 t^{-\frac{1}{2}} = -v^{-2}, \quad z = 0 \quad (32)$$

et

$$x_1 t^{-\frac{1}{2}} = -v^{-2} + \frac{1}{4} z_1^2 t^{-1} v^{-2}, \quad z_1 t^{-\frac{1}{2}} = 2 \theta_{*0} S^{-1} \quad (33)$$

Pour obtenir la constante Δ , on utilise une équation de conservation :

$$\frac{4}{3} v \theta_{*0} x_1^{\frac{1}{2}} t^{\frac{3}{4}} = \frac{2}{3} (\bar{\theta}_0 - \theta_i) z_1 (x_1 - x_0) \quad (34)$$

où le premier terme correspond à l'intégration des flux d'eau (eq.(30)) issus de la source entre 0 et t, pour $0 < x < x_1$; et le deuxième terme correspond à l'intégration des volumes d'eau derrière le front parabolique (de teneur en eau moyenne $\bar{\theta}_0$) entre 0 et z_1 .

La résolution de cette équation (PARLANGE, 1974) permet d'estimer le volume d'eau écoulé latéralement à partir de la sorptivité :

$$V_{lat} = \frac{1}{3} \Delta^2 (\theta_0 - \theta_i)^{-1} t \quad (35)$$

Dans le cas axisymétrique d'un infiltromètre de rayon R, le volume écoulé latéralement s'exprime par :

$$V_{lat} = \frac{2}{3} \pi R^{-1} \Delta^2 (\theta_0 - \theta_i)^{-1} t$$

et la loi d'infiltration obtenue dans l'infiltromètre s'écrit :

$$I = \Delta t^{-\frac{1}{2}} + \left[A + \frac{2}{3} R^{-1} \Delta^2 (\theta_0 - \theta_i)^{-1} t \right] t \quad (36)$$

Il est donc théoriquement possible d'obtenir la correction d'un **essai axisymétrique** pour se ramener à la loi monodimensionnelle, si l'on connaît un certain nombre de **caractéristiques** :

- le rayon R de l'anneau
- la sorptivité Δ du sol (on verra ensuite comment la déterminer)
- la teneur en eau en régime permanent d'infiltration θ_0 et la teneur en eau initiale θ_i

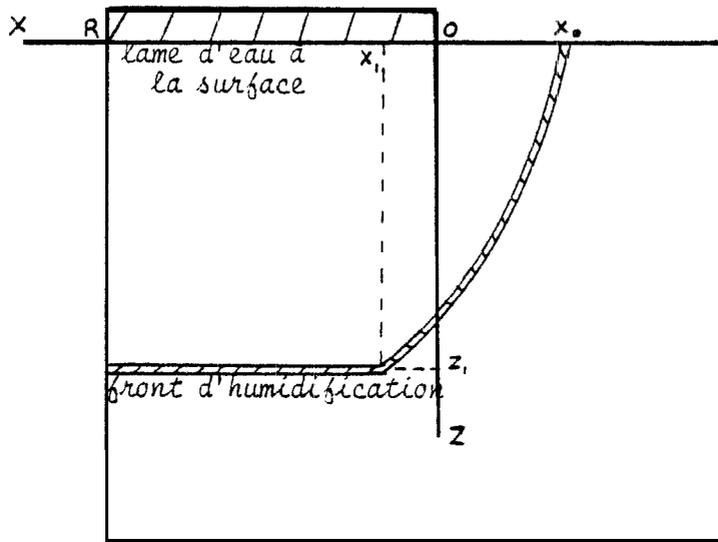


FIGURE 9 - MODELE D'ECOULEMENT LATERAL DE PARLANGE

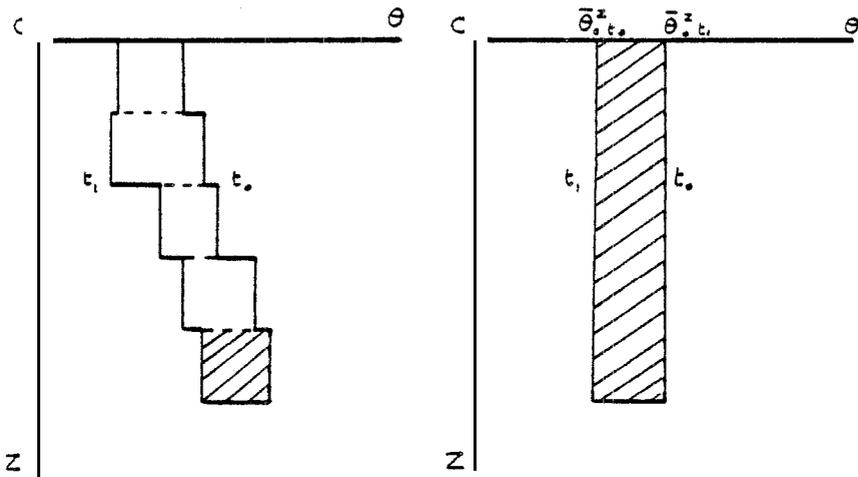


FIGURE 10 - ILLUSTRATION DE LA RELATION $\bar{\theta}_0^z = a\theta_2 + b$ DE LIBARDI

2: Caractérisation du drainage

L'équation de Darcy généralisée (6) permet généralement d'estimer un Flux de drainage. Or si un gradient de charge hydraulique peut se mesurer aisément à l'aide de tensiomètres, la détermination de la conductivité hydraulique du sol nécessite une expérimentation plus complexe. Nous allons voir deux méthodes permettant de caractériser à la fois le ressuyage d'un sol et les caractéristiques de transfert.

2.1. Méthode du drainage interne (HILLEL et al, 1972)

Dans le cas d'un écoulement monodimensionnel vertical, la redistribution des humidités dans un profil est décrite en tout point par un système d'équations :

- l'équation de continuité : $\frac{\delta \theta}{\delta t} = - \frac{\delta q}{\delta z}$
- la loi de Darcy : $q = - K(\theta) \frac{dH}{dz}$

Si on évite toute évaporation à la surface du sol ($q = 0$ à travers la cote $z = 0$) après une infiltration, l'intégration de l'équation de continuité donne :

$$q(z,t) = - \frac{\delta}{\delta t} \int_0^z \theta(z,t) dz \quad (37)$$

où l'intégrale des humidités entre 0 et z représente le stock d'eau S dans le profil. Il est donc possible d'écrire plus simplement :

$$q(z,t) = - \frac{dS(z,t)}{dt} \quad (38)$$

et d'obtenir :

$$K(\theta) = \frac{dS(z,t)}{dt} / \frac{dH}{dz} \quad (39)$$

où θ , $\frac{dS}{dt}$ et $\frac{dH}{dz}$ sont mesurés simultanément à la cote z et à l'instant t .

D'un point de vue expérimental, il sera nécessaire de se placer dans les conditions d'écoulement vertical et d'évaporation nulle. La connaissance précise des variations de stock d'eau et de gradient de charge nécessitera un grand nombre de mesures.

Cette expérimentation permet également d'obtenir une information globale sur le ressuyage du sol et de se ramener à des conceptions classiques en agromonie (capacité en champs, ...).

2.2. Méthode de LIBARDI

LIBARDI et al (1980) simplifient la méthode du drainage interne en supposant que :

- l'écoulement est constamment gravitaire (gradient de charge hydraulique unitaire)

$$\frac{\delta H}{\delta z} = -1$$

$$\int_0^z \frac{\delta \theta}{\delta t} dz = -K(\theta)$$

- la teneur en eau moyenne $\bar{\theta}_0^z$ sur le profil 0-z est liée à la teneur en eau θ_z à la cote z, par la relation :

$$\bar{\theta}_0^z = a \theta_z + b \quad (40)$$

où a et b sont des paramètres d'ajustement (fig.10)

- la relation conductivité - teneur en eau peut se traduire par :

$$K(\theta) = \hat{K}_0 \exp \left[\gamma (\theta - \theta_0) \right] \quad (41)$$

où γ est un paramètre d'ajustement, et K_0 et θ_0 les valeurs de K et θ en régime permanent d'infiltration.

L'intégration de l'équation de continuité conduit alors aux expressions :

$$-z \frac{\delta \bar{\theta}_0^z}{\delta t} = \hat{K}_0 \exp \left[\gamma (\theta - \theta_0) \right] \quad (42)$$

$$-a z \frac{\delta \theta_z}{\delta t} = \hat{K}_0 \exp \left[\gamma (\theta - \theta_0) \right] \quad (43)$$

et

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \text{Ln} \left[1 + \gamma \hat{K}_0 t / a z \right] \quad (44)$$

Ce qui conduit pour des temps suffisamment longs à l'expression :

$$\theta_0 - \theta = a_1 \text{Ln } t + b_1, \quad \text{avec} \quad a_1 = \frac{1}{\gamma} \quad (45)$$

$$\text{et} \quad b_1 = \frac{1}{\gamma} \text{Ln} \left[\frac{\gamma \hat{K}_0}{a z} \right]$$

Cette méthode ne nécessite donc que l'utilisation d'un humidimètre neutronique afin de suivre la cinétique du drainage interne $\theta - \theta_0 = f(t)$, et conduit à une analyse simplifiée du ressuyage et de la relation $K(\theta)$.

2ème PARTIE

CARACTERISATION A L'ECHELLE LOCALE

Nous nous proposons dans cette seconde partie de considérer les **méthodes** que nous avons décrites en vue de caractériser chacun des sites de **mesures**. Ces méthodes sont de deux ordres :

- d'une part une série d'essais effectués soit sur les monolithes (chapitre III), soit sur les sites d'infiltration (chapitre IV), que nous avons définis préalablement,
- d'autre part (chapitre V), toute une série de simulations permettant pour chaque type d'essai d'étudier si une solution analytique ou numérique peut décrire correctement l'écoulement.

CHAPITRE III

CARACTERISATION SUR MONOLITHE DE SOL

Bien que la mise en oeuvre en soit assez difficile, nous avons retenu le principe de cet essai car c'est le seul moyen d'obtenir des écoulements rigoureusement monodimensionnels. On pourra en trouver dans la thèse de HAMON (1980) le descriptif détaillé. Précisons toutefois que le monolithe est différent du "lysimètre" dans la mesure où le sol n'est pas remanié et la continuité des profils au fond est assurée.

Le choix des sites s'est fait, on l'a vu, pour couvrir au mieux la **gamme** texturale de notre parcelle. Sur chaque site on a effectué un essai d'infiltration suivi d'un drainage **interne**.

I - Essai d'infiltration

1. Principe et dispositif de mesure

Le principe de la mesure consiste à suivre dans le temps les volumes infiltrés lors d'une immersion à charge constante. L'infiltration cumulative qui est l'intégrale par rapport au temps du régime d'infiltration est fonction du temps, et sa pente **décroit** progressivement. L'infiltrabilité du sol et sa **variation** dans le temps dépendent de l'humidité et de la succion initiales, aussi bien que de sa texture, de la structure et de l'uniformité du profil. Le régime asymptotique de l'infiltrabilité sera appelé "**infiltrabilité permanente**".

Le dispositif de mesure décrit précédemment a **été** complété d'un vase de Mariotte sur lequel une échelle volumétrique (incertitude ± 0.1 litre) permet de suivre la cinétique des apports dans l'anneau central. Les apports **extérieurs** à l'anneau sont effectués manuellement. La lame d'eau imposée dans l'anneau et sur le monolithe est constante et **égale** à 4 cm.

Il a été procédé simultanément au suivi de l'avancée du front d'humidification à l'aide des tensiomètres et de l'**humidimètre** neutronique.

2. Résultats expérimentaux

2.1. Lois d'infiltration

Les lois d'infiltration obtenues sont représentées sur la figure 11. La durée des essais est variable, elle est dépendante du volume d'eau nécessaire et du volume d'eau disponible.

En général, la vitesse d'infiltration se stabilise d'autant plus vite que le sol est sableux : 40 mn environ sur le site M1 ([A+L] = 5.9 %), 60 mn environ sur le site M4 ([A+L] = 13 %). Les valeurs de l'infiltrabilité permanente pour les sites M1, M2, M3 et M4 sont respectivement 20.2 cm/h, 21.6 cm/h, 18 cm/h et 9.4 cm/h. Nous ferons l'hypothèse que les essais ont été effectués dans de bonnes conditions sans écoulement préférentiel le long des parois.

L'ajustement de la loi de PHILIP aux valeurs expérimentales $I(t)$ conduit aux résultats suivants :

Site	A (cm/h ^{1/2})	A (cm/h)
M1	10.5	14.3
M2	6.8	19.2
M3	12.0	18.8
M4	21.2	0.0

L'ajustement sur le site M4 est critiquable dans la mesure où le terme A apparaît nul. L'explication en est probablement la présence de fissures (constatation faite lors de l'implantation du monolithe) qui tendraient à surestimer l'infiltration dans les premiers instants et donc la sorptivité, et ne permettent pas de satisfaire aux hypothèses de PHILIP (cf chapitre II).

2.2. Evolution des profils d'humidité et de charge

Les mesures simultanées de charge hydraulique et d'humidité ont montré qu'il existait un décalage dans le temps entre les réponses de l'humidimètre et les réponses des tensiomètres (fig.12-a). La raison peut en être que la mesure tensiométrique est localisée sur une tranche de sol de 4 cm alors que la mesure neutronique rend compte de la sphère d'influence de l'émission neutronique (fig. 1.2-b) dont le diamètre varie entre 20 et 40 cm suivant la nature et l'humidité du sol.

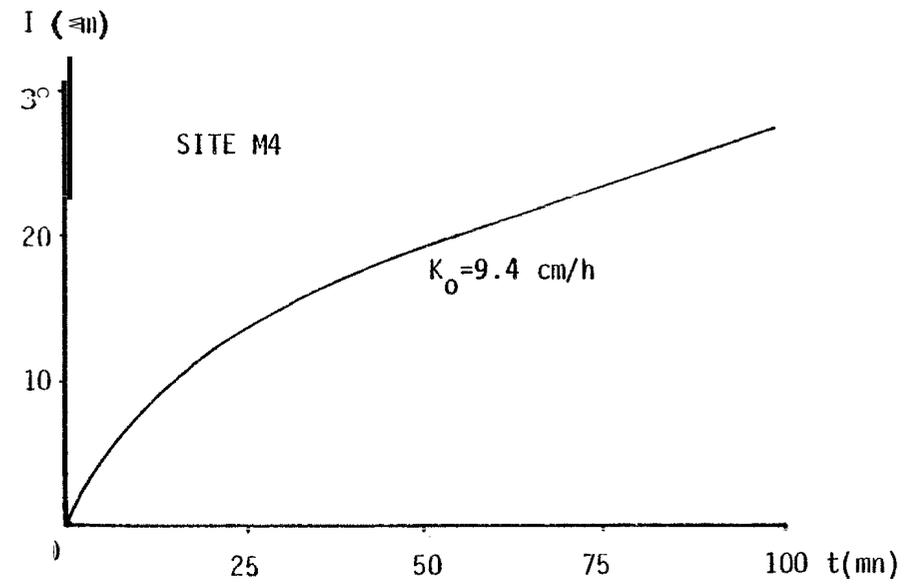
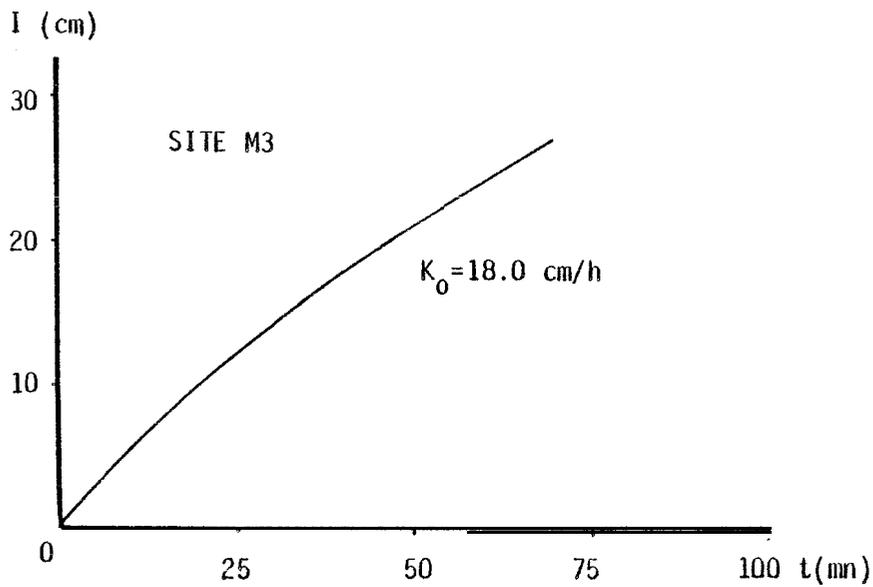
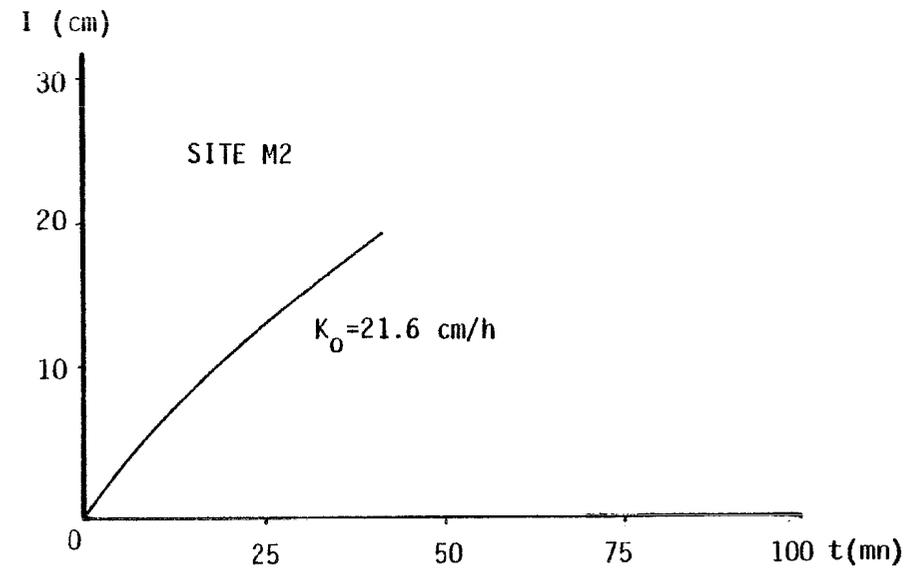
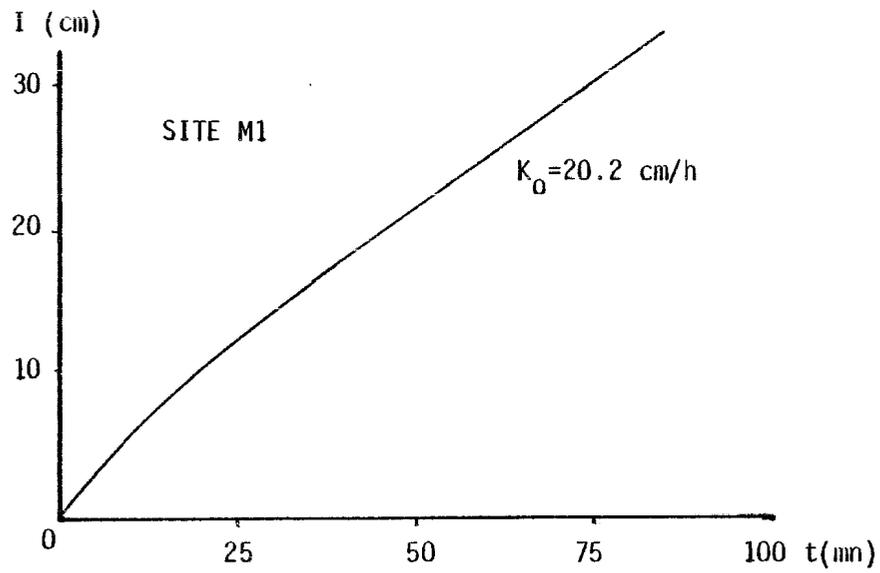


Figure 11 - LOIS D'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLES OBTENUES SUR LES SITES M1, M2, M3 et M4

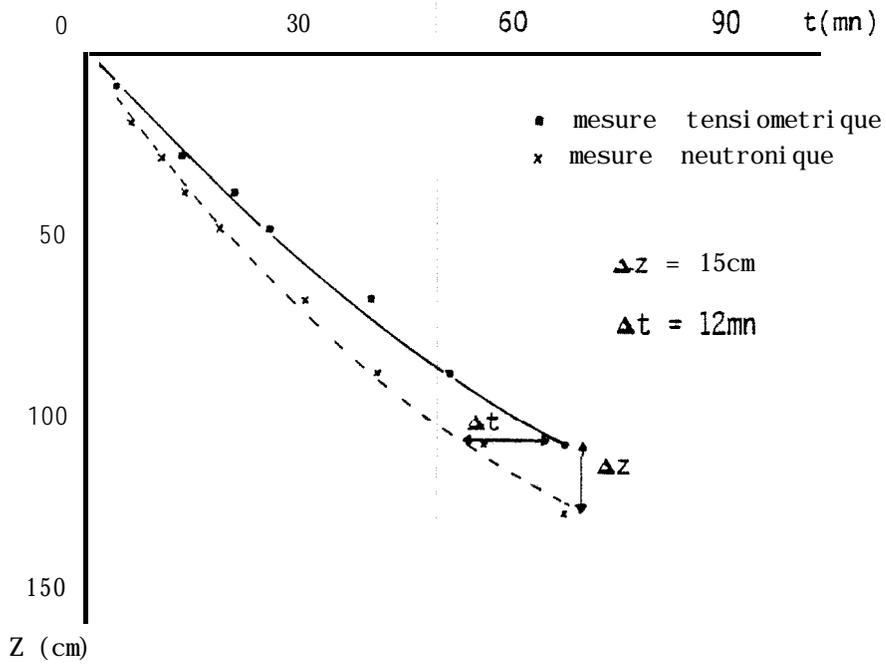


Figure 12a - REACTIION DE L'HUMIDIMETRE ET DES TENSIONOMETRES A L'AVANCEE DU FRONT D'HUMIDIFICATION

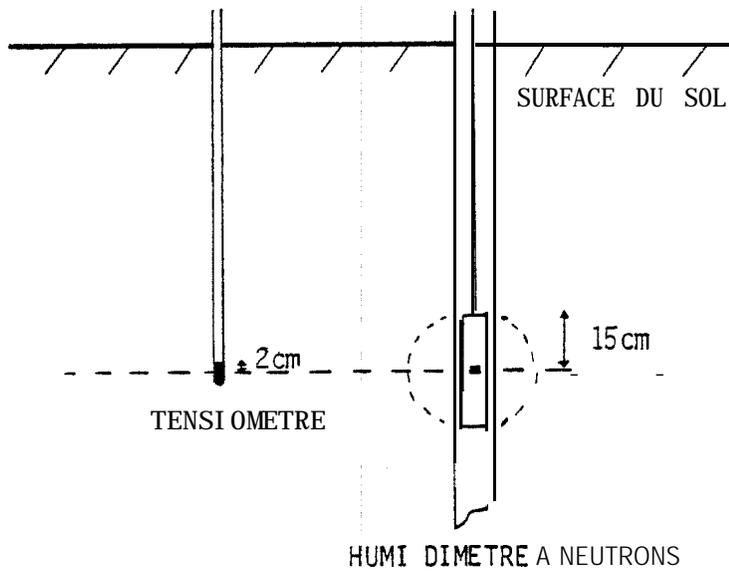
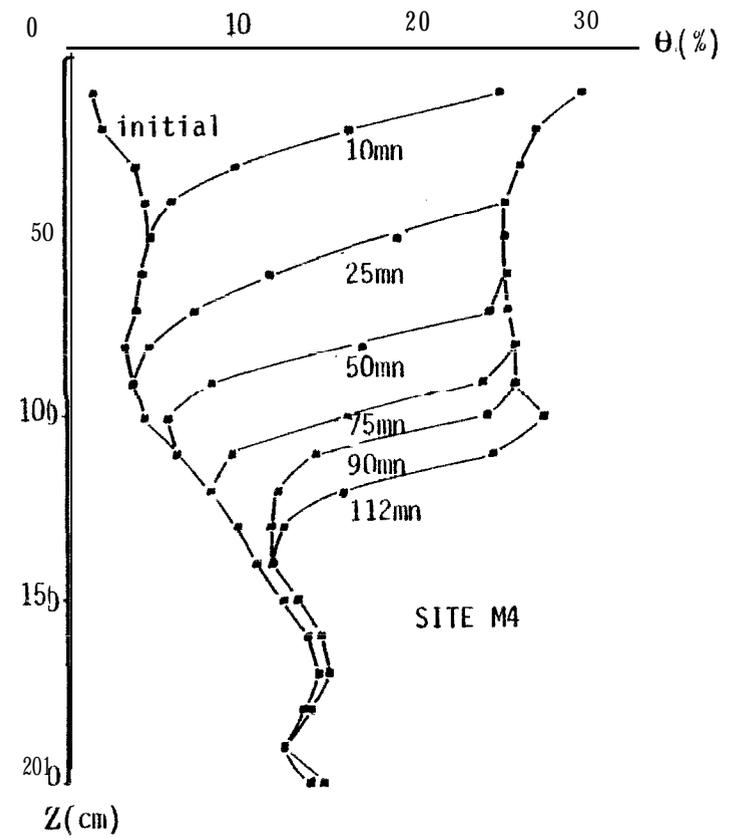
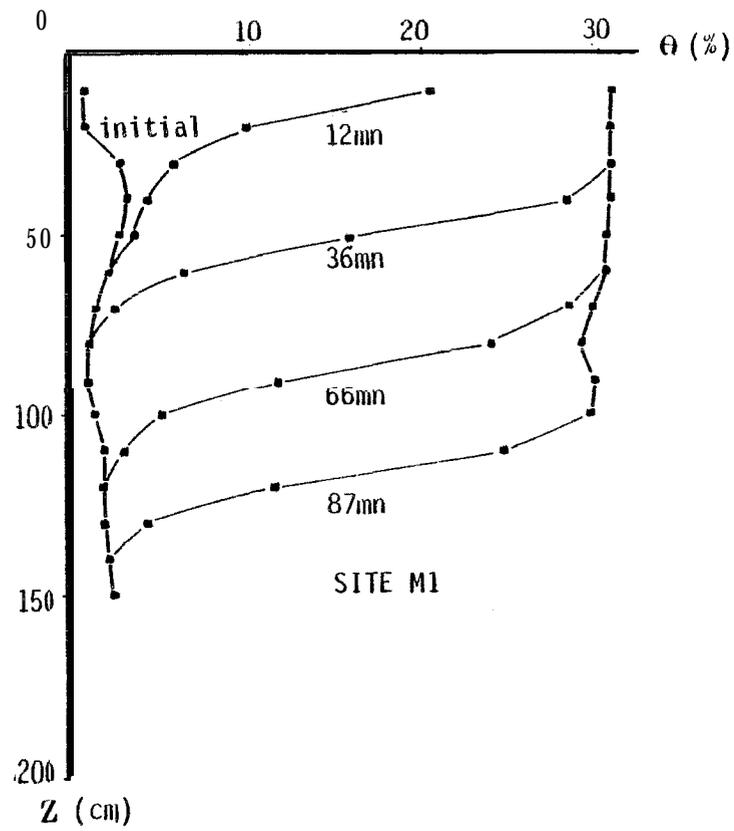
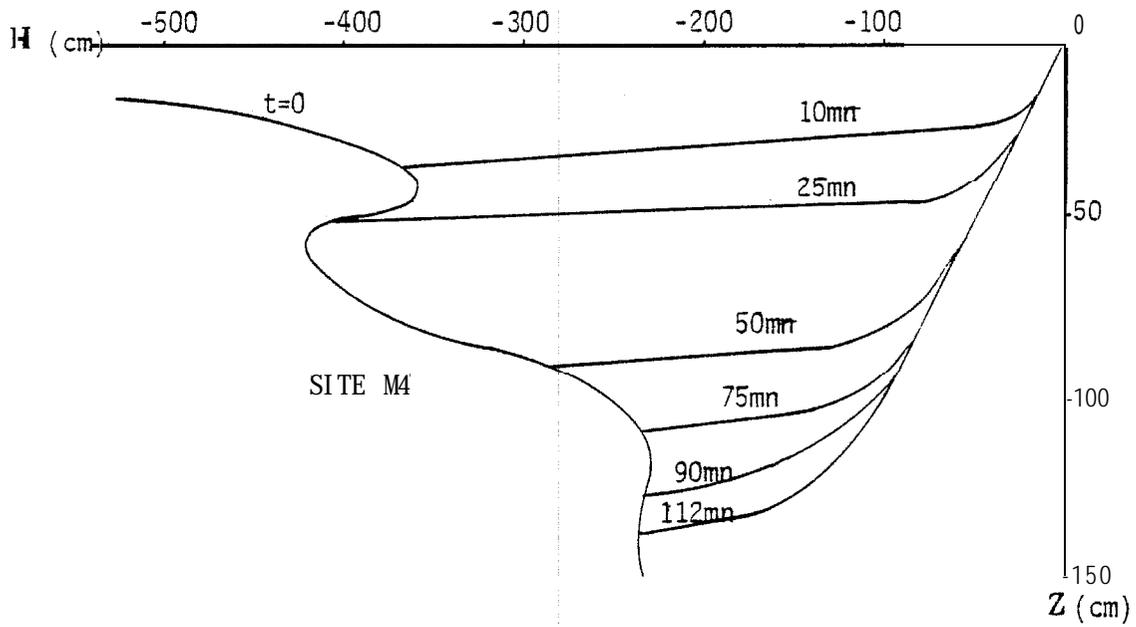
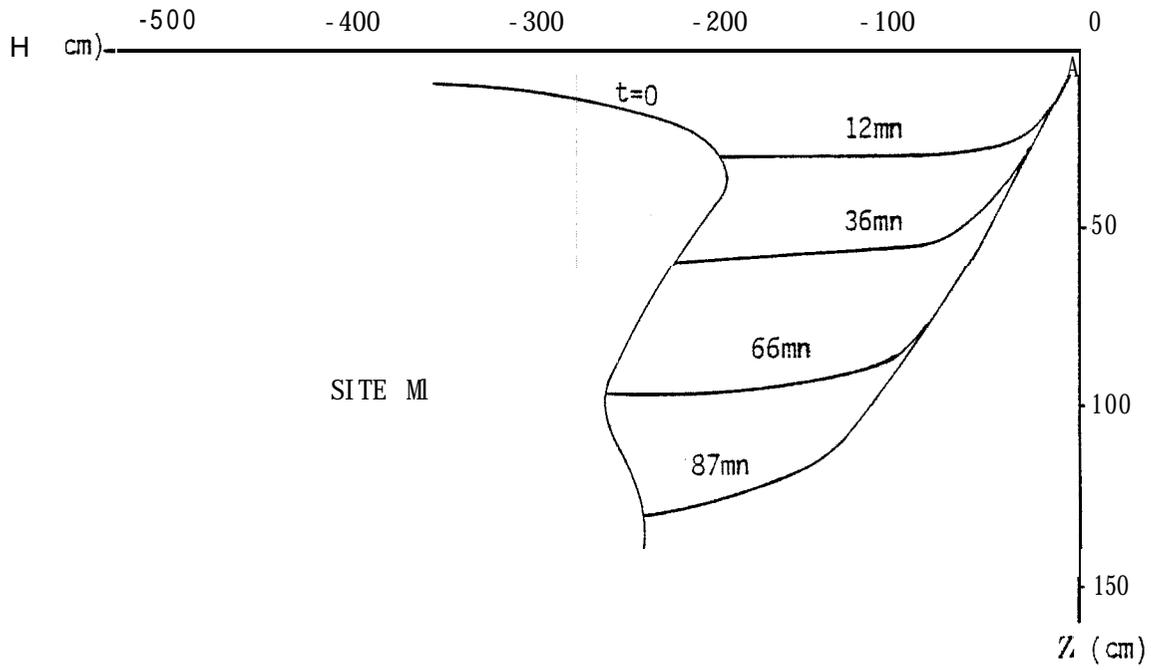


Figure 12b - ZONE D'INFLUENCE DES APPAREILS DE MESURE



Figures 13a et 13b - EVOLUTION DES PROFILS D'HUMIDITE OBTENUE SUR LES MONOLITHES M1 et M4 AU COURS DE L'INFILTRATION



Figures 14a et 14b - EVOLUTION DES PROFILS DE CHARGE HYDRAULIQUE OBTENUE SUR LES MONOLITHES M1 et M4 AU COURS DE L'INFILTRATION

De ce fait, la sonde à neutrons "détecte" l'humidification plus tôt et l'utilisation simultanée des mesures neutroniques et tensiométriques au niveau du front d'humidification n'est pas possible (par exemple pour obtenir la courbe $h(\theta)$).

Nous avons représenté fig.13 a et b, deux sites extrêmes dans leur nature texturale et leur comportement hydrodynamique : le site M1 ([A+L]= 5.9 %) et le site M4 ([A+L] = 13 %). Sur le site M1, le front est très raide et peut être assimilé à un effet piston. Sur le site M4, la cinétique d'humidification est rapide jusqu'à la cote 100 cm, probablement en raison des nombreuses fissures constatées dans le sol sec, puis l'avancée du front devient beaucoup plus lente. Dans les deux cas, les humidités en régime permanent d'infiltration sont homogènes sur la verticale.

Les profils de charge équivalents sont portés fig.14 a et b. On peut noter que l'écoulement gravitaire ($\overline{\text{grad}} H = -1$) est très rapidement atteint.

II • Essai de drainage interne

1. Principe et dispositif de mesure

Après disparition de la lame d'eau à la surface du sol, l'évaporation a été bloquée en appliquant une toile plastique sur le sol et en recouvrant le tout d'un mulch pailleux. Ceci nous a permis de nous placer dans le cas théorique d'un flux nul à la surface. Au même instant, des mesures simultanées de teneur en eau à l'humidimètre neutronique et de charge hydraulique par tensiométrie ont été effectuées dans le profil. Les mesures ont été faites ensuite avec une fréquence décroissante : 5 mn, 10 mn, 15 mn, 30 mn, 1 h, 2 h, 5 h, 12 h, 1 j, 2 j, 4 j, 6 j . . .

Les mesures couplées, à une cote et à un instant donné, nous permettent de caractériser la relation pression-teneur en eau $h(z)$ de la cote de mesure.

L'évolution des profils d'humidité entre 0 et z donne l'évolution des variations de stock hydrique S sur cette tranche de sol et les mesures tensiométriques autour de la cote z indiquent les gradients de charge hydraulique à la cote z . Ces deux déterminations permettent d'évaluer la relation conductivité • teneur en eau de la cote de mesure.

ii. Résultats de la méthode de drainage interne

2.1. Evolution des profils d'humidité et de charge hydraulique

A titre d'exemple, les figures 15-a, b et 16-a, b représentent l'évolution des profils d'humidité et de charge hydraulique au cours de la redistribution sur les sites M1 et M4. Les stocks hydriques déduits des mesures neutroniques d'humidité sont restés constants pendant le ressuyage tant que le front n'atteint pas la cote du fond du tube. Les gradients de charge hydraulique sont voisins de -1 (écoulement permanent) sur la tranche de sol 0-110 cm, mais une hétérogénéité apparaît à la cote 110 cm sur le site M4.

Si l'on compare les résultats obtenus sur les deux sites, il est clair que le ressuyage du profil est beaucoup plus rapide sur le site sableux M1 que sur le site plus argileux M4.

2.2. Relations pression - teneur en eau

On sait que la relation pression - teneur en eau dépend de la texture et de la structure du sol (cf HILLEL, 1980). Ceci se traduit par des relations de formes différentes et à une teneur en eau donnée par des pressions d'autant plus faibles que le sol est argileux. Les relations obtenues sur tous les monolithes (fig. 17 a-b-c-d) montrent bien la dépendance avec la texture du sol. Sur les sites sableux M1 et M2, nous avons des courbes $h(\theta)$ en "S" et sur les sites plus argileux des relations de type exponentiel.

De plus, les variations de pression pour une variation d'humidité donnée dans la gamme [20 %, 8 %] sont importantes dans le cas d'un sol argileux (site M4) et faibles dans le cas d'un sol sableux (site M2). Si l'on reprend la notion de capacité capillaire d'un sol $c(h) = \frac{d\theta}{dh}$, on peut dire que le site M2 emmagasinerait ou libérerait plus facilement de l'eau sous l'effet d'une variation de pression que le site M4.

2.3. Relations conductivité hydraulique - teneur en eau

Cette relation phénoménologique a été obtenue sur chacun des monolithes aux cotes de mesures 30, 50, 70, 90 et 110 cm selon la méthode des profils instantanés (cf. HAMON, 1980). Les résultats étant homogènes verticalement, nous avons reporté fig.18 a-b-c et d (échelles semi-logarithmiques) les relations expérimentales des monolithes M1, M2, M3, M4, toutes cotes confondues.

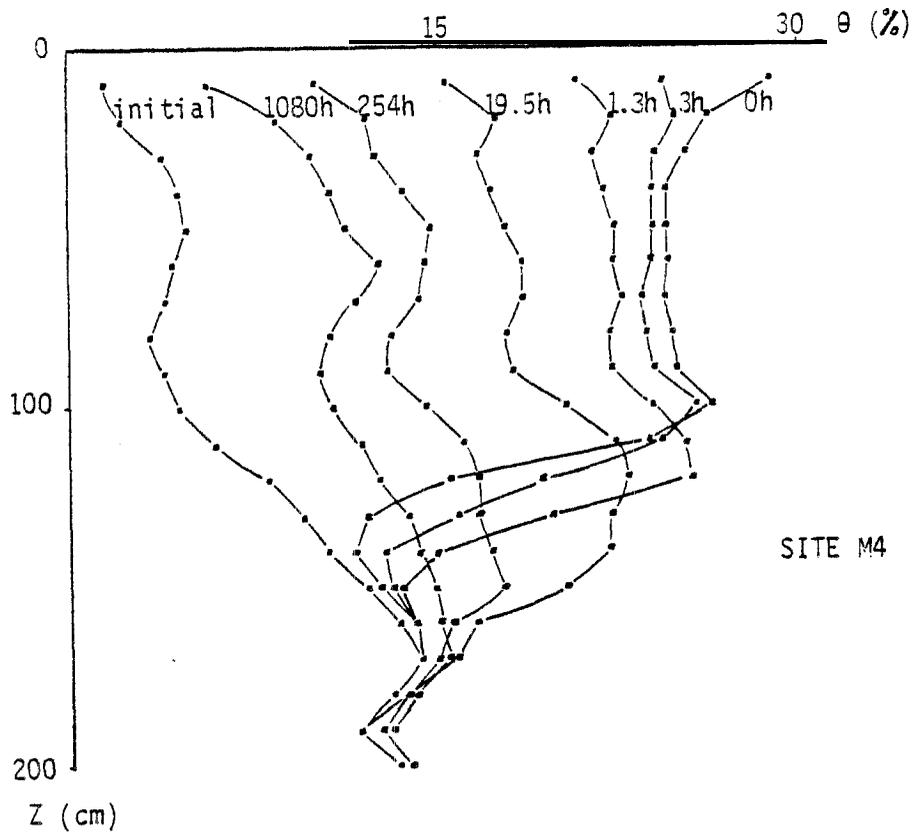
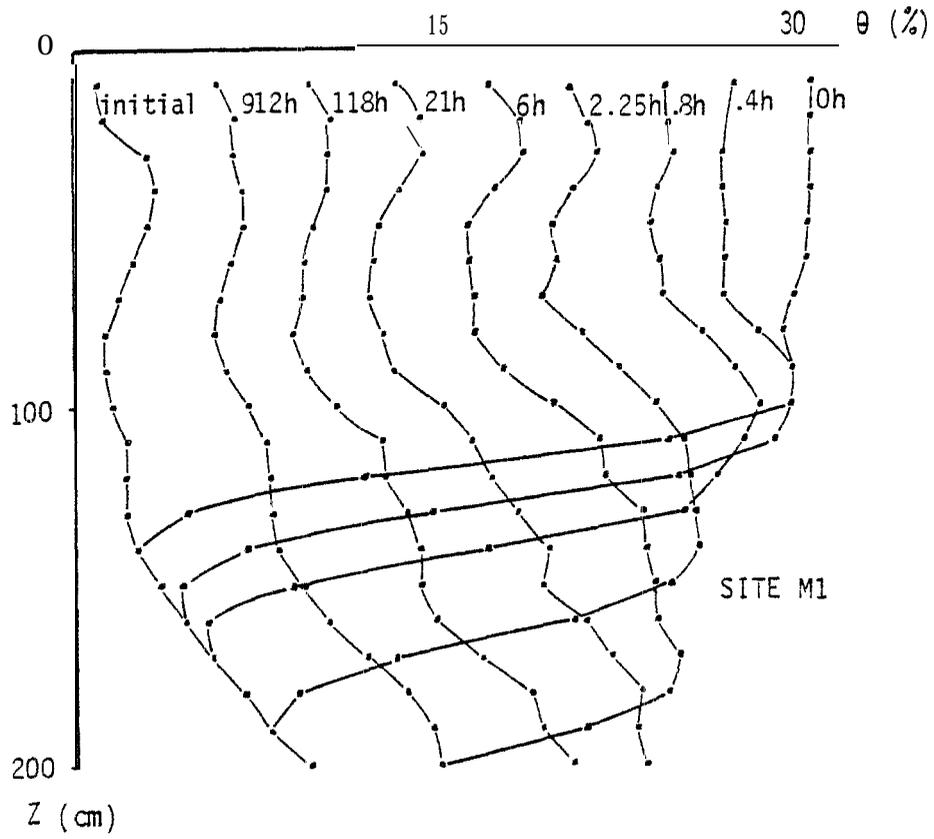


FIGURE 15a et 15b - EVOLUTION DES PROFILS D'HUMIDITE SUR LES SITES M1 ES M4 EN PHASE DE REDISTRIBUTION

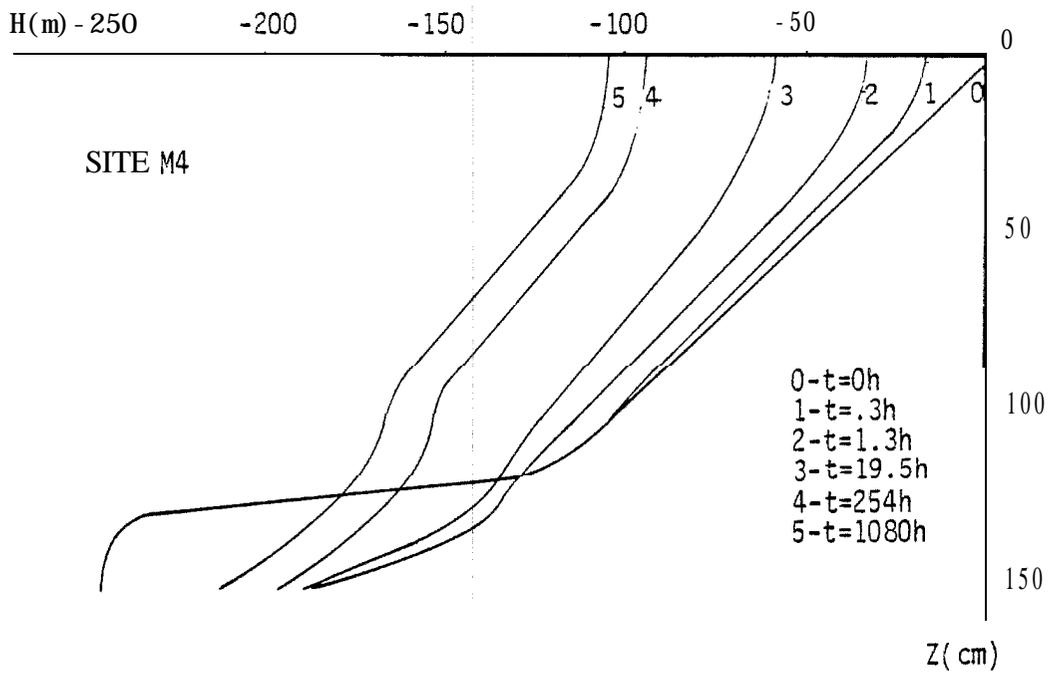
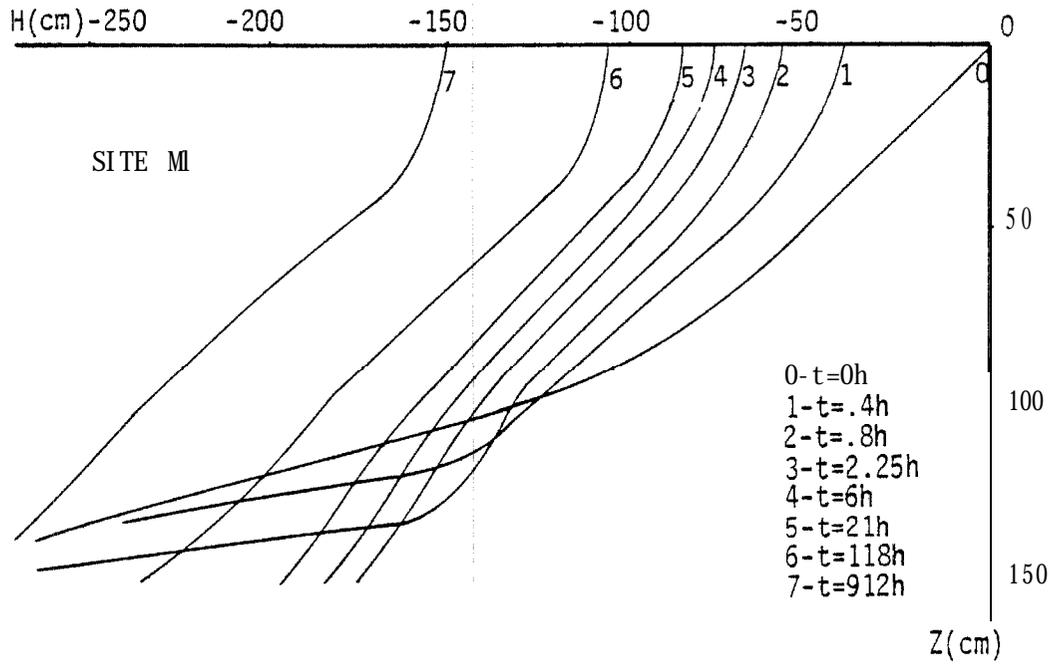
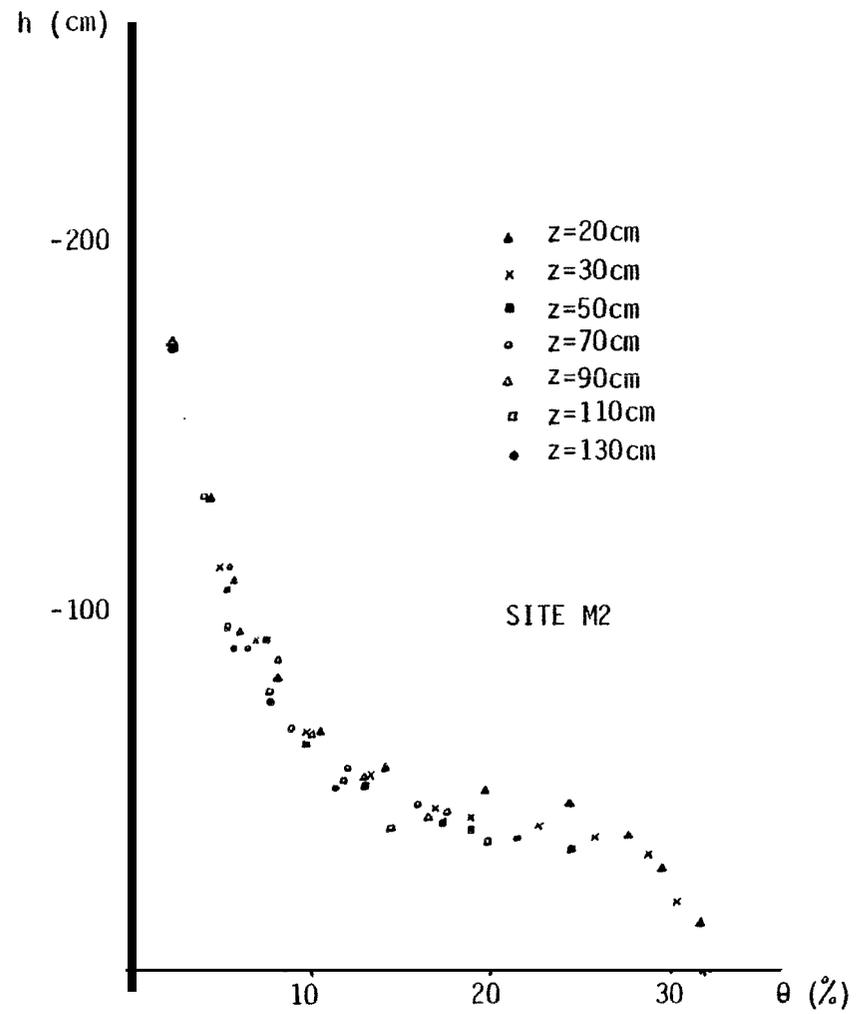
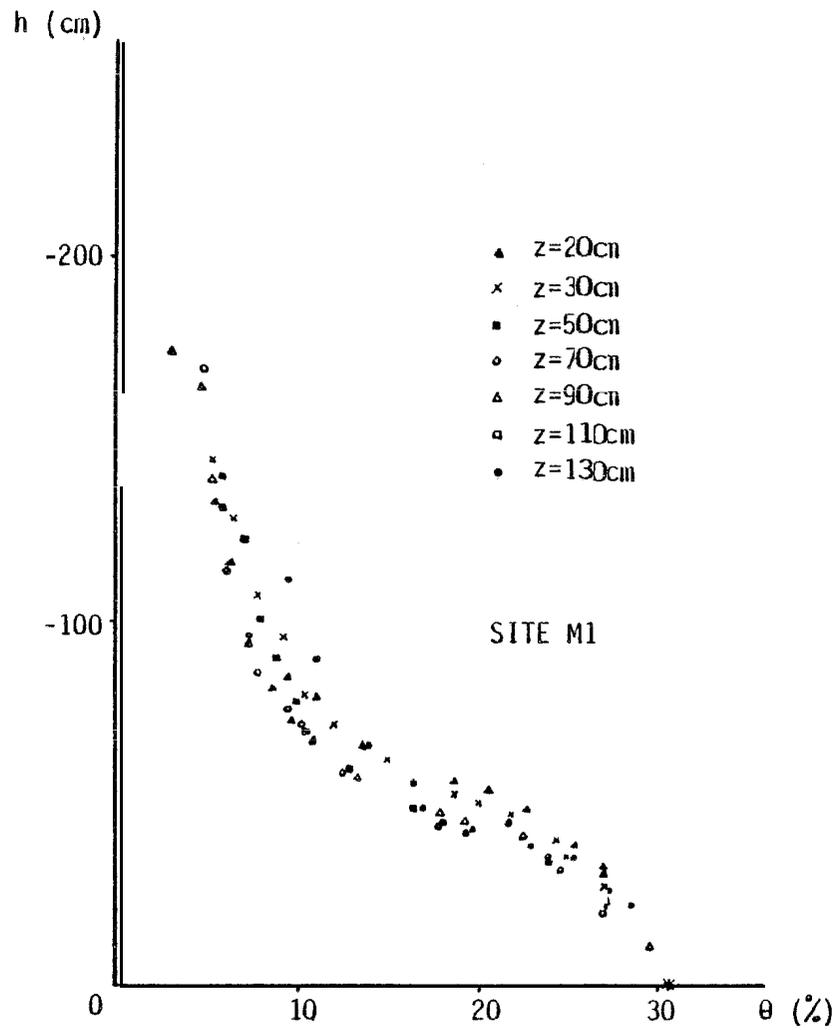
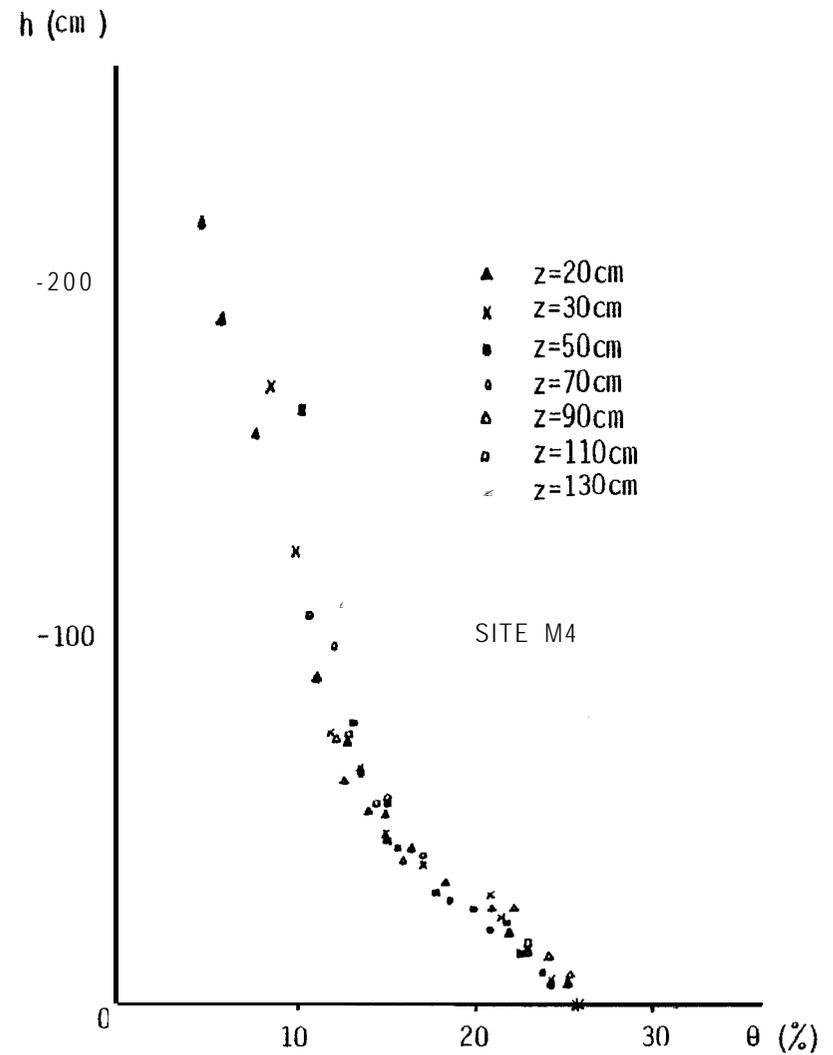
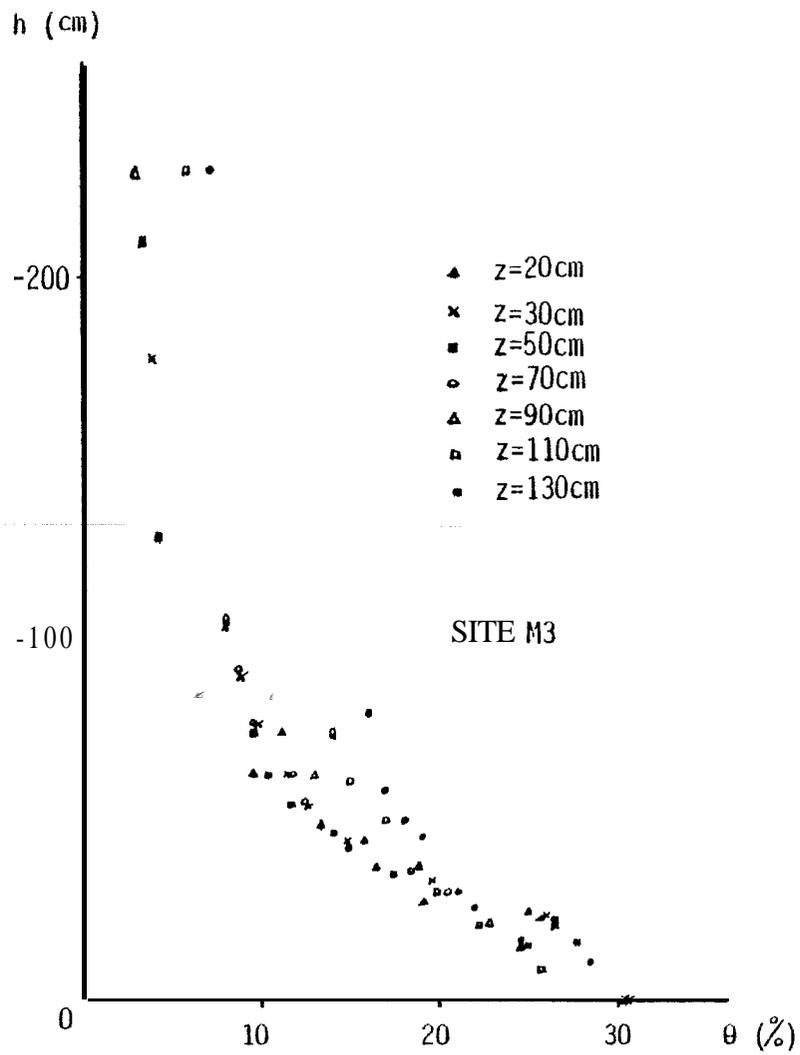


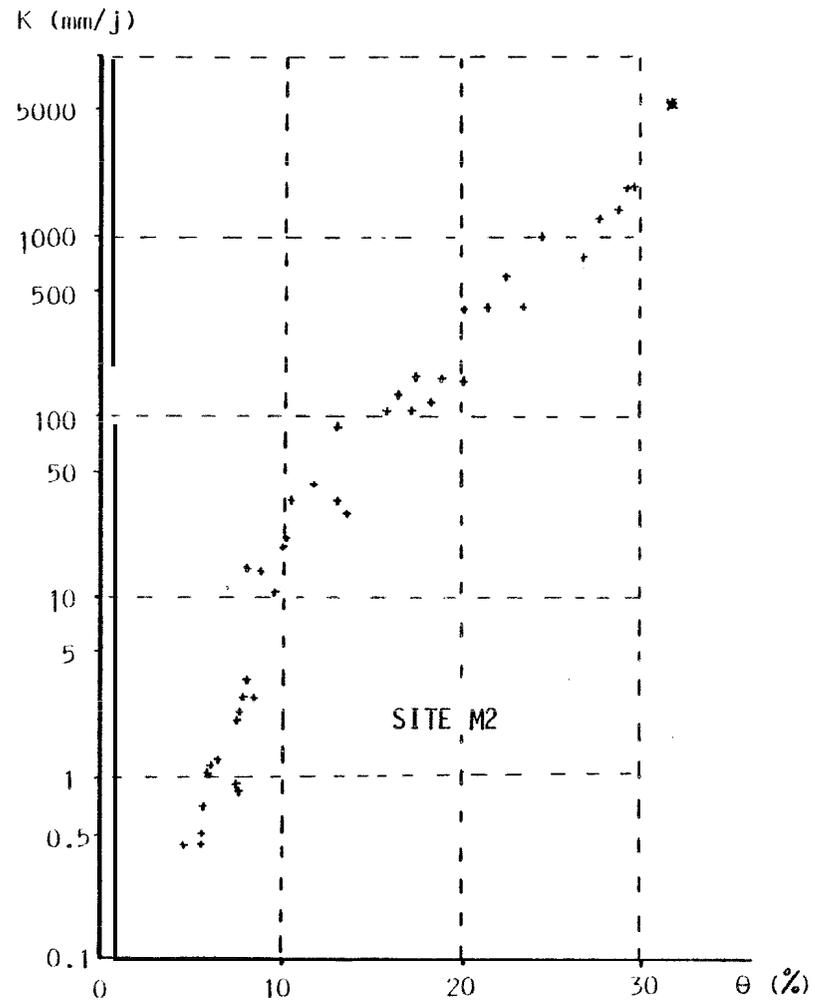
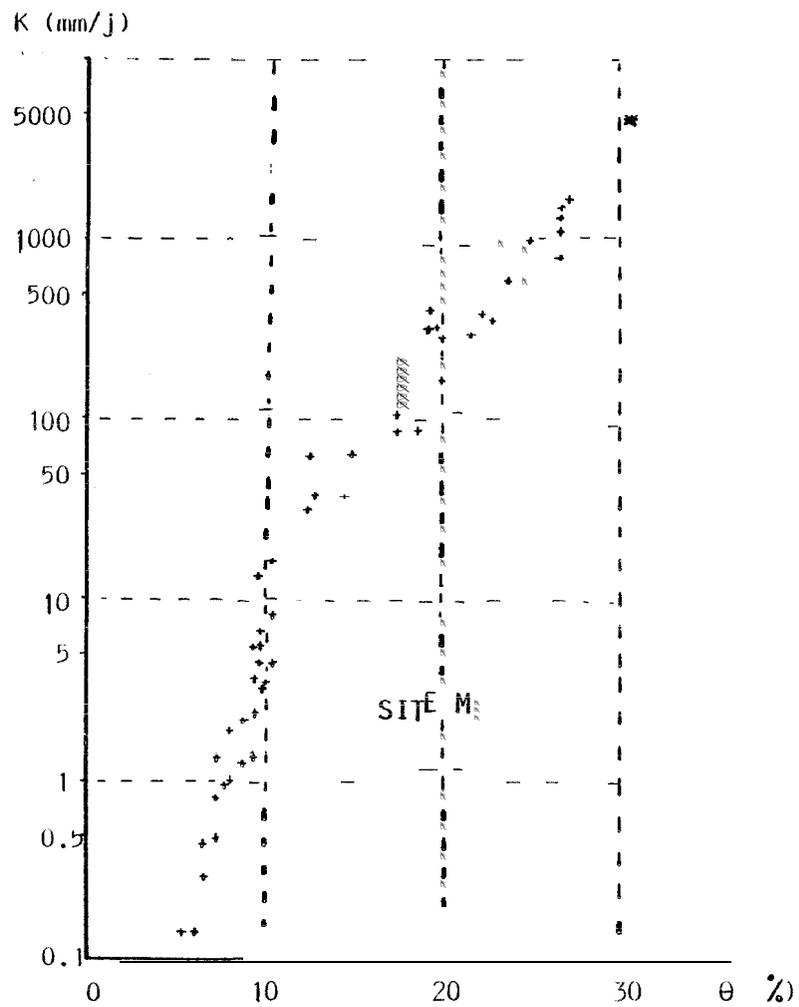
FIGURE 16a: et 16b - EVOLUTION DES PROFILS DE CHARGE HYDRAULIQUE SUR LES SITES M1 ET M4 EN PHASE DE REDISTRIBUTION



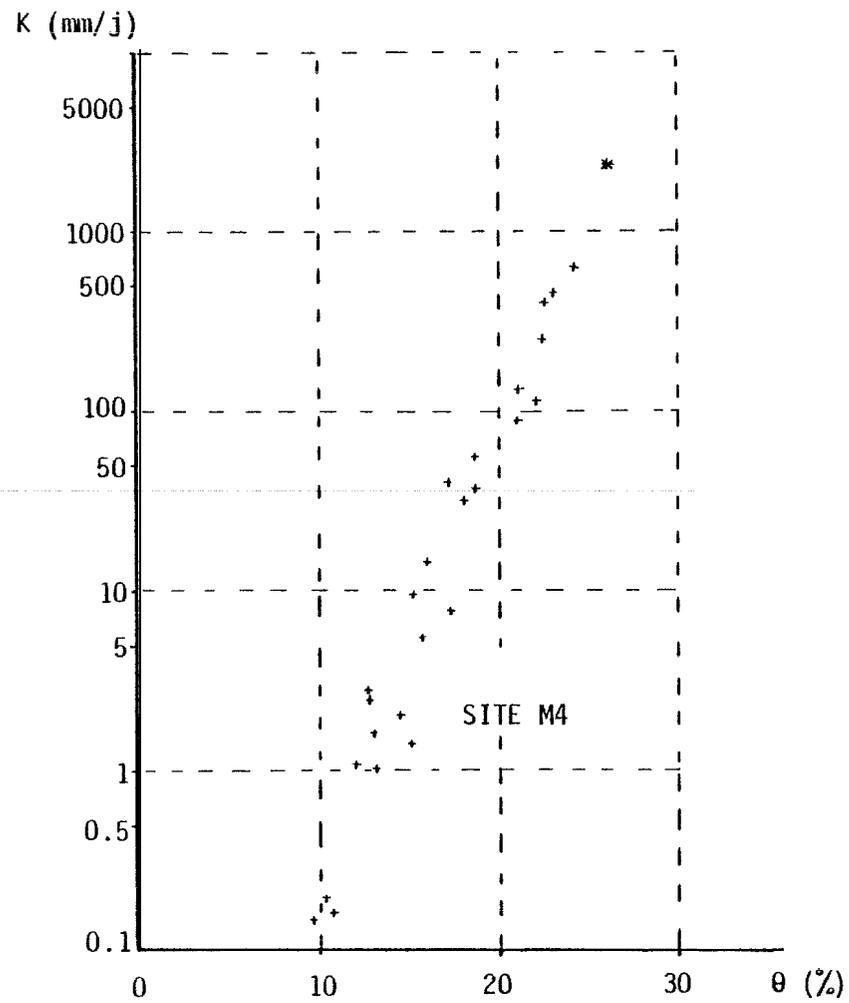
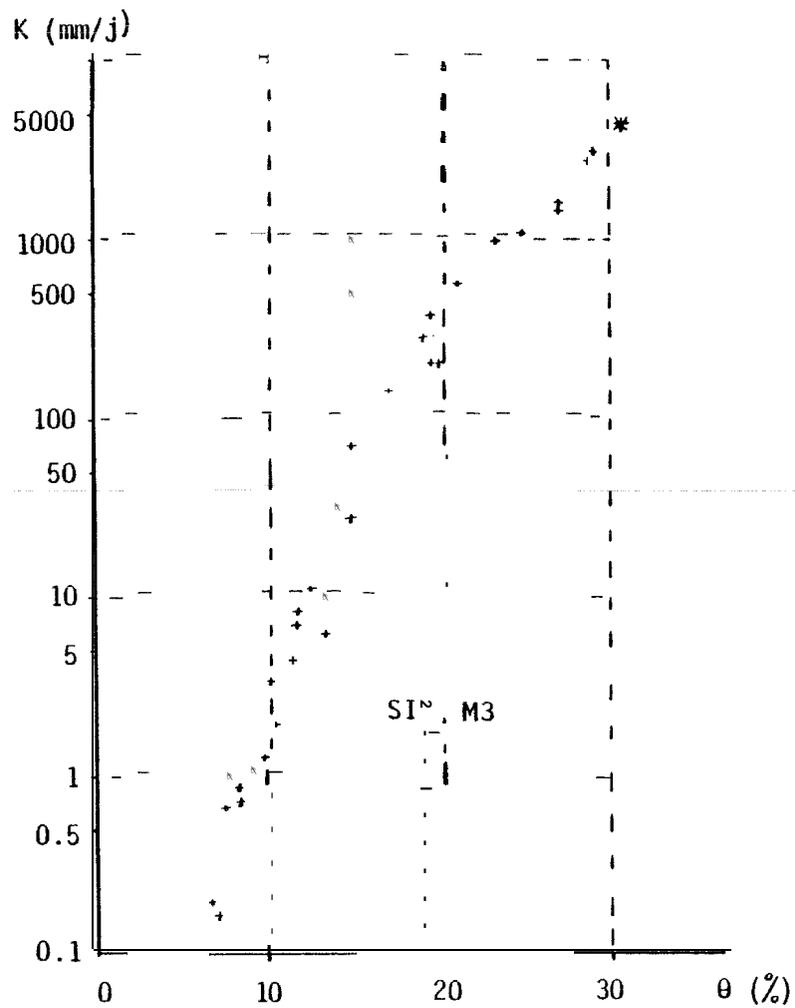
Figures 17a et 17b - RELATIONS PRESSION-TENEUR EN EAU OBTENUES SUR LES SITES M1 et M2



Figures 17c et 17d = RELATIONS PRESSION-TENEUR EN EAU OBTENUES SUR LES SITES M3 et M4



Figures 18a et 18b - RELATIONS CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE-TENEUR EN EAU OBTENUES SUR LES SITES M1 et M2



Figures 18c et 18d - RELATIONS CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE-TENEUR EN EAU OBTENUES SUR LES SITES M3 et M4

Il apparaît sur ces figures que les conductivités hydrauliques sont d'autant plus importantes que le sol est sableux, en particulier aux faibles humidités. La forme des relations obtenues fait pencher pour une loi d'ajustement de type puissance, mais il semble que lorsque le sol est argileux, la relation tend vers une loi exponentielle (ajustement fréquemment utilisé). Il semble même que les relations obtenues sur sol sableux puissent se traduire par deux relations exponentielles l'une dans les fortes humidités et l'autre dans les faibles, ceci correspondant à deux cinétiques de ressuyage différentes (cf méthode de LIBARDI).

III - Méthode de caractérisation de LIBARDI

L'évolution des profils de charge expérimentaux ayant montré que le gradient est voisin de l'unité au cours de la redistribution, il nous a semblé important de profiter de cette expérimentation pour tester la méthode simplifiée de LIBARDI (voir chapitre II).

Cette méthode a été appliquée sur chacun des monolithes à la cote $z = 50$ cm. Les paramètres d'ajustement a , b , a_1 et b_1 des relations (40) et (45) aux valeurs expérimentales obtenues par l'humidimétrie neutronique sont portés sur le tableau n°1, ainsi que les coefficients de corrélation r_1 et r_2 correspondants et les valeurs de \hat{K}_0 et γ de l'expression (41). Les relations $K(\theta)$ obtenues par cette méthode sont représentées figures 19 a-b-c et d.

Sur les sites les plus sableux M1, M2 et M3, il apparaît deux portions de courbe $K(\theta)$ qui traduisent deux cinétiques de drainage, ces deux cinétiques sont bien mises en évidence sur les courbes $\theta - \theta_0 = f(Lnt)$ de la figure 20. Il semble que les teneurs en eau correspondant aux changements de cinétique soient très voisines de celles correspondant au point d'inflexion sur les relations $h(\theta)$, soit celles pour lesquelles la capacité capillaire est la plus forte.

En revanche, le site M4, le plus argileux, donne lieu à une seule cinétique de drainage sur la période considérée, et la relation $K(\theta)$ peut se traduire par une courbe unique.

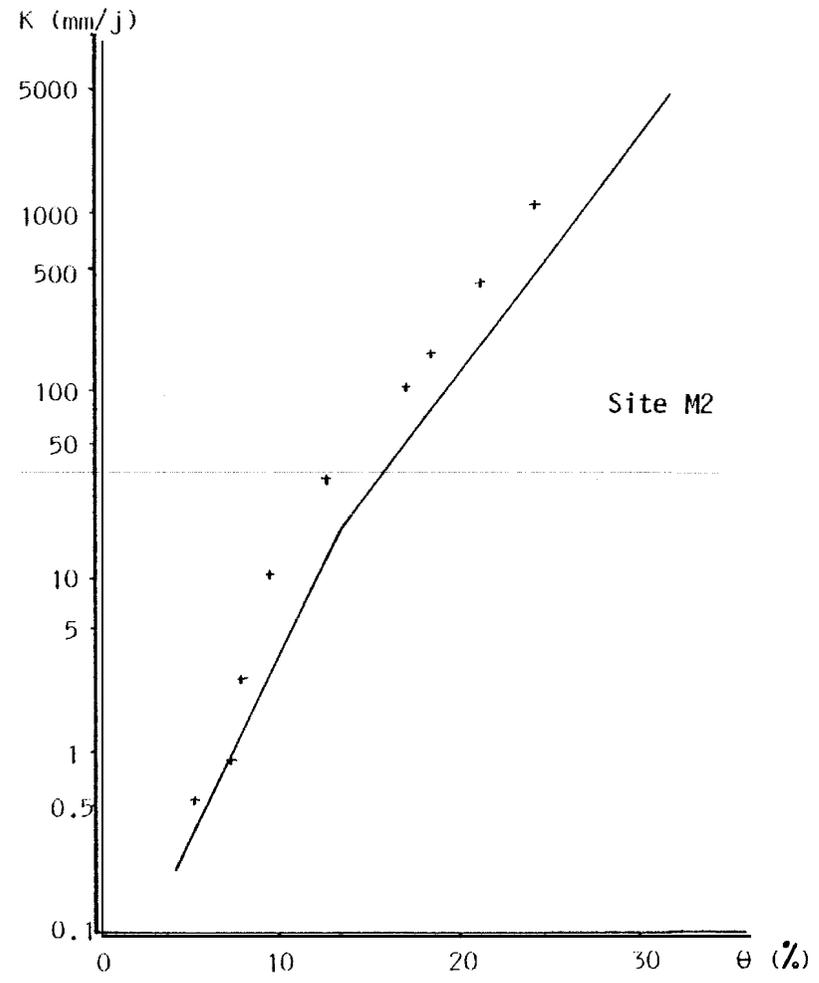
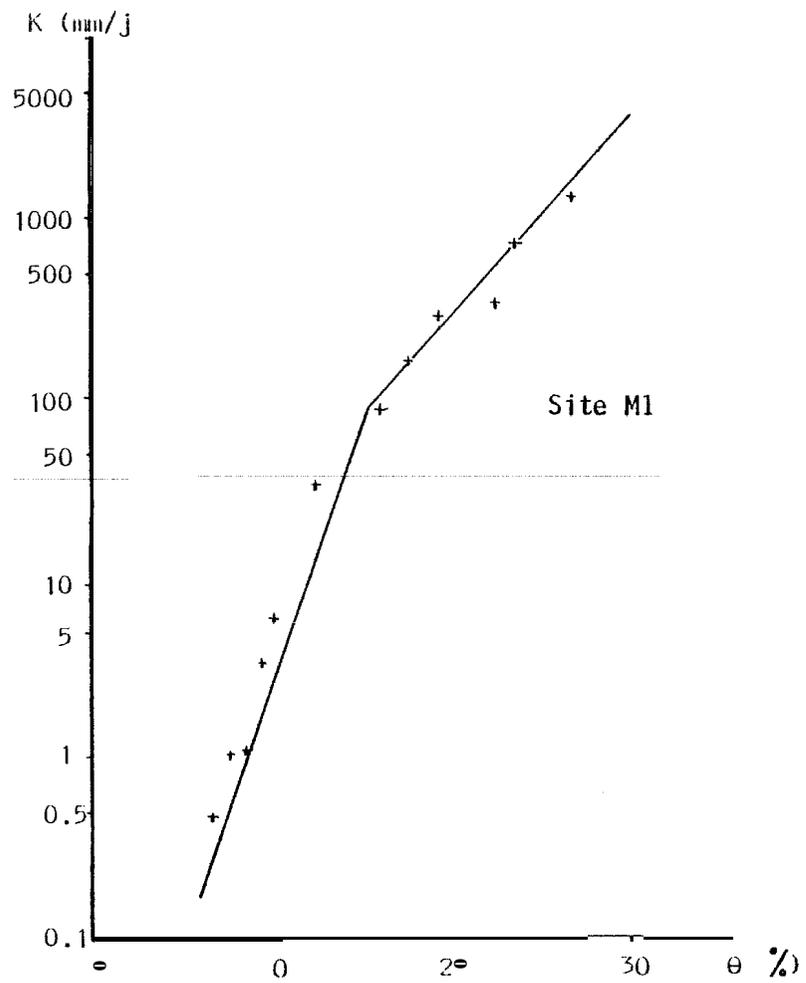
En général, sur les 4 monolithes, la méthode de LIBARDI sous-estime (jusqu'à 100 % pour le site M2) les valeurs de conductivité hydraulique, si nous prenons pour référence la méthode du drainage interne. Cette sous-estimation est

essentiellement due aux choix d'une relation $K(\theta)$ de type exponentiel. Il faut **reconnaitre** néanmoins que pour des sols sableux du type de ceux que nous **caracté-**
risons, cette méthode permet très simplement, et avec un appareillage simplifié, **c'avoir** une bonne approximation de la relation $K(\theta)$ (à condition de s'assurer **que** le drainage est bien dû à un ressuyage gravitaire).

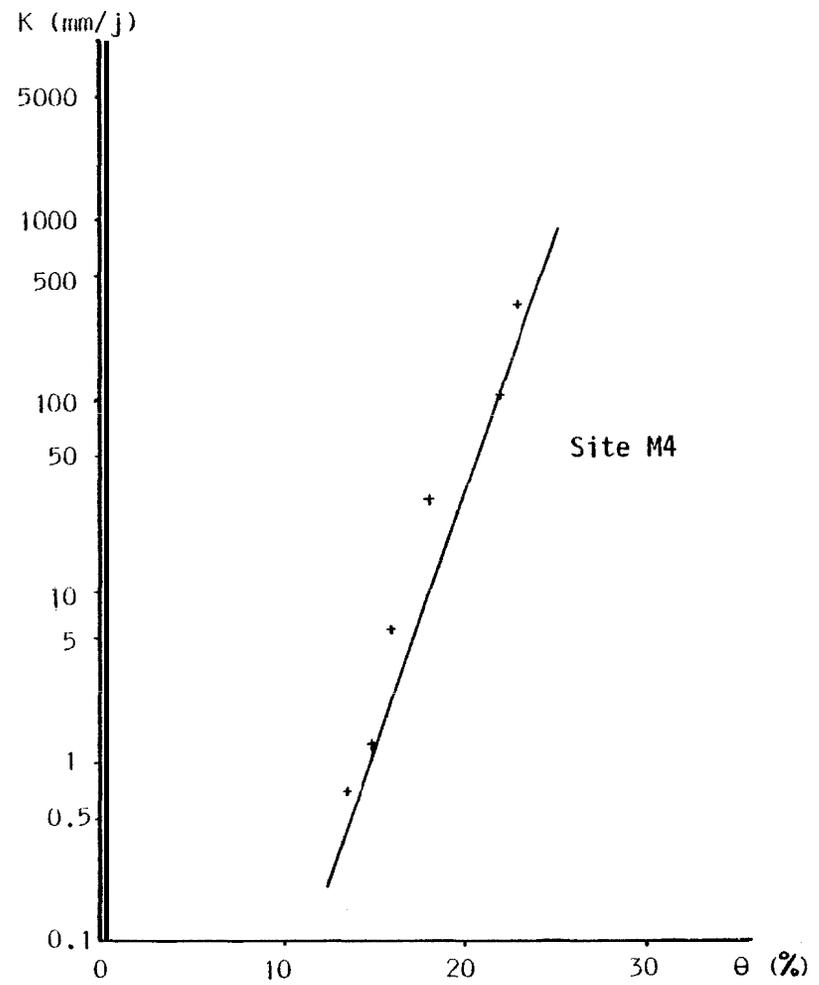
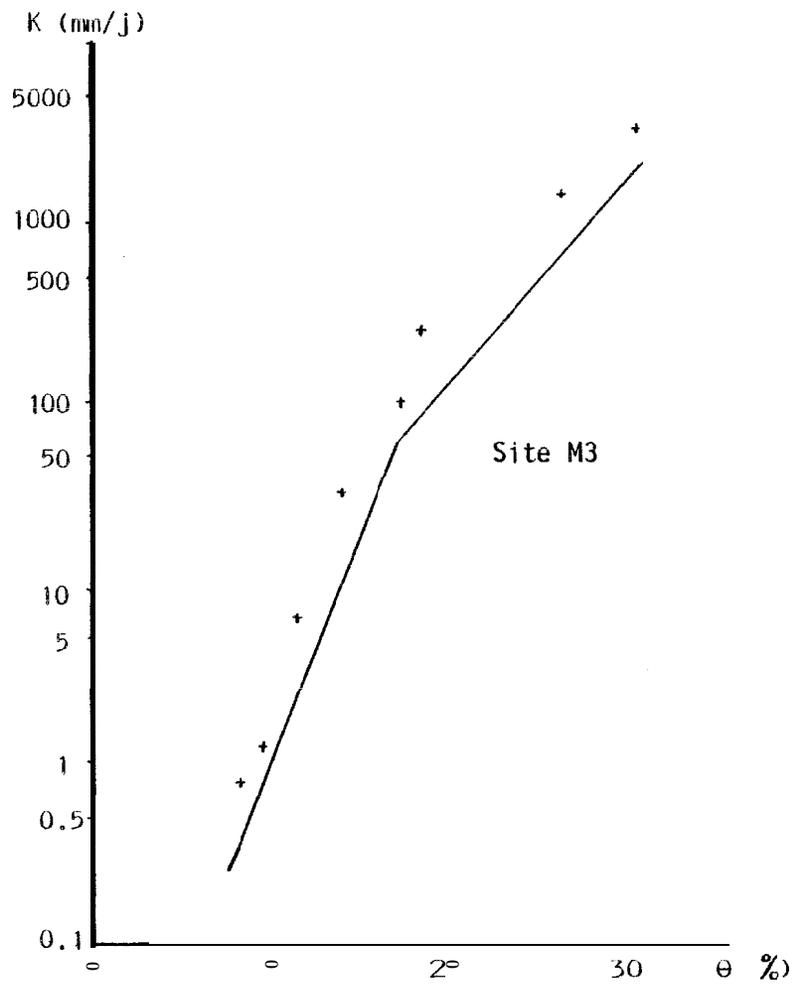
Site	Domaine d'application	a_1	b_1	r_1	a	b	r	θ_o (cm ³ /cm ³)	γ	\hat{K}_o (cm/h)
M1 [A+L] = 6.5%	$t \leq 0.4$ jour	0.0401	0.1993	0.9969	1.051	-0.0083	0.9966	0.302	24.93	12.6
	$t > 0.4$ jour	0.0172	0.1707	0.9965	1.051	-0.0083	0.9966	0.302	66.80	5350
M2 [A+L] = 5.9%	$t \leq 2$ jours	0.0331	0.1879	0.9950	1.047	-0.0061	0.9986	0.320	30.17	20.94
	$t > 2$ jours	0.0212	0.1966	0.9898	1.047	-0.0061	0.9986	0.320	47.11	486.78
M3 [A+L] = 10.3%	$t \leq 0.55$ jour	0.0398	0.1850	0.9990	1.043	-0.0026	0.9989	0.388	25.09	8.98
	$t > 0.55$ jour	0.1724	0.1707	0.9965	1.043	-0.0026	0.9989	0.308	57.92	738
M4 [A+L] = 15.8%	$\forall t$	0.0151	0.0723	0.9923	1.043	-0.0119	0.9951	0.250	66.33	397

.50

Tableau 1: Paramètres intervenant dans la méthode de LIBARDI



Figures 19a et 19b - CARACTERISATION DE LA RELATION $K(\theta)$ PAR LA METHODE DE LIBARDI SUR LES SITES M1 et M2



Figures 19c et 19d - CARACTERISATION DE LA RELATION $K(\theta)$ PAR LA METHODE DE LIBARDI
SUR LES SITES M3 et M4

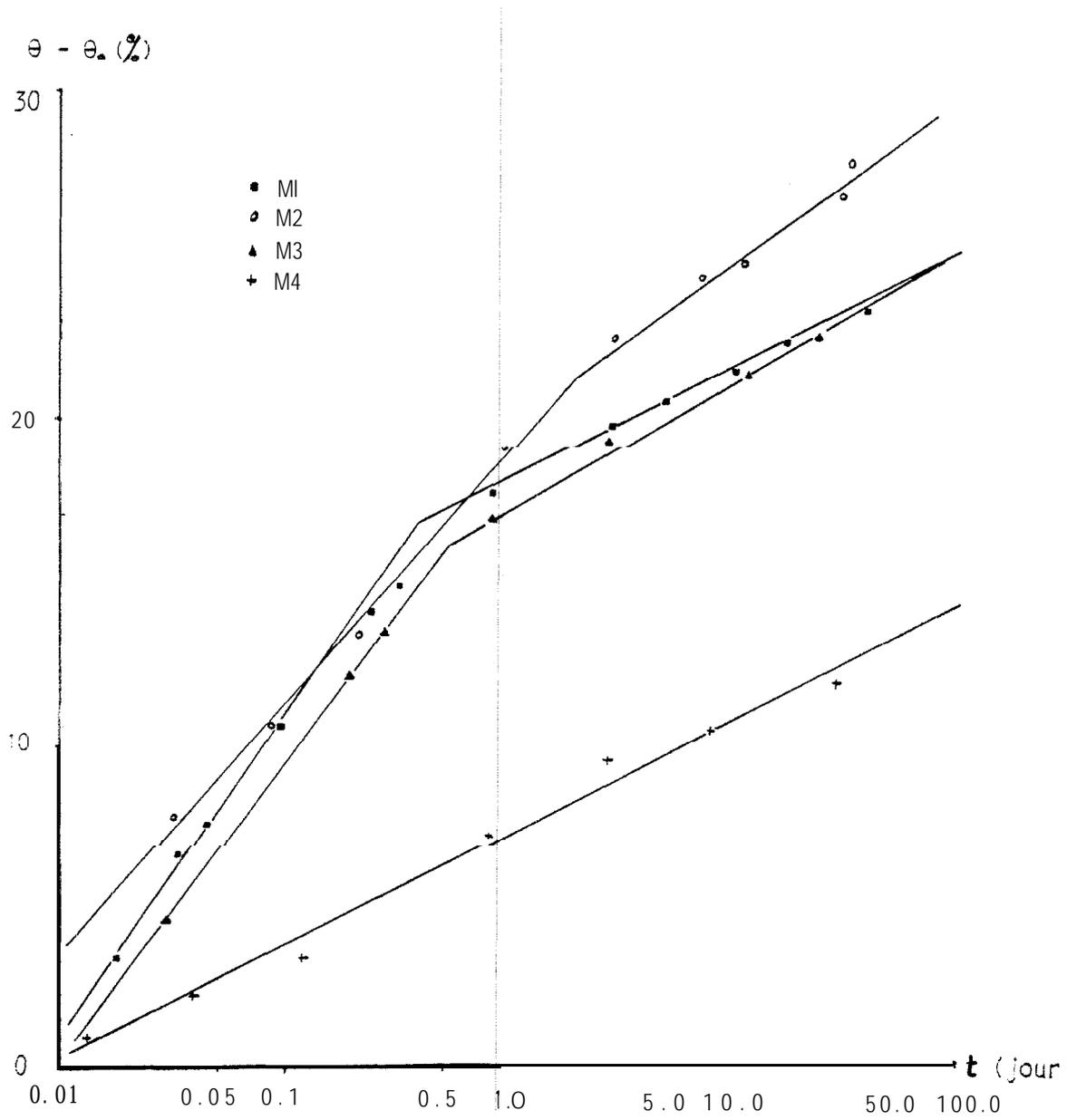


Figure 20 - AJUSTEMENT $\theta - \theta_0 = f(Lnt)$ SUR LES VALEURS EXPERIMENTALES DES MONOLITHES M1, M2, M3 et M4

CHAPITRE IV

CARACTERISATION SUR SITE D'INFILTRATION

Ces essais sont simples puisqu'ils comprennent seulement la mesure de la loi d'infiltration $I(t)$ et le suivi du ressuyage à la cote $z = 110$ cm par mesure neutronique et tensiométrique. L'équipement des sites (cf. Ch.I, § 4) est léger comparativement aux sites de drainage interne qui nécessitent un monolithe de sol. Ces essais comportent par contre l'inconvénient essentiel d'intégrer une composante latérale par effet capillaire vers le sol sec entourant le site. Pour nous placer le plus **près** possible d'une infiltration monodimensionnelle verticale, nous avons utilisé un infiltromètre double anneau dont l'anneau extérieur devrait avoir un effet tampon. Mais nous verrons que **malgré** la dimension des anneaux utilisés (\emptyset extérieur : 96 cm, \emptyset intérieur : 58 cm) le problème des écoulements bidimensionnels demeure. Un essai d'infiltration avec un simple anneau (\emptyset 58 cm) a été également effectué pour définir l'influence de l'écoulement latéral sur la loi d'infiltration dans ce cas *extrême*.

I - Essais d'infiltration

1. Mesures à l'infiltromètre double anneau

Sur les 24 essais effectués systématiquement, nous avons dû en éliminer 4 en raison d'"accidents" du genre trous de rongeurs ou de serpents (ceux-ci se manifestaient après 5 ou 10 mn d'infiltration par un soudain affaissement du sol et la disparition de la lame d'eau dans la galerie mise à jour) ; il s'agit des sites 22, 33, 35 et 46.

La vitesse d'infiltration permanente K_0^* et les paramètres de la loi de PHILIP .A et B, ajustés sur les valeurs expérimentales, sont reportés dans le tableau n°2.

Pour vérifier l'adéquation de cet ajustement aux lois d'infiltration expérimentales, SHARMA et al (1980) proposent l'utilisation d'une équation adimensionnelle :

Site	K_0 (cm/h)	Δ (cm/h ^{1/2})	B (cm/h)
11	21.9	9.4	10.6
21	20.4	9.0	17.4
41	28.8	6.0	26.0
32	31.0	a. 2	26.0
42	25.8	11.4	19.6
13	28.6	10.4	23.0
2 3	18.6	6.6	16.0
43	21.1	9.8	19.0
14	21.0	12.2	14.6
24	20.0	8.0	15.4
34	30.0	2.8	27.6
44	20.1	6.8	15.6
25	31.2	14.8	22.4
45	20.7	6.0	17.6
16	27.2	11.0	21.6
26	29.8	7.4	25.2
17	24.0	12.0	18.0
27	17.5	16.0	10.0
37	24.0	10.0	17.4
47	27.0	14.0	20.0

Tableau 2 : Paramètres des lois d'infiltration mesurées sur les sites d'infiltration

$$I^* = t^{*\frac{1}{2}} + t^* \quad (46)$$

avec $I^* = B I / \Delta^2$

et $t^* = B^2 t / \Delta^2$

En effet, si les lois d'infiltration expérimentales s'expriment de façon satisfaisante par l'équation (26) proposée, les courbes I^* en fonction de t^* doivent avoir l'allure de la fonction $f(t^*) = t^{*\frac{1}{2}} + t^*$.

Les valeurs expérimentales de l'infiltration sous forme **adimensionnel** le sont reportées sur la figure 21, tous sites confondus. L'ajustement à la loi théorique est excellent ; ceci est la preuve que l'équation (26) décrit correctement les lois d'infiltration obtenues **expérimentalement**.

2. Problème d'interprétation des essais

Les mesures du stock d'eau dans le sol en fin d'infiltration ont montré qu'une bonne partie du volume infiltré à la surface du sol dans l'anneau central ne se retrouvait pas dans le profil. Il y a donc écoulement latéral sous l'anneau central, les pertes moyennes obtenues par bilan global s'élevant à 36 A du volume infiltré (fig.22-a). Dans ces conditions, l'infiltrabilité permanente K_0 mesurée est surestimée et la mesure n'est plus représentative d'un processus naturel d'infiltration.

En vue d'obtenir la **valeur** maximum de l'effet de la dispersion latérale, on a répété sur le site M1, un essai correspondant à la même disposition que précédemment mais avec apport d'eau uniquement dans l'anneau central. L'infiltration a été effectuée pour une teneur en eau initiale **très** voisine de celle mesurée lors de l'essai monodimensionnel sur le même monolithe.

La loi d'infiltration obtenue est bien différente de la loi d'infiltration monodimensionnelle (fig.22-b). La vitesse d'infiltration permanente et les **paramètres** de l'équation de PHILIP identifiés sur cet essai auraient pour valeurs :

$$K_0^* = 34 \text{ cm/h} \quad \Delta = 10 \text{ cm/h}^{1/2} \quad B = 25.5 \text{ cm/h}$$

alors que sur l'essai de **référence** monodimensionnel nous avons obtenu :

$$K_0 = 20.2 \text{ cm/h} \quad \Delta = 10.5 \text{ cm/h}^{1/2} \quad A = 14.3 \text{ cm/h}$$

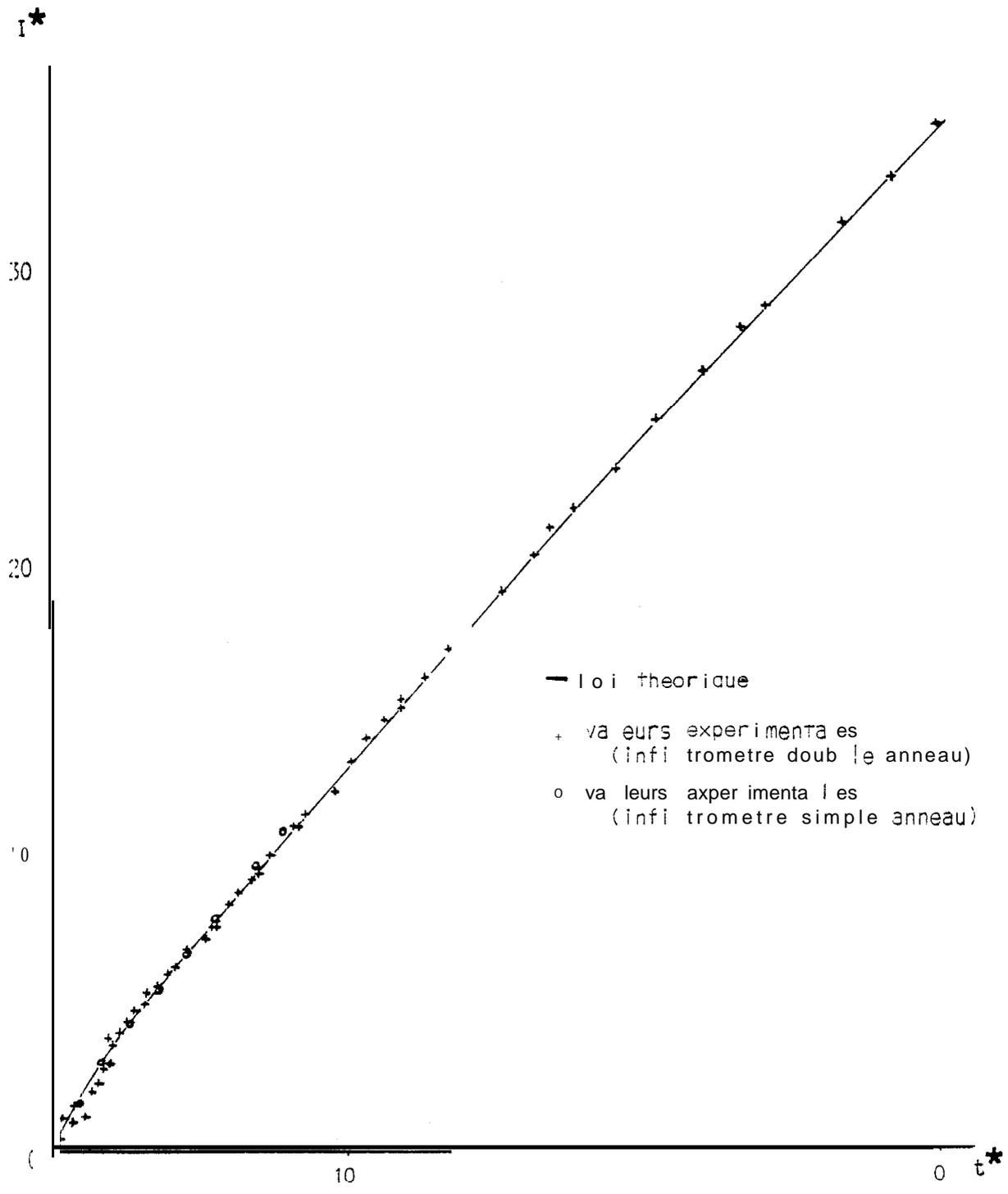


Figure 21 - LOIS D'INFILTRATION SOUS FORME ADIMENSIONNELLE , TOUS SITES CONFOCÉS

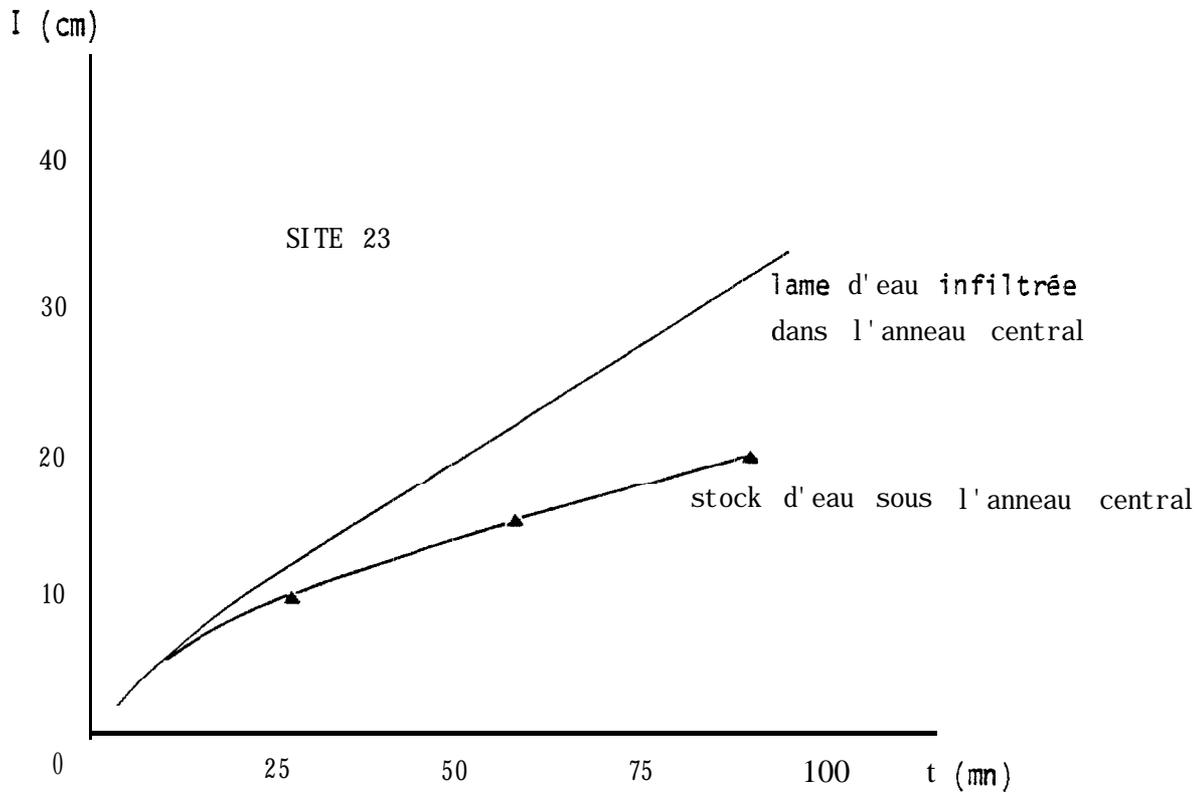


Figure 22a • LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE ET STOCK D'EAU MESURES DANS UN INFILTROMETRE DOUBLE ANNEAU J

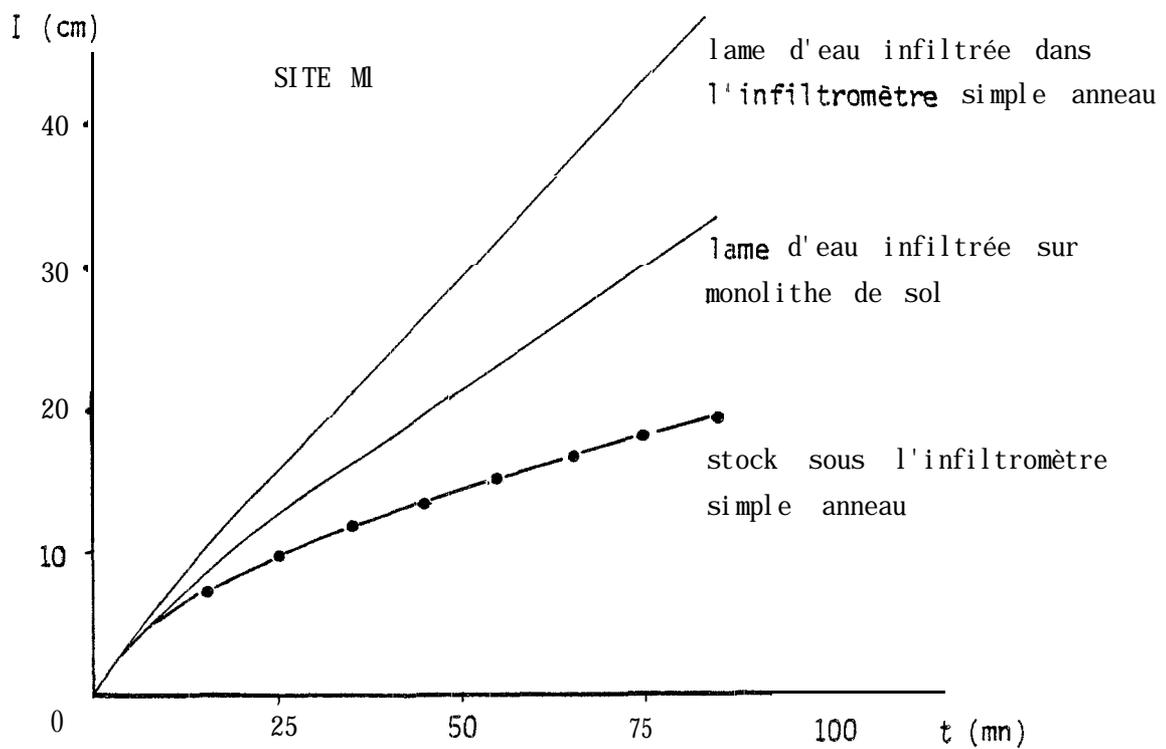


Figure 22b • LOIS D'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE ET BIDIMENSIONNELLE (INFILTROMETRE SIMPLE ANNEAU), ET STOCK D'EAU SOUS L'ANNEAU MESURES SUR LE SITE M1

Il est clair que l'essai simple anneau conduit à une majoration importante de l'estimation de K_0 et A , par contre la sorptivité A reste tout-à-fait analogue.

Cet essai sera essentiellement utilisé par la suite pour valider le modèle numérique bidimensionnel qui servira à exploiter les essais à double anneau.

II - Suivi du ressuyage

Les mesures neutroniques et tensiométriques ont été effectuées à la cote 110 cm avec une fréquence décroissante : 1 jour, 2 j, 3 j, 5 j, 10 j, 18 j, 31 j, 38 j et 45 j après la fin de l'infiltration. A l'aide de ces données, nous sommes surtout intéressés à caractériser la relation pression - teneur en eau ce chaque site de mesure. Les relations expérimentales obtenues suivant les 4 axes est-ouest du réseau de mesures sont reportées figure 23 a-b. On voit que la variabilité spatiale de cette relation phénoménologique est importante. Il semble que la plupart des sites correspondant à la zone argileuse de la parcelle aient un comportement assez différencié. Il y aurait donc une relation entre la courbe de succion et la texture du sol. Mais il conviendrait par la suite d'en vérifier le degré de dépendance.

Pour étudier l'évolution des gradients de charge hydraulique et des teneurs en eau, il convient de préciser que les écoulements en redistribution sont multidimensionnels et donc non représentatifs d'un processus naturel. Nous ne savons pas a priori quelle est l'influence de la diffusion latérale sur l'écoulement et si elle se traduit de la même façon sur tous les sites de mesure. Il y aura donc à ce niveau-là un biais à l'étude de ces paramètres qui seront toutefois utilisés pour étudier par la suite les distributions spatiales,

L'évolution dans le temps des gradients de charge et des humidités sur 4 sites d'infiltration est reportée figures 24 et 25. Les gradients sont soumis à des fluctuations mais restent proches d'une valeur moyenne sur chaque site ; les humidités diminuent de façon monotone et leur évolution dans le temps se traduit par une courbe exponentielle (ceci correspond à la théorie de LIBARDI). On peut remarquer que le site 14 (le plus argileux) a une cinétique de ressuyage plus lente que les autres sites et des humidités plus importantes.

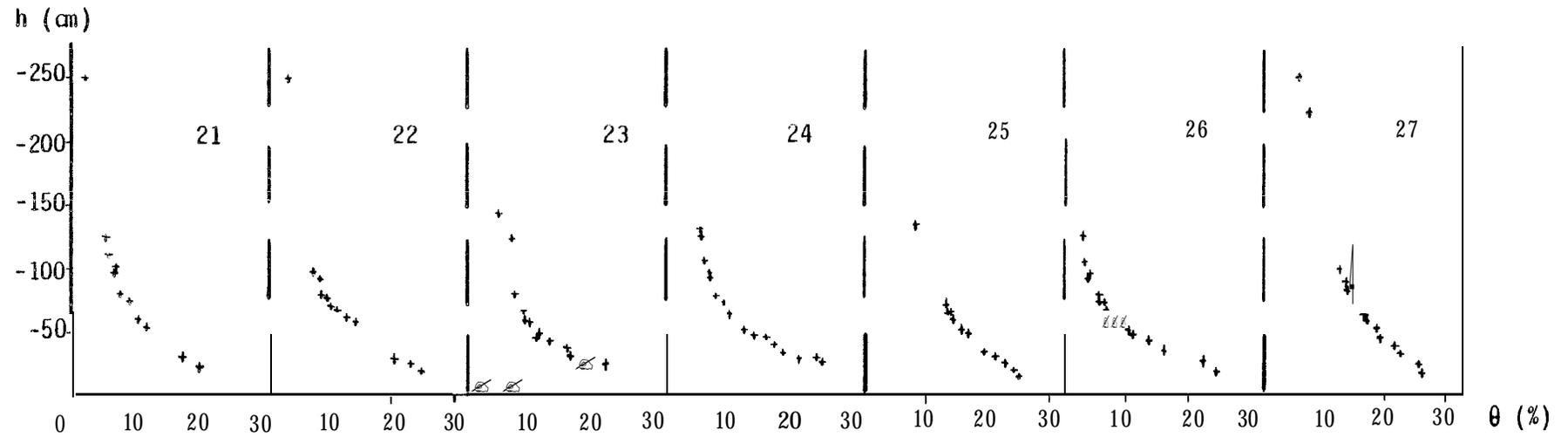
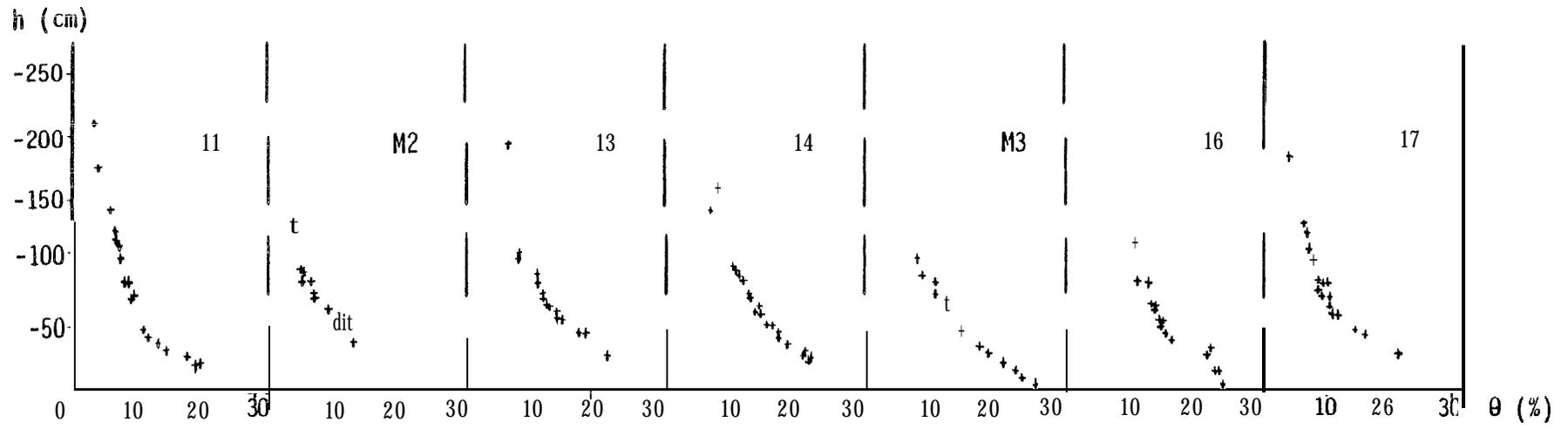


Figure 23a - RELATIONS PRESSION-TENEUR EN EAU EXPERIMENTALES A LA COTE 110 CM

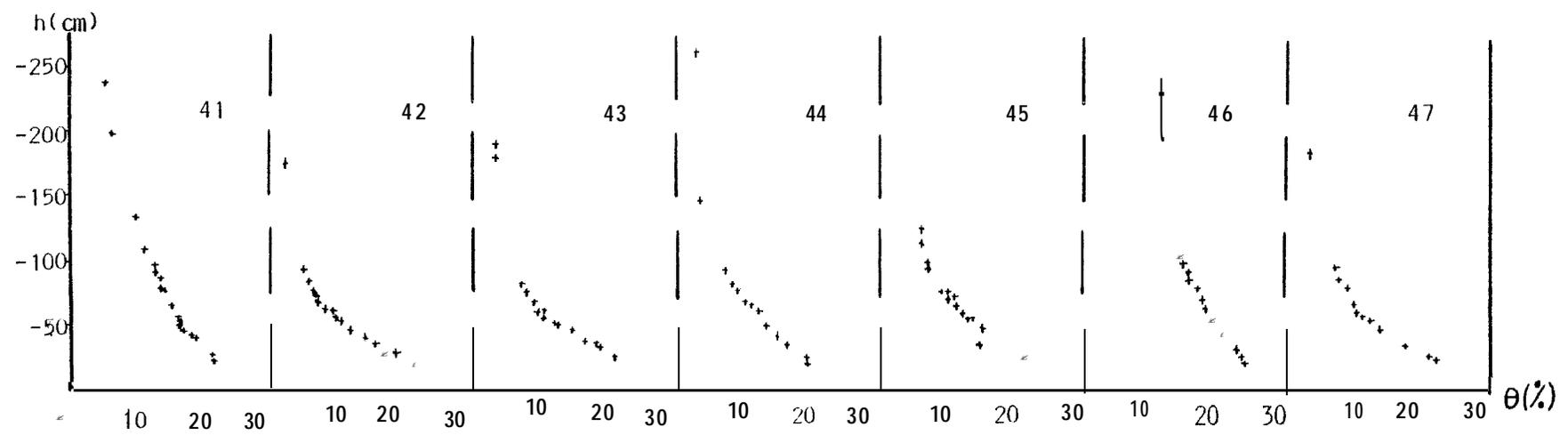
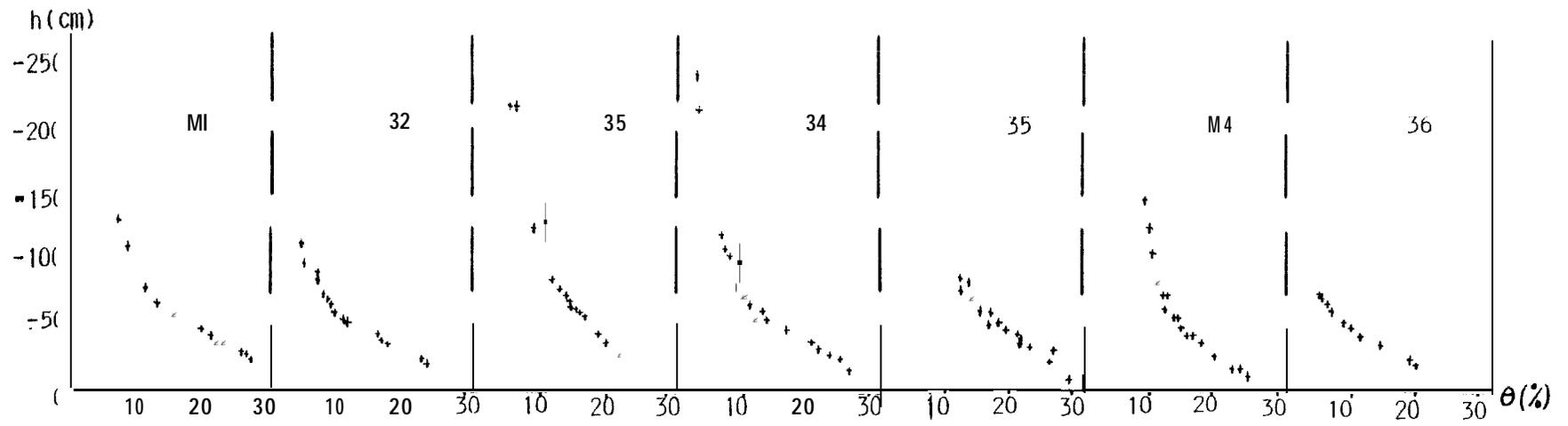


Figure 23b - RELATIONS PRESSION-TENEUR EN EAU EXPERIMENTALES A LA COTE 110 CM

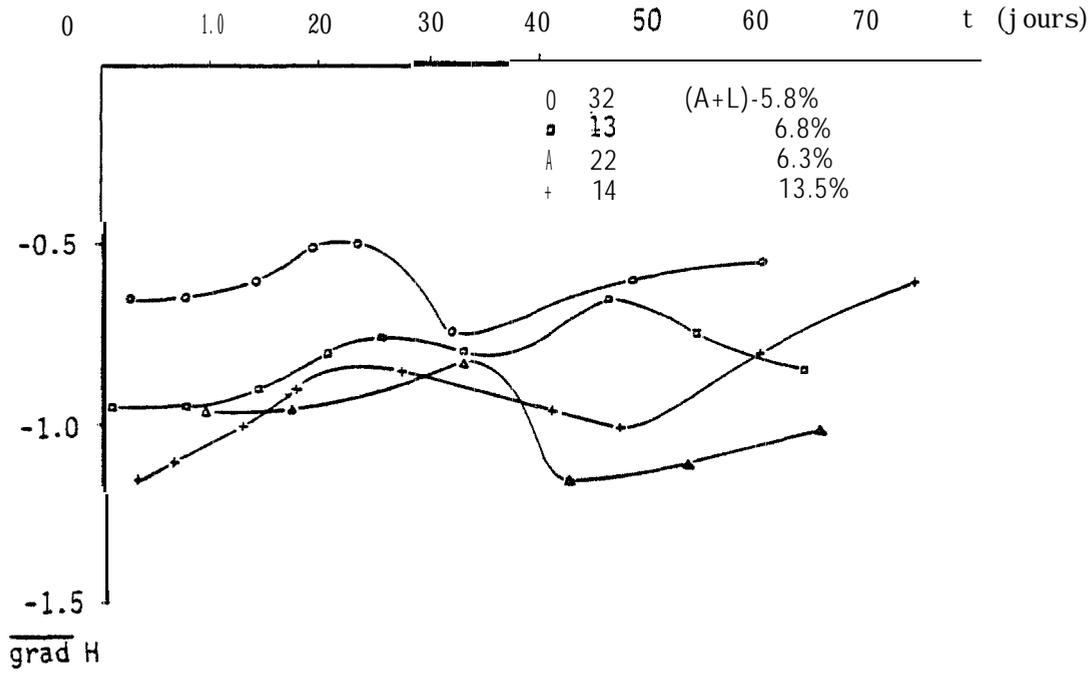


Figure 24 - EVOLUTION TEMPORELLE DES GRADIENTS DE CHARGE A LA COTE 110 CM SUR LES SITES 32,13,22 ET 14

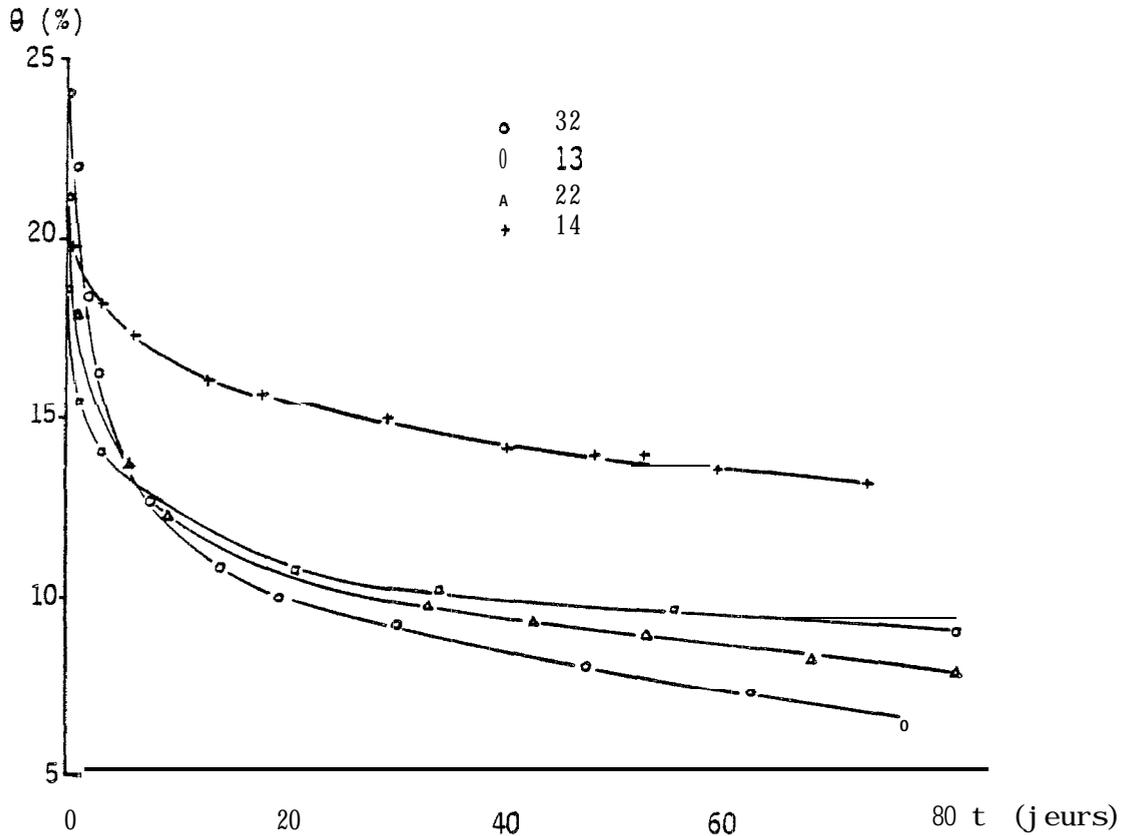


Figure 25 - EVOLUTION TEMPORELLE DES HUMIDITES A LA COTE 110 CM SUR LES SITES 32,13,22 ET 14

Il n'est pas possible de rentrer plus en détail dans l'analyse de ces essais sans être en mesure de caractériser l'influence de l'écoulement latéral. Nous nous proposons d'avoir recours à une simulation de l'écoulement pour y parvenir.

CHAPITRE V

SIMULATION DES INFILTRATIONS MONO ET BIDIMENSIONNELLES

Nous avons vu dans la première partie de ce travail qu'en fonction de la géométrie des essais, des conditions initiales et aux limites, et de certaines hypothèses simplificatrices, il était possible d'utiliser soit un modèle analytique, soit un modèle numérique (résolution de l'équation de Richards) pour simuler l'expérimentation, ce dernier étant le seul à ne pas exiger d'hypothèses simplificatrices et à donner accès à des informations non accessibles à la mesure, sur la structure de l'écoulement en particulier.

Nous nous proposons pour les différents types d'essais effectués de valider chacune des possibilités, de dégager les solutions les plus simples pour aboutir finalement à une correction des essais bidimensionnels.

I - Infiltration monodimensionnelle

Dans un premier temps,, et considérant le cas le plus simple (une dimension), nous nous proposons de tester les deux modèles de simulation dont nous disposons : le modèle déterministe de GREEN et AMPT, et le modèle numérique fondé sur la résolution de l'équation de RICHARDS. Ce test de validité sera fait sur l'évolution des profils d'humidité.

1. Modèle de GREEN et AMPT

L'évolution du front d'humidification (fig.10 a) sur le site M1 montre que l'on peut assez bien assimiler l'écoulement à un effet piston, L'application du modèle de GREEN et AMPT est donc possible.

Un des points délicats du modèle réside dans l'estimation de la pression capillaire h_f au niveau du front d'humidification. Pour cette raison, nous avons utilisé deux méthodes d'estimation :

- à partir de la relation (13), qui peut s'écrire aussi :

$$h_f = H_0 + (K_0 t - I) / \Delta\theta \ln \left[1 - \frac{I}{\Delta\theta (h_f - H_0)} \right] \quad (47)$$

Connaissant la loi d'infiltration $I(t)$, un schéma itératif de type Raphson-Newton permet d'obtenir la solution à différents instants t . On prendra, dans la pratique, une valeur moyenne de ces solutions car la pression h_f est théoriquement indépendante du temps.

• ou à partir de la relation (10) :

$$q = K_0 + K_0 \frac{H_0 - h_f}{Z_f}$$

et de la loi de PHILIP :

$$q = \frac{1}{2} \Delta t^{1/2} + A$$

GREEN et AMPT proposent de considérer comme équivalents le terme A et la conductivité hydraulique en régime permanent K_0 (hypothèse de sols à texture grossière et donc à sorptivité faible mais qui n'est pourtant pas vérifié sur nos résultats). Cette hypothèse conduit à la relation suivante :

$$h_f = H_0 - \Delta^2 / 2 K_0 \Delta\theta \quad (48)$$

Pour déterminer h_f , il est donc nécessaire de connaître la loi d'infiltration $I(t)$ ou du moins la sorptivité A et l'infiltrabilité permanente K_0 . En conséquence, nous nous limiterons à calculer l'évolution du front d'humidification $Z_f(t)$ à partir de la loi d'infiltration $I(t)$.

La pression capillaire h_f calculée par la méthode itérative a pour valeur $h_f = -13.84$ cm. La relation (50) fait correspondre à cette pression une valeur de sorptivité $A = 10.2$ cm/h^{1/2}, voisine de la valeur estimée par l'ajustement de l'équation de PHILIP $\Delta = 10.5$ cm/h^{1/2}. Une autre estimation de la sorptivité correspondant à la pente de la loi $l = f(t^{1/2})$ donne une valeur comprise entre 10.5 cm/h^{1/2} et 9.5 cm/h^{1/2} (figure 26). On voit donc que toutes ces méthodes donnent des résultats voisins.

A l'aide de la succion capillaire h_f calculée par la méthode itérative, nous avons simulé l'avancée du front d'humidification $Z_f(t)$ (fig. 27). La simulation donne de bons résultats, et on peut considérer les profils identiques si l'on tient compte de la sphère d'influence de l'émission neutronique (nous ne disposons pas ici des profils tensionométriques expérimentaux, qui auraient été préférables pour la comparaison avec la simulation). Il y a donc cohérence entre la loi

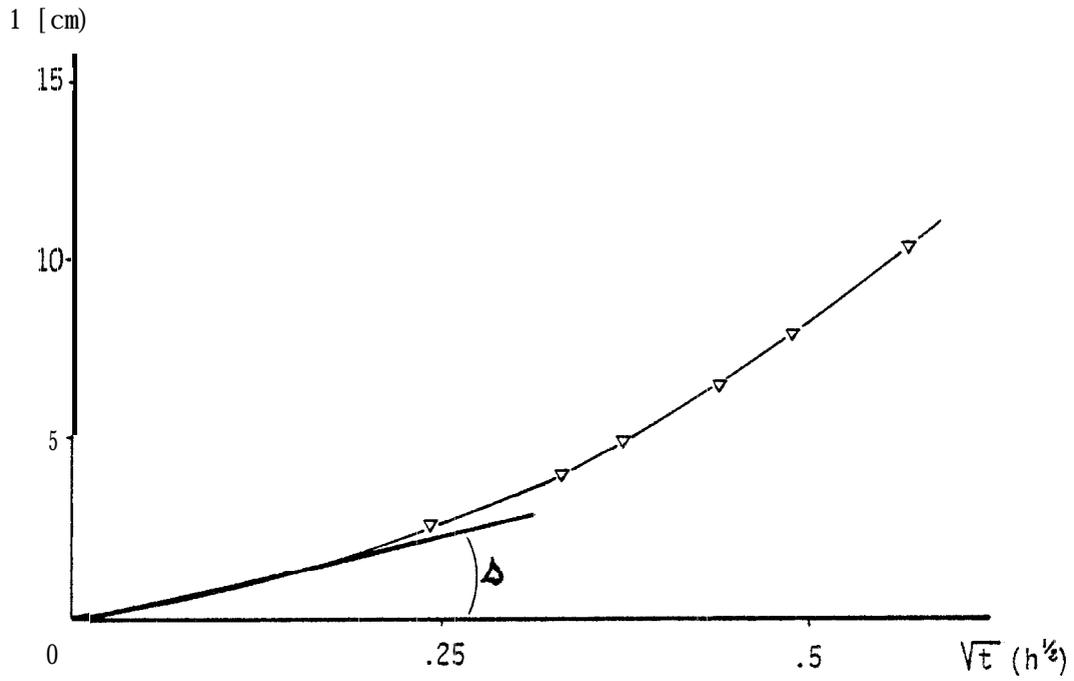


Figure 26 - ESTIMATION DE LA SORPTIVITE DANS LES PREMIERS INSTANTS DE L'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE MESUREE SUR LE SITE M1

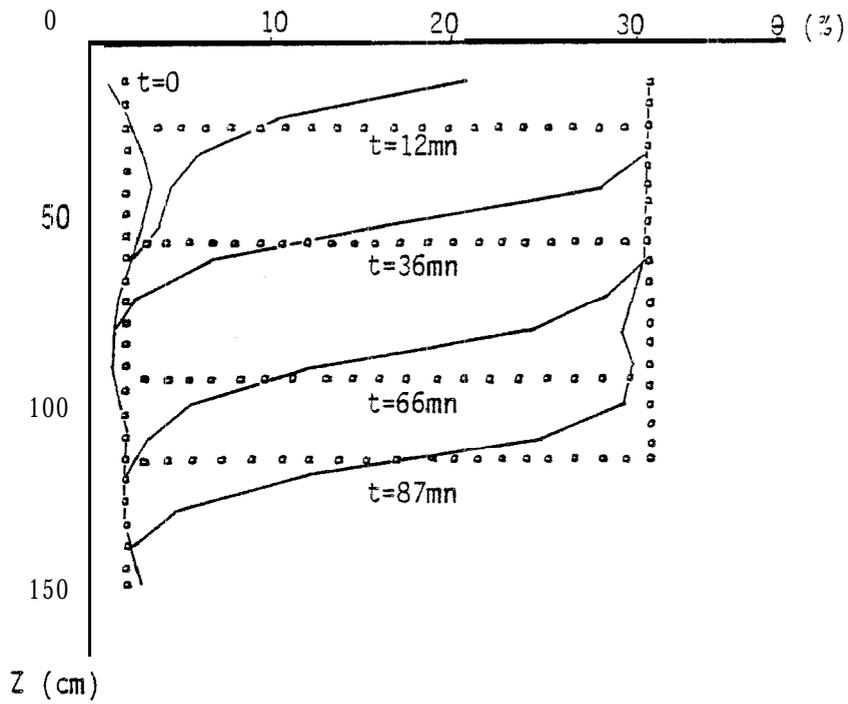


Figure 27 - SIMULATION DE L'AVANCEE DU FRONT D'HUMIDIFICATION PAR LE MODELE DE GREEN ET AMPT

d'infiltration et l'évolution du front mesurées.

2. Modèle numérique

Ce modèle est plus complexe car il s'agit de résoudre l'équation de RICHARDS à une dimension:

$$c(h) \frac{\delta h}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left[K(h) \frac{ah}{\delta z} \right] - \frac{\delta}{\delta z} K(h) \quad (49)$$

L'aspect non linéaire de cette équation rend vaine dans le cas général la recherche de solutions analytiques, et seuls les schémas numériques (par exemple, aux différences finies) permettent d'approcher la solution. Le problème à résoudre se ramène à trouver, par intégration numérique de l'équation de RICHARDS, la distribution des pressions capillaires h dans un milieu poreux dont on connaît la relation $K(h)$ et $\theta(h)$ pour des conditions initiales et aux limites définies (cf. VAUCLIN et al, 1979).

La discrétisation de l'équation de RICHARDS suivant un schéma implicite s'écrit :

$$c_i^j \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{t} = \frac{1}{AZ} \left[K_{i+1/2}^j \left(\frac{h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{AZ} - 1 \right) - K_{i-1/2}^j \left(\frac{h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) \right] \quad (50)$$

où "i" est l'indice de l'espace et "j" l'indice du temps. On considère ainsi que coefficients c et K sont constants pendant un pas de temps de calcul et égaux à ceux calculés à la fin du pas de temps précédent. Tous les systèmes linéaires sont résolus par la méthode d'élimination directe suivant l'algorithme de THOMAS (REMSON, 1971). La méthode de pondération consiste à estimer les valeurs $K_{i+1/2}$ par la moyenne géométrique des conductivités aux noeuds :

$$K_{i+1/2} = (K_i \cdot K_{i+1})^{1/2} \quad (51)$$

Les conditions initiales et aux limites que nous avons imposées sont :

- le profil initial d'humidité est uniforme et sa valeur est donnée par la mesure de l'humidimètre à neutrons :

$$t = 0, \quad \forall z, \quad \theta_i(z) = (1.022 \text{ cm}^3/\text{cm}^3), \quad h_i(z) = 185 \text{ mb}$$

- écoulement gravitaire au fond du profil :

$$\forall t, \quad z = 180 \text{ cm}, \quad \frac{\partial h}{\partial z} = 0$$

- charge constante à la surface du sol :

$$H = H_0 = 4 \text{ cm.}$$

Les fonctionnelles utilisées pour les relations $K(h)$ et $e(h)$ ont été obtenues par lissage des valeurs expérimentales.

L'application du modèle a permis de comparer les résultats simulés et les résultats expérimentaux :

- les lois **d'infiltration** se superposent de façon satisfaisante (fig. 28)
- les évolutions du front d'humidification dans le profil concordent (fig. 29) bien que les fronts simulés soient plus raides que les fronts mesurés à l'humidimètre neutronique (**problème de la sphère d'influence**).

L'utilisation des relations phénoménologiques $h(0)$ et $K(8)$ obtenues sur le site M1 permet bien de simuler la loi d'infiltration $I(t)$ et l'évolution des profils d'humidité. Nous pourrions donc utiliser ces relations pour modéliser les écoulements bidimensionnels.

En conclusion, dans le cas d'une infiltration monodimensionnelle, le modèle de GREEN et AMPT permet simplement de simuler l'avancée du front à partir de la loi **d'infiltration** ; la résolution de l'équation de RICHARDS va cependant plus loin puisqu'elle permet de **simuler** la loi d'infiltration et les profils d'humidité à partir des **propriétés** capillaires et conductrices du sol. Toutefois, si le premier **modèle** se résout en quelques minutes à l'aide d'une calculatrice de poche, le deuxième nécessite un ordinateur plus performant et utilise 10 mn de calculs (ordinateur Norsk-Data 10) pour simuler 90 mn d'infiltration.

II • Infiltration bidimensionnelle

1. Modèle de PARLANGE pour un infiltromètre simple anneau

Rappelons que ce modèle, développé au chapitre II, permet d'estimer l'écoulement latéral sous un anneau à partir de la seule connaissance du rayon R de l'anneau, de la **sorptivité** Δ et de l'humidité du sol selon la loi :

$$I_{lat} = \frac{2}{3} R^{-1} \Delta^2 (\theta_0 - \theta_i)^{-1} t$$

Il apparaît que la sensibilité du modèle au paramètre Δ est grande. On voit figure 30 que le volume écoulé latéralement est très important dans le cas d'un sol à forte sorptivité (cas des argiles) mais devient négligeable pour des sorptivités faibles (cas des sols à texture grossière).

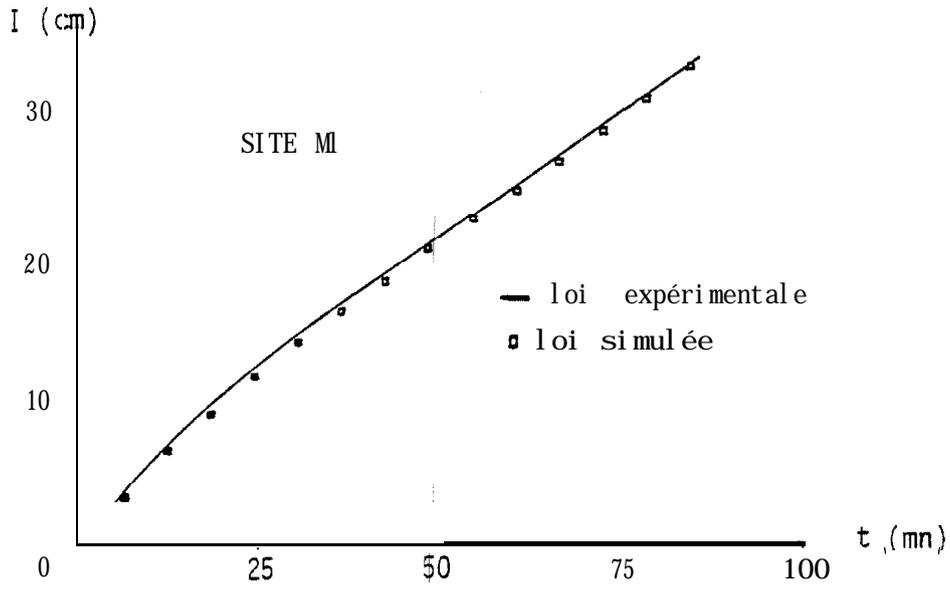


Figure 28 - SIMULATION NUMERIQUE DE LA LOI D'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE DU SITE M1

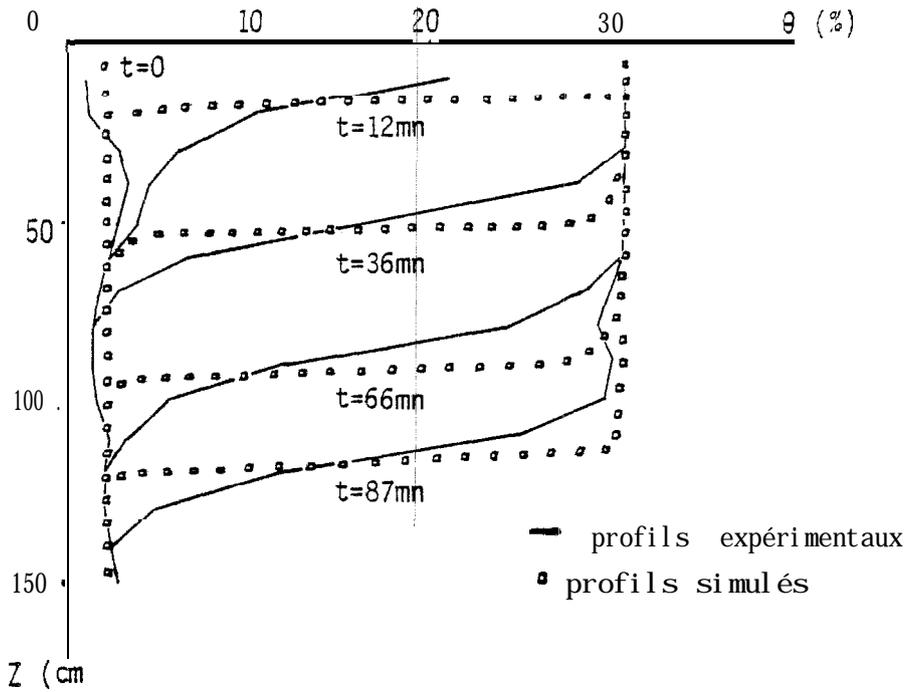


Figure 29 - SIMULATION NUMERIQUE DES PROFILS D'HUMIDITE AU COURS DE L'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE SUR LE SITE M1

Pour appliquer ce modèle à l'essai d'infiltration simple anneau réalisé sur le site M1, nous avons retenu la valeur de sorptivité identifiée par ajustement de la loi de PHILIP : $\Delta = 10.0 \text{ cm/h}^{1/2}$. Les lois d'infiltration bidimensionnelles et monodimensionnelles obtenues expérimentalement et la loi d'infiltration corrigée par le modèle de PARLANGÉ sont comparées sur la figure 31. La correction donne de très bons résultats dans les premiers instants de l'infiltration (jusqu'à 30 mn), puis sous-estime sensiblement l'effet latéral.

Cette sous-estimation est due à la nature même de l'équation de l'écoulement utilisée par le modèle. Il s'agit en effet d'une équation d'absorption qui ne prend pas en compte le terme gravitaire ; or, pour ce type de sol, ce terme devient rapidement prépondérant.

De plus, la détermination de la sorptivité reste peu précise alors que son influence sur le résultat est très importante (il serait nécessaire en pratique de faire des mesures très fines de l'infiltration dans les premiers instants de l'essai). Enfin, cette correction ne s'applique pas pour des **essais** à double anneau, c'est-à-dire pour tous les essais que nous avons effectués.

2. Modèle numérique pour un infiltromètre simple anneau

Il s'agit de résoudre l'équation de RICHARDS en axisymétrique :

$$C(h) \frac{\delta h}{\delta t} = \frac{1}{r} \frac{\delta}{\delta r} \left[K(h) r \frac{\delta h}{\delta r} \right] + \frac{\delta}{\delta z} \left[K(h) \frac{\delta h}{\delta z} \right] - \frac{\delta}{\delta z} K(h) \quad (52)$$

En choisissant le même type de schéma implicite de discrétisation que dans le cas monodimensionnel **vertical**, l'équation a été résolue par la méthode itérative des directions alternées. Nous rappelons brièvement son principe, renvoyant le lecteur aux travaux effectués par KHANJI (1975) et VAUCLIN (1975).

Le domaine d'écoulement est divisé en mailles rectangulaires de côtés x et z . Les longueurs x et z sont divisées en N et M segments, tels que N et M soient des nombres entiers. Connaissant la distribution des charges hydrauliques dans le domaine à l'instant t , la procédure de calcul à l'instant suivant se fait en deux étapes :

- un balayage vertical par colonne, où les dérivées par rapport à z sont exprimées implicitement (donc au temps $t + \Delta t$) en différences finies alors que les dérivées par rapport à x sont exprimées explicitement (au temps t). L'ensemble des équations **discrétisées** sur les points d'une même colonne forme un système **linéaire** d'ordre M à M **inconnues**. En balayant toutes les colonnes, on obtient une série de N matrices tridiagonales,

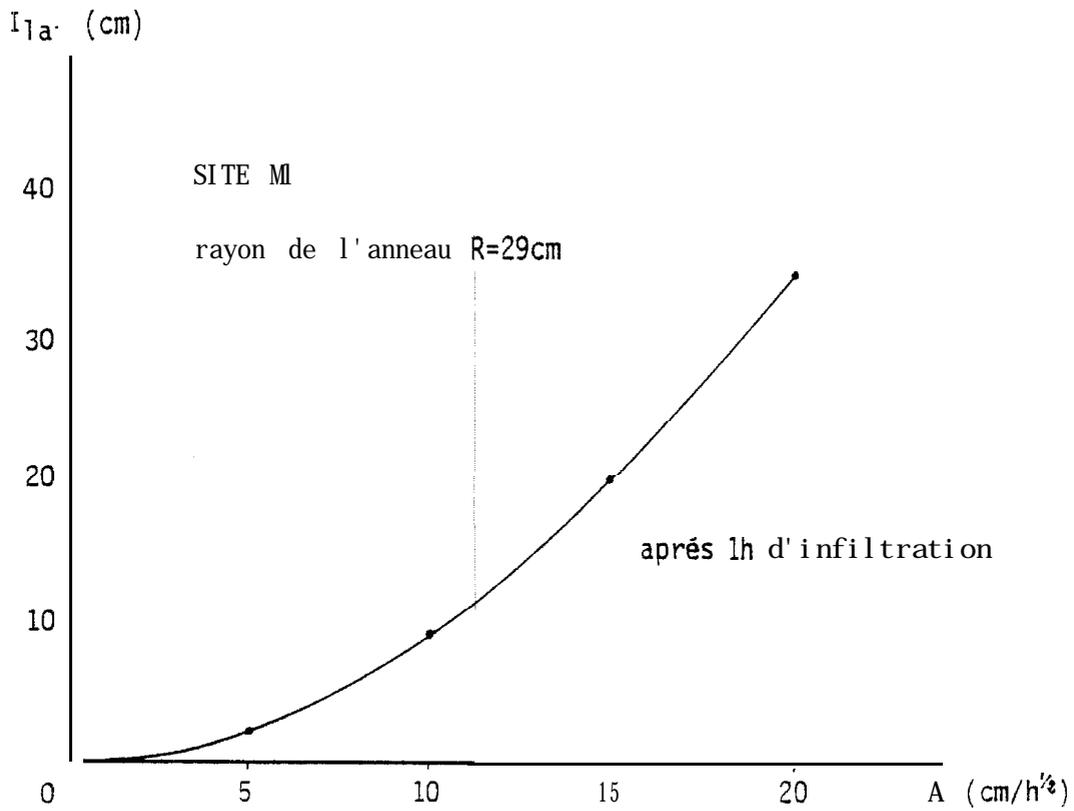


Figure 30 - INFLUENCE DE LA SORPTIVITE SUR LA DISPERSION LATERALE

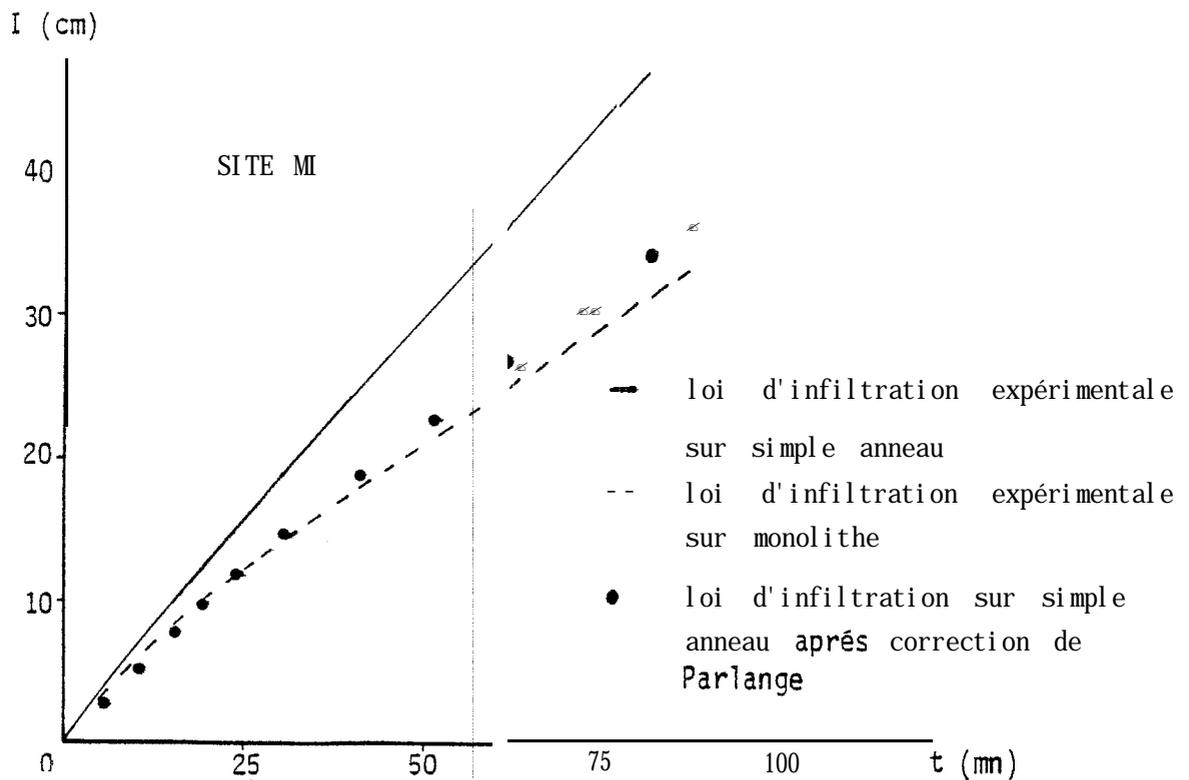


Figure 31 - SIMULATION D'UNE INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE A PARTIR D'UNE INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE DANS UN SIMPLE ANNEAU A L'AIDE DU MODELE DE PARLANGE

• un balayage **horizontal** par ligne, où les dérivées par rapport à x sont exprimées implicitement (au temps $t + 2\Delta t$) en fonction des dérivées par rapport à z écrites explicitement (au temps $t + \Delta t$) avec les charges calculées à l'étape précédente. L'ensemble des équations discrétisées sur les noeuds d'une ligne forme un système linéaire d'ordre N .

La résolution des systèmes linéaires a été obtenue par la méthode d'élimination directe de THOMAS (REMSON, 1971). Afin de minimiser le temps de calcul, il est procédé à une **activation** du domaine de discrétisation au fur et à mesure de l'avancement du front d'humidification.

Dans le cas d'un **infiltromètre** simple anneau de rayon R_0 , enfoncé à la profondeur z_0 , les conditions imposées aux limites sont :

- charge hydraulique constante dans l'anneau à la surface du sol

$$0 \leq r \leq R_0, \quad z = 0, \quad H_0 = \text{cte}$$

- flux horizontaux nuls le long de la partie enfoncée de l'anneau jusqu'à z_0 (condition de flux)

$$0 \leq z \leq z_0, \quad x = R_0, \quad q_x = 0$$

- écoulement gravitaire à la profondeur P (condition de charge:)

$$z = P, \quad \frac{\partial H}{\partial z} = -1$$

- flux verticaux nuls à la surface du sol extérieure à l'anneau (pas d'évaporation)

$$z=0, \quad x > R_0, \quad \frac{\partial H}{\partial z} = 0$$

- flux horizontaux nuls à la limite R du domaine

$$x = R, \quad \forall z, \quad \frac{\partial H}{\partial x} = 0$$

La lame d'eau écoulement: latéralement au droit de l'anneau central est quantifiée de deux manières :

- intégration dans l'espace et dans le temps des flux horizontaux sous l'anneau central,,
- bilan entre la lame d'eau infiltrée à la surface (intégration dans l'espace et dans le temps des flux verticaux à la surface) et le stock d'eau dans le sol sous l'anneau central (intégration des humidités dans l'espace, à l'instant t).

Dans le cas de notre essai (site M1), les paramètres géométriques ont été précisés :

- pas d'espace horizontal : $x = 2$ cm
- pas d'espace vertical : $z = 3$ cm
- pas de temps de calcul variable de $\Delta t = 0.25$ s en début d'infiltration à $At = 2.0$ s en fin d'infiltration
- rayon de l'anneau : $R_0 = 30$ cm
- profondeur d'enfoncement de l'anneau : $Z_0 = 7.5$ cm
- charge hydraulique à la surface : $H_0 = 4$ cm
- limites du domaine : $R = 98$ cm, $P = 140$ cm.

On a choisi cet essai car on connaît sur M1 les lois $h(\theta)$ et $K(\theta)$ définies lors de l'essai monodimensionnel, alors que ces lois ne sont pas connues en chacun des 24 autres essais bidimensionnels.

Résultats

a) Simulation de la loi d'infiltration.

Si on compare les lois d'infiltration expérimentale et simulée (fig.32), on peut noter que les résultats simulés sont bien représentatifs du phénomène. Le modèle numérique est donc satisfaisant en ce sens.

b) Evolution des profils d'humidité au voisinage de l'axe

Les profils expérimentaux (le tube d'accès à 1 'humidimètre se trouve sur l'axe) et simulés sont reportés figure 33,. Celle-ci fait apparaître que les profils calculés sont plus réguliers que les profils expérimentaux. On notera toutefois que la position du front simulé est très satisfaisante si l'on tient compte de la sphère d'influence de la mesure neutronique. On peut constater sur la figure 35 que la cinétique du front horizontal d'humidification (sur l'axe) est plus lente dans le cas bidimensionnel que dans le cas monodimensionnel .

c) Champs des variables dans l'espace

Nous donnons figures 34 a et b le champ des lignes d'isoteneur en eau à différents instants, et le champ des lignes équicharges (complété des lignes de courant),. Il est clair sur ces figures que la diffusion latérale joue un rôle important dans cet essai. Les lignes, de courant indiquent que, même au voisinage de l'axe, il y a une diffusion latérale. A l'extérieur de l'anneau, la surface du sol elle-même s'humidifie.

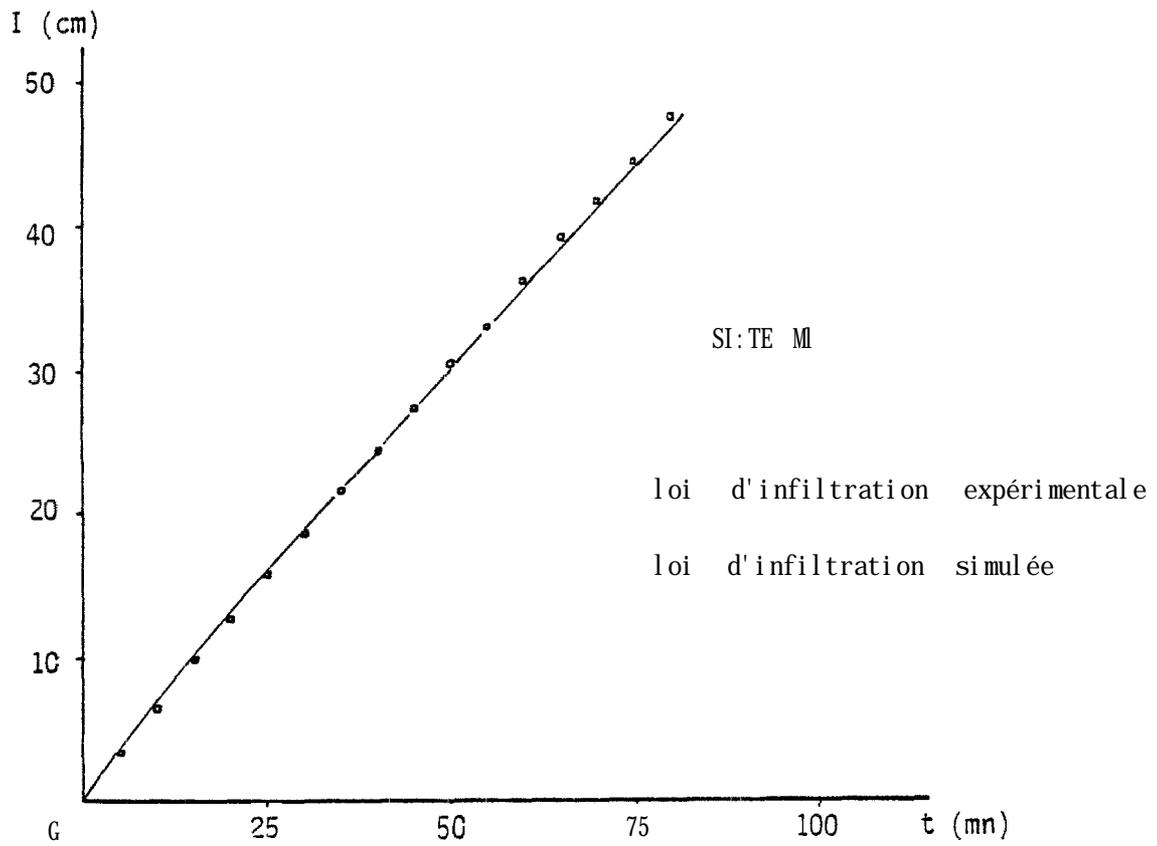


Figure 32 - SIMULATION NUMERIQUE DE LA LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE
MESUREE DANS UN ANNEAU SUR LE SITE M

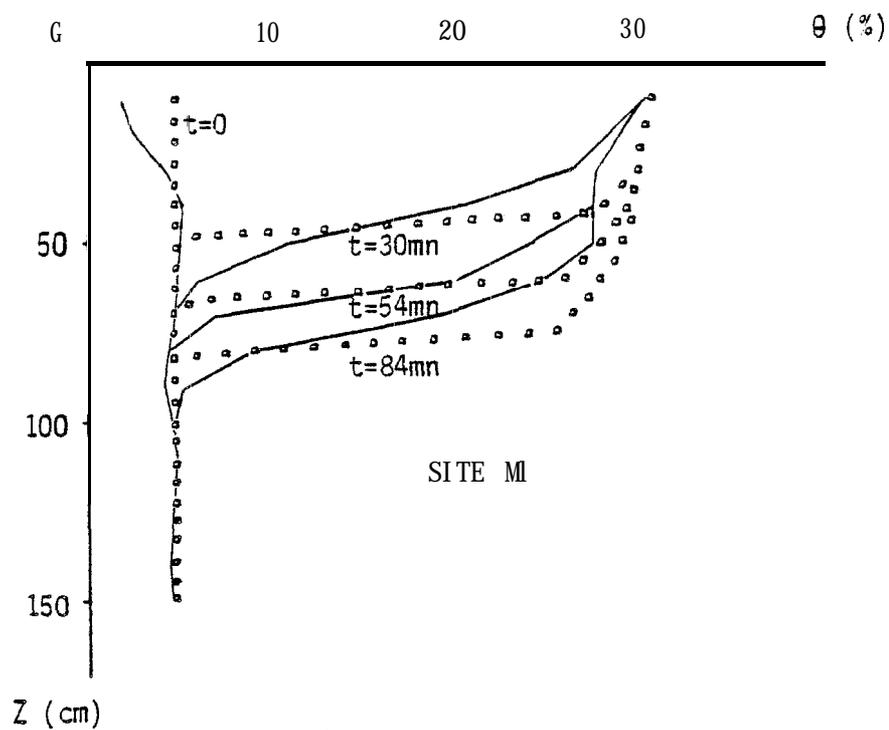


Figure 33 - SIMULATION NUMERIQUE DES PROFILS D'HUMIDITE AU COURS DE
L'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (UN ANNEAU) SUR LE SITE M

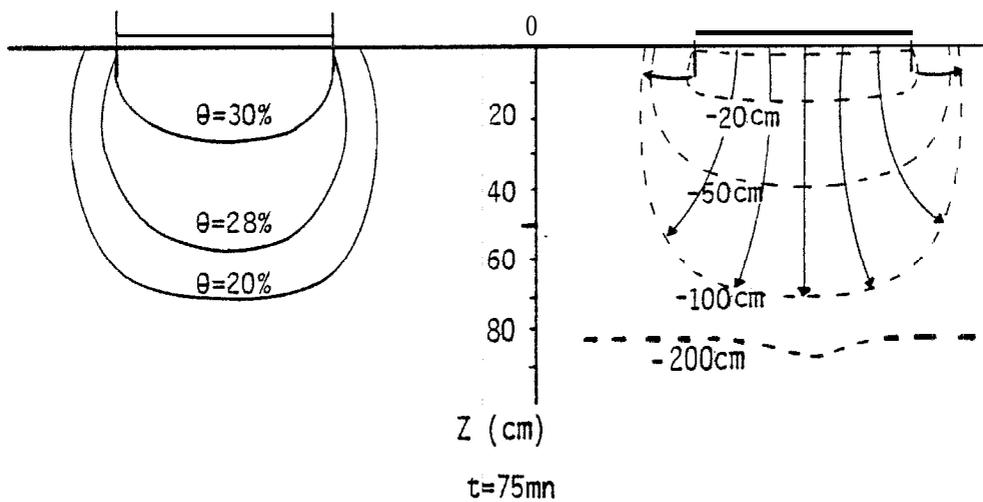
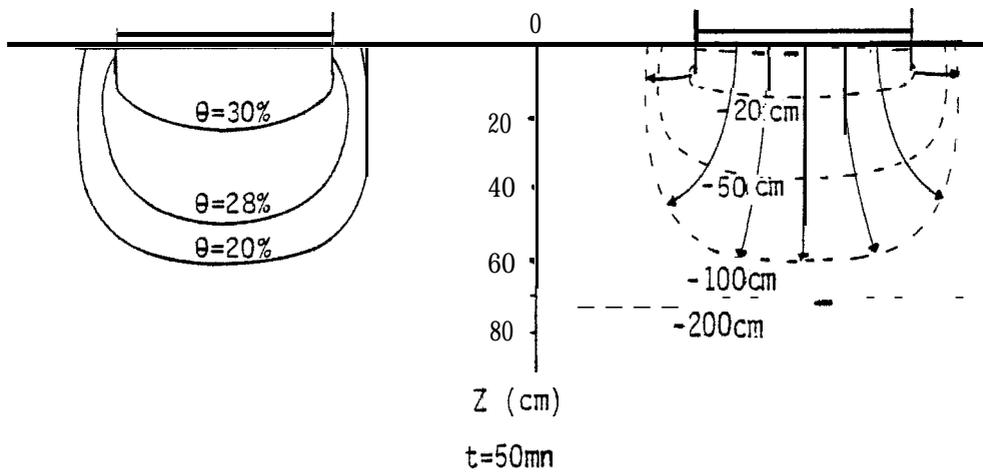
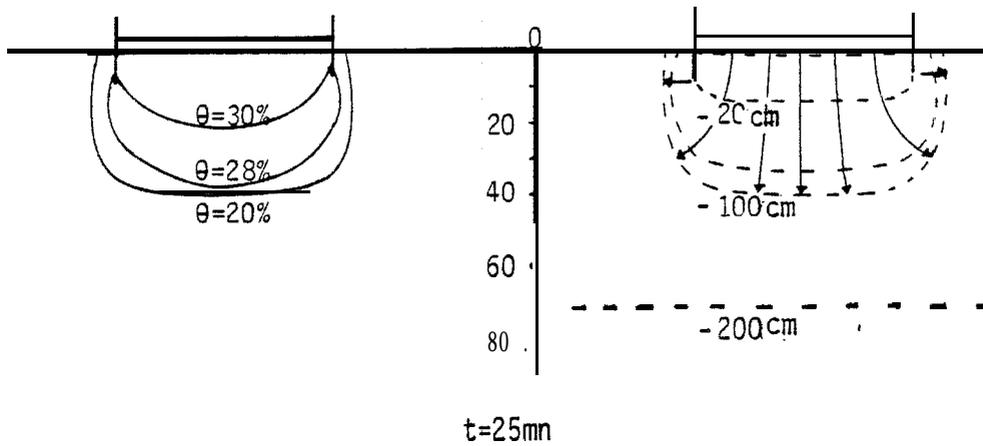


Figure 34a- SIMULATION NUMERIQUE DES ISOTENEURS EN EAU AU COURS D'UNE INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (UN ANNEAU) SUR LE SITE M1

Figure 34b- SIMULATION NUMERIQUE DES EQUICHARGES ET DES LIGNES DE COURANT AU COURS D'UNE INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (UN ANNEAU) SUR LE SITE M1

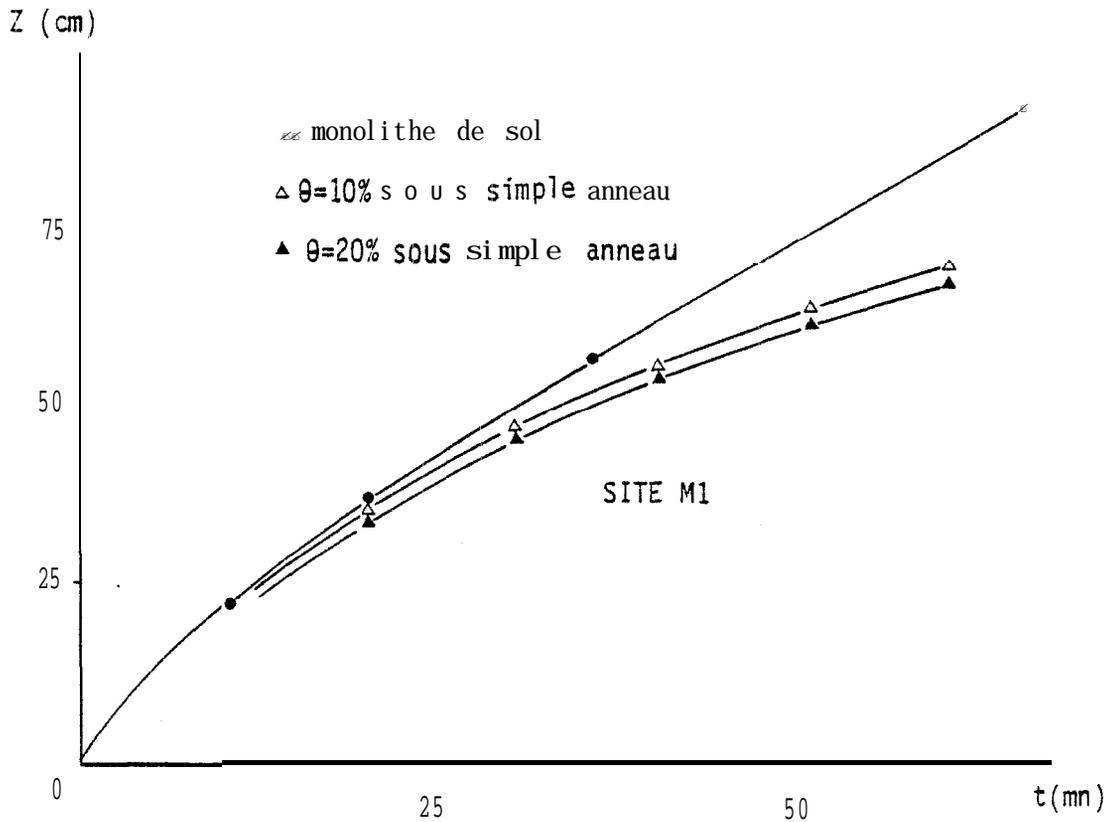


Figure 35 - EVOLUTION SIMULEE DU FRONT HORIZONTAL D'HUMIDIFICATION SOUS UN INFILTROMETRE SIMPLE ANNEAU

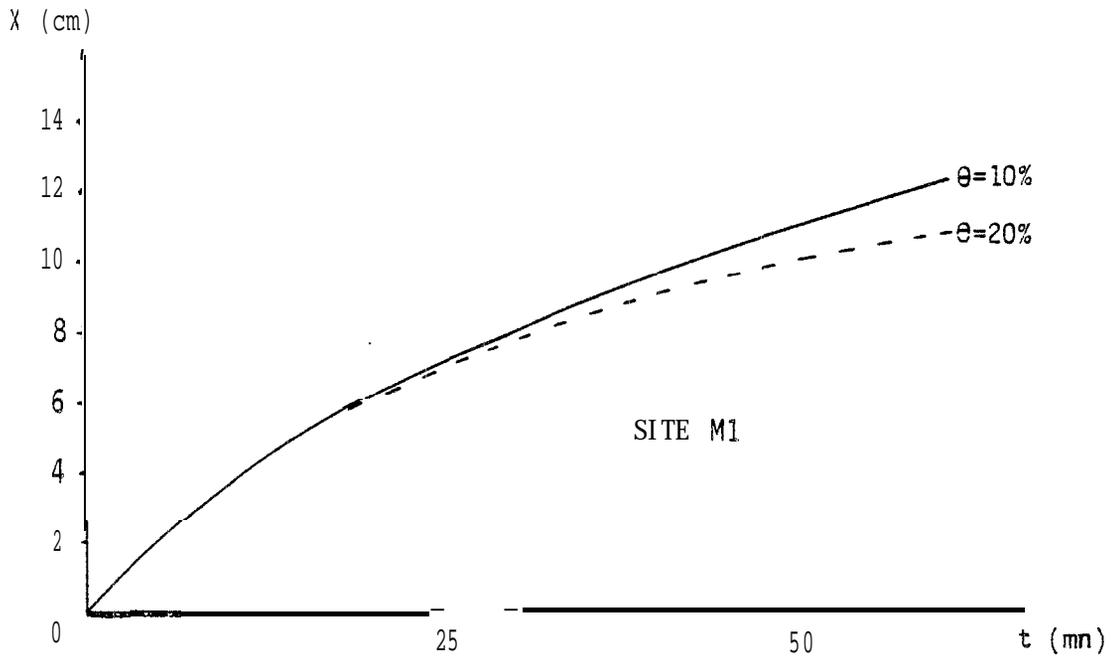


Figure 36 - EVOLUTION SIMULEE DU FRONT VERTICAL D'HUMIDIFICATION A L'EXTERIEUR D'UN INFILTROMETRE SIMPLE ANNEAU

d) Influences de la diffusion latérale

Il apparaît qu'on s'écarte de la loi monodimensionnelle dès les premiers instants de l'infiltration. La diffusion latérale se traduit de plus par un front vertical d'humidification à l'extérieur de l'anneau. La cinétique de ce front (on a pris l'avancement maximum) a été reportée fig.36 en choisissant deux valeurs d'humidité ($\theta = 10\%$ et $\theta = 20\%$) car il est très difficile de définir un front. Après une heure d'infiltration, on peut considérer que ce front se situe entre 11 cm et 12 cm à l'extérieur de l'anneau. Au même moment, la lame d'eau écoulee latéralement est estimée à 20.7 cm pour une lame d'eau infiltrée égale à 36.5 cm, ce qui fait un rapport de 56.7 %. Ceci est énorme et se traduit bien entendu sur l'infiltrabilité permanente. Le rapport entre flux mesuré à l'infiltromètre simple anneau et flux mesure sur monolithe est de l'ordre de 1.66. On surestime donc l'infiltrabilité de 66 % dans un essai de ce type. Le facteur de correction ζ_1 de la loi d'infiltration bidimensionnelle est reportée fig.39-a.

3. Modèle numérique pour un infiltromètre double anneau

Dans le cas d'un infiltromètre double anneau, aucun modèle analytique ne permet de simuler la loi d'infiltration dans l'anneau central. Seul le modèle numérique bidimensionnel décrit et validé précédemment va nous permettre d'étudier ce cas.

Une seule approximation a été faite dans cette simulation afin d'avoir la possibilité d'utiliser un seul passage à l'ordinateur pour simuler, avec un diamètre d'anneau extérieur donné, l'infiltration dans un anneau central de géométrie variable : on a supposé que l'anneau central pouvait être assimilé à un tube de courant. Ceci se justifie par le tracé des lignes de courant (fig.34-b), obtenues dans la simulation de l'essai à simple anneau, qui montre bien le caractère vertical de l'écoulement dans les dix premiers centimètres. Expérimentalement, il n'est donc pas nécessaire d'enfoncer l'anneau central (par contre l'enfoncement de l'anneau extérieur semble jouer un grand rôle).

Les dimensions caractéristiques de l'essai simulé sont :

- rayon de l'anneau intérieur : $r = 29$ cm
- rayon de l'anneau extérieur : $R_o = 48$ cm

L'application du modèle avec les caractéristiques hydrodynamiques du site a donné les résultats suivants :

a) Simulation de la loi d'infiltration

A défaut de loi expérimentale, nous pouvons comparer figure 37 la loi monodimensionnelle et les lois bidimensionnelles simulées avec simple et double anneau. L'influence de l'anneau de garde paraît sensible et permet de nous rapprocher de l'écoulement monodimensionnel. Toutefois, la loi simulée reste bien différente de la loi d'infiltration monodimensionnelle.

b) Influences de la dispersion latérale sous l'anneau central.

La cinétique du front horizontal d'humidification est plus lente que dans le cas monodimensionnel, en particulier après 40 mn d'infiltration (fig.38). Après 60 mn, la lame d'eau écoulee latéralement est estimée à 8.7 cm pour une lame d'eau infiltrée égale à 28.7 cm, ce qui fait un rapport de 30.3 %. Le phénomène est donc important, et il se traduit par un rapport de 1.25 entre vitesse d'infiltration permanente K_0^* et infiltrabilité permanente monodimensionnelle K_0 . Le facteur correctif ζ_1 de la loi d'infiltration est reporté figure 39-b. Il nous permettra par la suite de corriger nos essais.

c) Etude des champs de variables

Nous donnons figures 40 a et b, le champ des lignes d'isoteneur en eau à différents instants et le champ des lignes équicharges (complété des lignes de courant). Il apparaît que la diffusion latérale joue un rôle important dans l'anneau central lui-même. La zone d'humidités supérieures à $0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ descend cependant à une profondeur plus importante que dans le cas de l'infiltromètre simple anneau de diamètre 58 cm, approchant ainsi le cas monodimensionnel. De même, un front d'humidification monodimensionnelle (ligne de charge horizontale) beaucoup plus marqué semble apparaître à 75 mn au voisinage de l'axe.

En vue d'une utilisation plus systématique de ce type d'essai, il est toutefois préférable d'optimiser la dimension des anneaux pour avoir une mesure directement utilisable.

III • Optimisation de l'outil expérimental

La simulation des écoulements axisymétriques a montré dans le cas de nos essais infiltromètres ($\emptyset = 96 \text{ cm}$, et $\emptyset = 58 \text{ cm}$) l'influence de la dispersion latérale. Nous allons la quantifier de la même façon pour des simples et des doubles anneaux de différentes géométries.

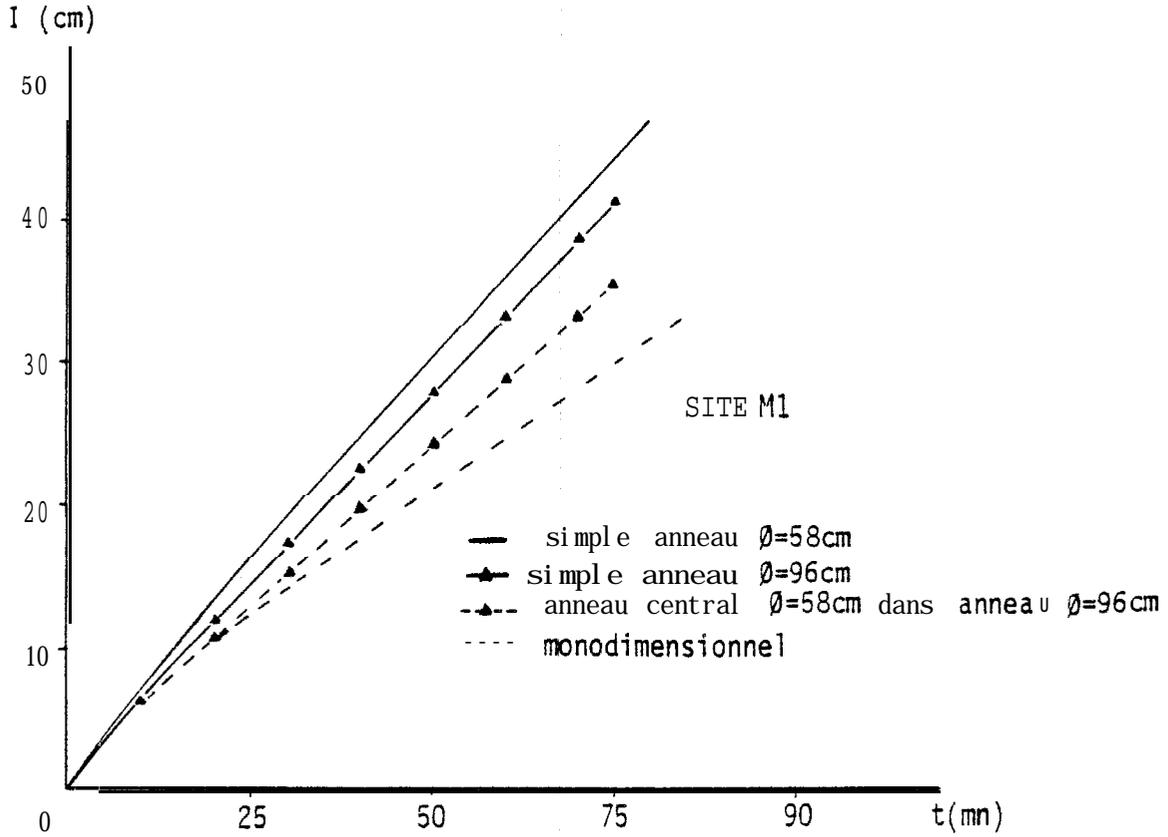


Figure 37 - SIMULATION NUMERIQUE DE LA LOI D'INFILTRATION BI DIMENSIONNELLE DANS UN INFILTROMETRE DOUBLE ANNEAU

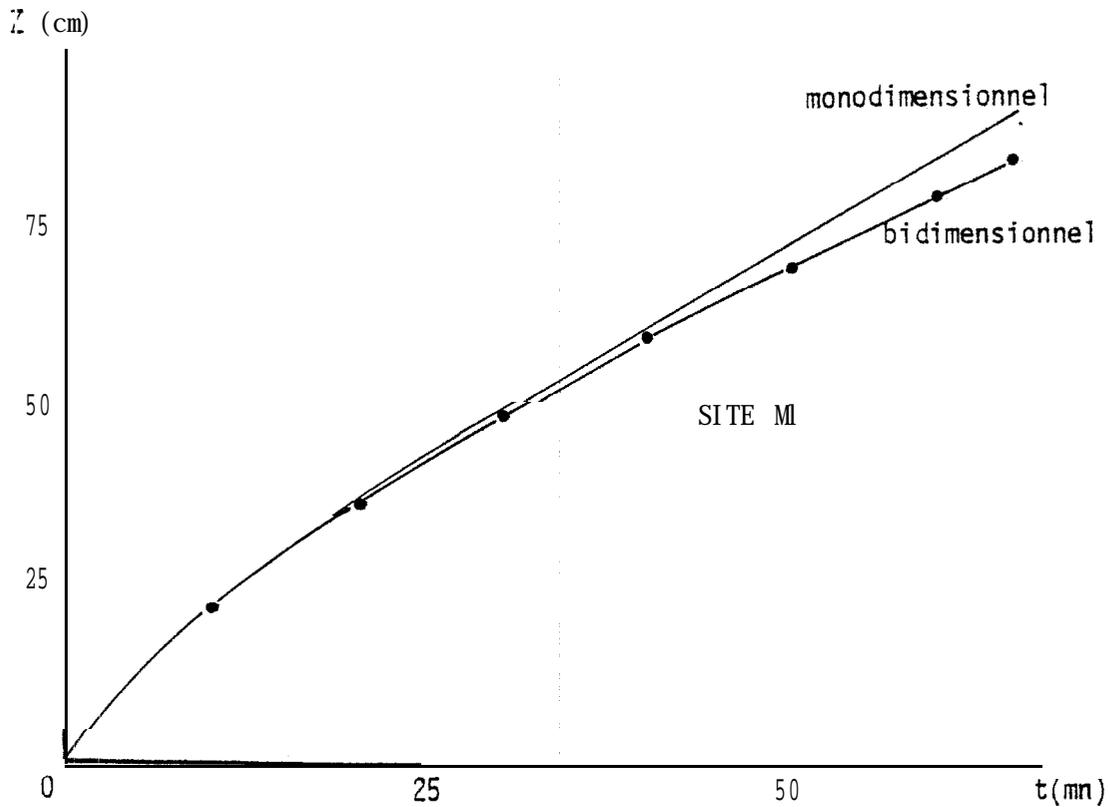


Figure 38 - EVOLUTION SIMULEE DU FRONT HORIZONTAL D'HUMIDIFICATION SOUS UN INFILTROMETRE DOUBLE ANNEAU

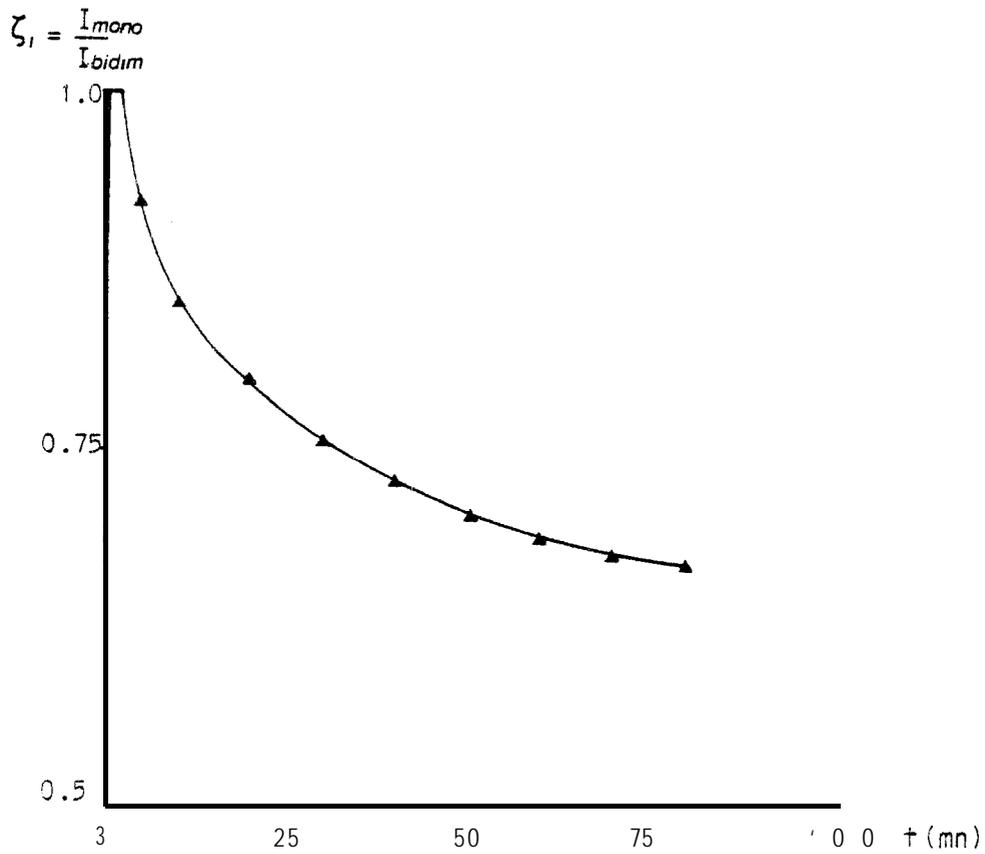


FIGURE 39a - FACTEUR CORRECTIF ζ_1 , DE LA LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (1 anneau) SIMULEE SUR LE SITE M1.

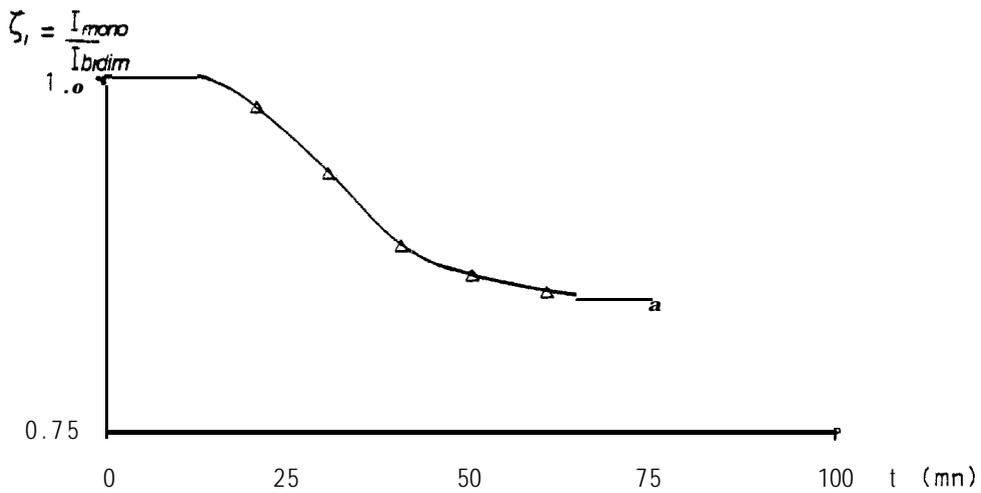


FIGURE 39b - FACTEUR CORRECTIF ζ_1 , DE LA LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (2 anneaux) SIMULEE SUR LE SITE M1.

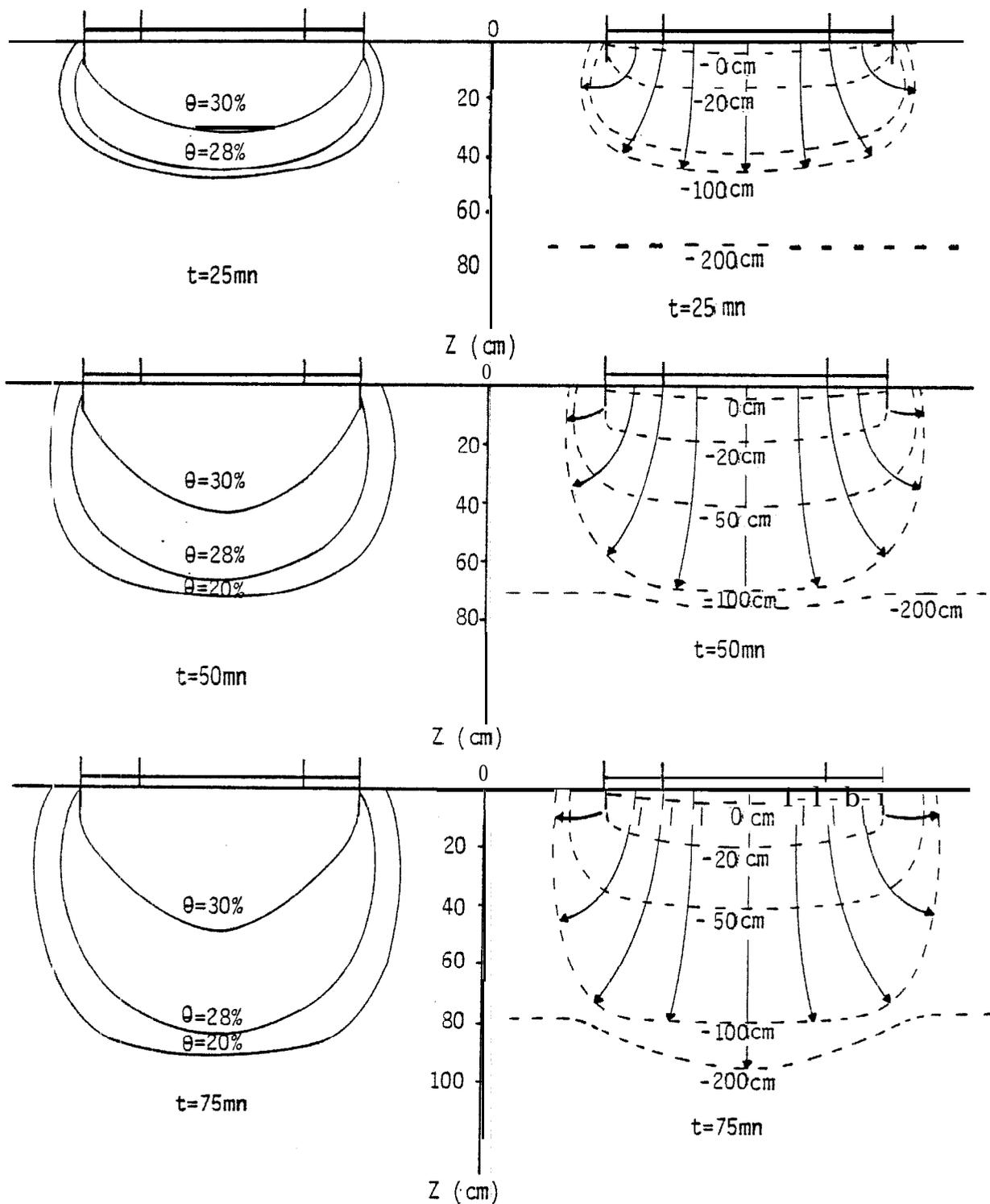


Figure 40a - SIMULATION NUMERIQUE DES ISOTENEURS EN EAU AU COURS D'UNE INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (DEUX ANNEAUX) SUR LE SITE MI

Figure 40b - SIMULATION NUMERIQUE DES EQUICHARGES ET DES LIGNES DE COURANT AU COURS D'UNE INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE (DEUX ANNEAUX) SUR LE SITE MI

1. Infiltromètre double anneau

La simulation numérique nous a permis d'étudier plus précisément les écoulements pour différentes tailles de l'anneau. Le rapport entre la lame d'eau écoulee latéralement (au droit de l'anneau) et la lame d'eau infiltrée à la surface est reporté fig. 41 a et b en fonction de la taille de l'anneau.

L'infiltromètre double anneau est généralement utilisé pour **s'affranchir** des écoulements latéraux dans l'anneau central de mesure. Toutefois, nous avons vu que pour la taille des anneaux que nous avons choisis ($r=29$ cm, $R_0 = 48$ cm) les pertes latérales sont encore importantes. Il convient donc d'optimiser ces **géométries**. La simulation numérique nous a permis pour des rayons extérieurs fixés à 16 cm, 30 cm, 48 cm, 60 cm et 102 cm de quantifier les écoulements verticaux et horizontaux dans des anneaux intérieurs de taille variable. Les courbes 41 a et b, 42 a et 43 a et b mettent en évidence plusieurs comportements. :

- L'importance relative des lames d'eau écoulées latéralement diminue avec le rayon r de l'anneau intérieur. Elle diminue très rapidement pour se stabiliser ensuite dans le cas d'un anneau **extérieur** de petite dimension ($R_0 = 16$ cm). Elle diminue plus uniformément dans le cas d'un anneau extérieur de grande dimension ($R_0 = 102$ cm). Dans le cas d'un anneau intérieur très petit $r = 5$ cm et d'un anneau extérieur de rayon $R_0 = 1.6$ cm ou $R_0 = 102$ cm, la lame d'eau écoulee latéralement représente respectivement 60% ou 3% de la lame d'eau infiltrée. Il **apparaît** donc qu'au voisinage de l'axe de symétrie, **l'écoulement** n'est pas strictement vertical, **même** si on y tend dans le cas d'anneaux extérieurs de grande dimension.

- Le facteur **correctif ζ** , permettant de passer d'une loi d'infiltration bidimensionnelle à une loi **monodimensionnelle**, et représenté ici dans le cas où le rapport r/R_0 est égal à 0.5, met encore en **évidence** l'influence de la **dimension** des anneaux sur la loi d'infiltration. On peut remarquer de plus que l'écoulement reste **monodimensionnel** durant 6 mn **pour** un rayon extérieur égal à 16 cm, durant 38 mn pour $R_0 = 102$ cm, donc d'autant plus longtemps que l'anneau extérieur est grand.

- L'influence de la taille des anneaux est encore importante sur la **valeur** de l'infiltrabilité (fig.43 a et b). L'erreur relative faite sur les infiltrabilités diminue avec le rayon de l'anneau intérieur. Elle diminue presque linéairement dans le cas d'un anneau extérieur de petite dimension ($R_0 = 16$ cm). Elle diminue **très** rapidement pour se stabiliser ensuite dans le cas d'un anneau **extérieur** de grande dimension ($R_0 = 102$ cm). Dans le cas d'un anneau intérieur

très petit $r = 5$ cm et d'un anneau extérieur de 16 cm ou 102 cm, l'erreur relative sur les infiltrabilités est respectivement 80% ou 3%. En règle générale, plus l'anneau extérieur sera grand et l'anneau intérieur petit, plus l'écoulement dans l'anneau central sera voisin d'un écoulement strictement vertical. Dans la pratique, l'utilisation d'une géométrie appropriée (par exemple, $R_0 = 102$ cm et $r = 25$ cm) peut donner de bons résultats, c'est-à-dire représentatifs de phénomènes tels la pluie ou l'irrigation.

Toutefois il est évident que ces résultats ne sont pas extrapolables à d'autres types de sols, en particulier à des sols argileux où l'effet capillaire est beaucoup plus important. Il serait souhaitable à l'avenir de systématiser ce genre d'étude par simulation numérique dans le but d'optimiser la taille des anneaux infiltromètres pour chaque type de sol.

2. Infiltromètre simple anneau

Nous avons vu que le modèle de PARLANGE pouvait donner d'assez bons résultats pour prédire une loi d'infiltration monodimensionnelle à partir d'une loi bidimensionnelle. Son utilisation comporte cependant plusieurs inconvénients :

- sensibilité à l'estimation de la sorptivité,
- hypothèse d'homogénéité du profil,
- nécessité de mesurer des humidités,
- inadéquation du modèle pour des durées d'infiltration importantes.

On trouvera fig. 41 a et b, pour $r/R_0 = 1$, l'influence du rayon de l'anneau sur l'écoulement latéral. Les lames d'eau écoulées latéralement représentent :

- 77.5 % de la lame d'eau infiltrée dans un anneau de 16 cm de rayon. La plus grande partie de l'eau infiltrée s'écoule donc latéralement.
- 21.5 % de la lame d'eau infiltrée dans un anneau de 102 cm de rayon.

Les pertes latérales ne sont pas prépondérantes mais on est encore loin d'un écoulement monodimensionnel.

Remarquons que les courbes ont une allure exponentielle dont l'asymptote horizontale est théoriquement 0, c'est-à-dire :

$$R_0 \longrightarrow \infty \quad I_{lat} \longrightarrow 0$$

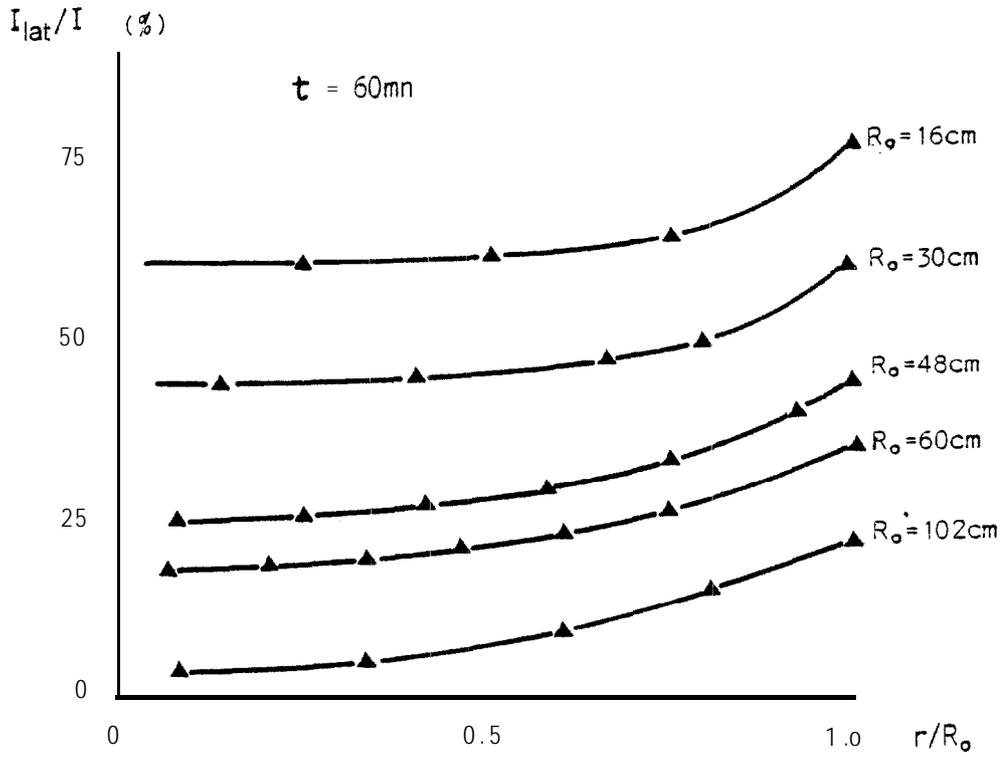


FIGURE 41 a - INFLUENCE DE LA TAILLE DES ANNEAUX SUR L'ECOULEMENT LATERAL

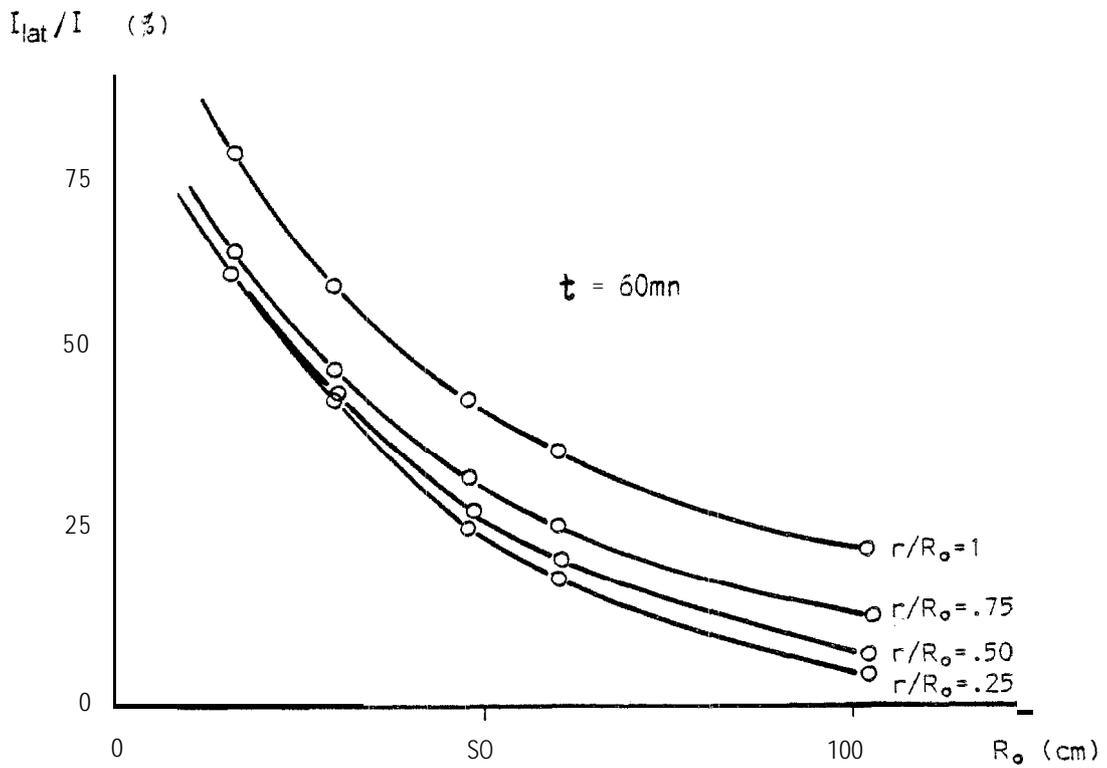


FIGURE 41 b - INFLUENCE DE LA TAILLE DES ANNEAUX SUR L'ECOULEMENT LATERAL

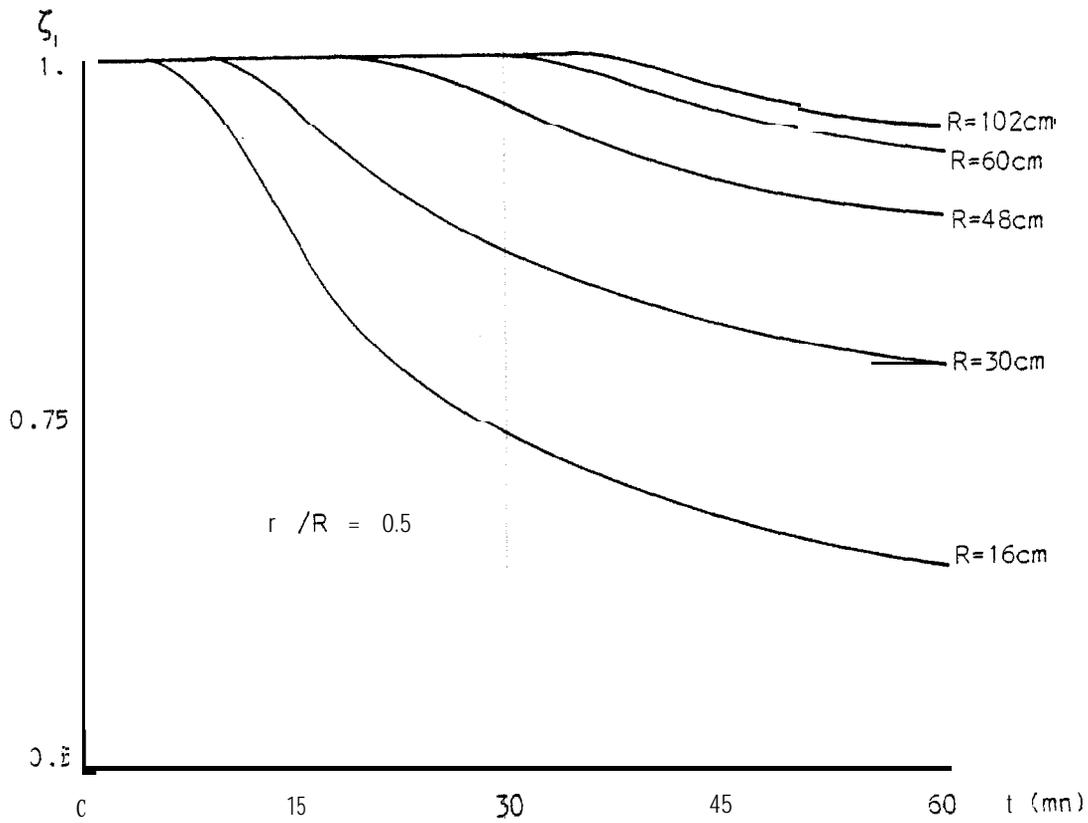


FIGURE 42a - FACTEUR CORRECTIF ζ_1 DE LA LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE MESUREE DANS UN ANNEAU CENTRAL.

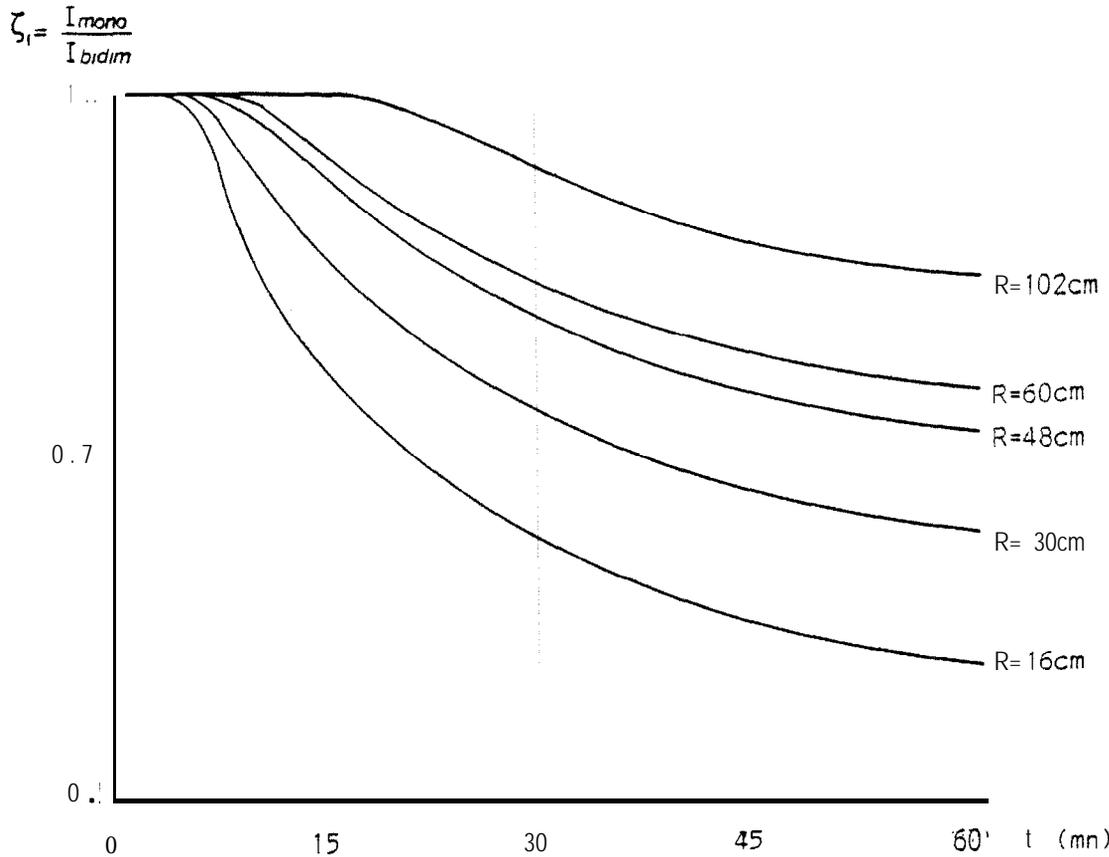


FIGURE 42b - FACTEUR CORRECTIF ζ_1 DE LA LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE MESUREE DANS UN SIMPLE ANNEAU.

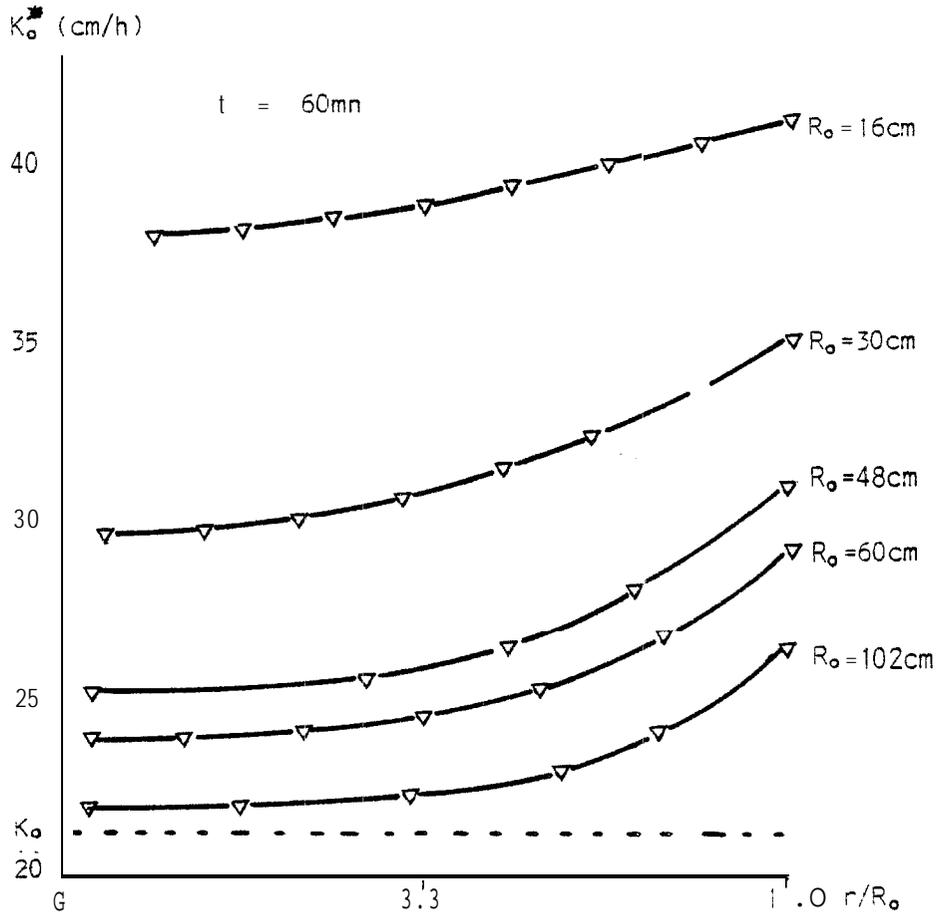


FIGURE 43 a • INFLUENCE DE LA TAILLE DES ANNEAUX SUR LA VITESSE D'INFILTRATION PERMANENTE

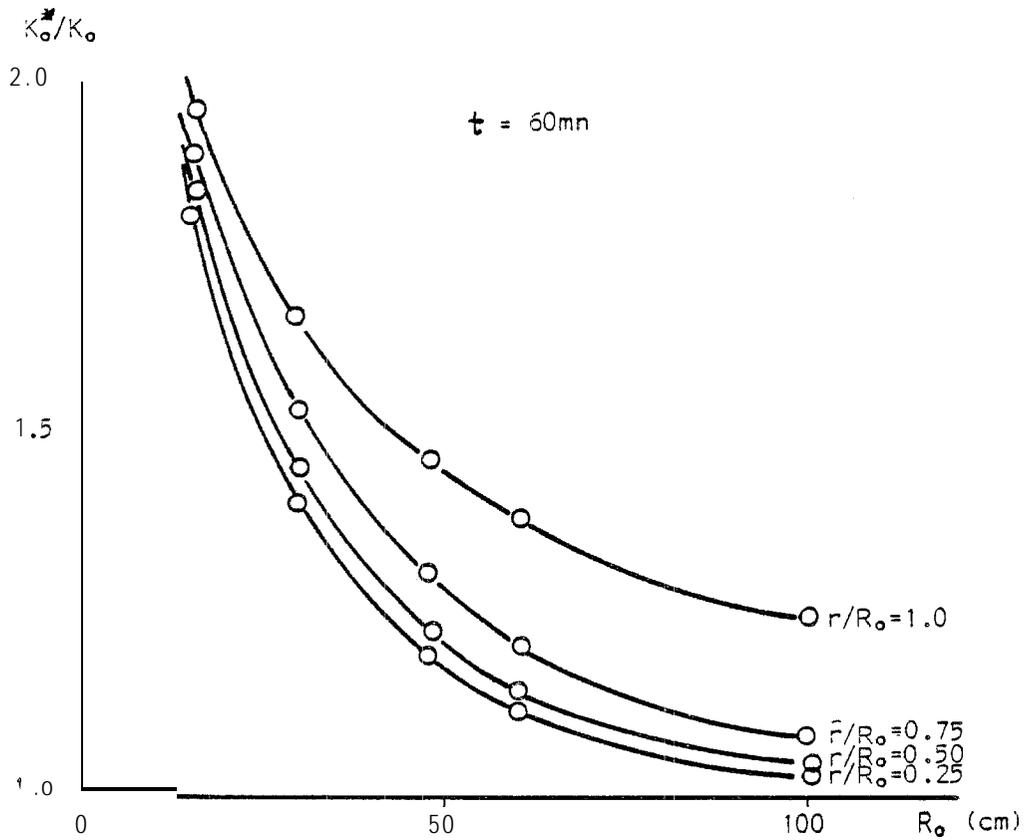


FIGURE 43 b • INFLUENCE DE LA TAILLE DES ANNEAUX SUR LA VITESSE D'INFILTRATION PERMANENTE

Le facteur correctif ζ_i de la loi d'infiltration bidimensionnelle est reporté sur la figure 42 b. On peut voir que pour un anneau de grande dimension ($\emptyset = 204$ cm), il est encore nécessaire de corriger de façon significative ($\zeta_i = 0.915$ à $t = 50$ mn) la loi d'infiltration mesurée.

Dans le cas d'un simple anneau de rayon 16 cm, l'erreur relative sur l'infiltrabilité est voisine de 100 %, elle n'est plus que de 25 % dans le cas d'un anneau de rayon 102 cm (notons que l'infiltrabilité K_0 de référence est ici égale à 21.2 cm/h et correspond au résultat au temps $t = 60$ mn de la simulation numérique de l'infiltration monodimensionnelle). De fait, l'erreur est significative pour des tailles d'anneau qui sont déjà importantes. L'infiltromètre simple anneau reste donc un outil peu adapté à la mesure de la loi d'infiltration d'un sol.

3ème PARTIE

CARACTERISATION A L'ECHELLE SPATIALE

CHAPITRE VI

ANALYSE STATISTIQUE DES FACTEURS DE L'ÉCOULEMENT

Il s'agit d'analyser statistiquement chacun des facteurs intervenant dans l'écoulement en zone non saturée : la texture du sol, les composantes de l'infiltration, les composantes du drainage. Nous nous efforcerons en particulier d'étudier les distributions statistiques et leurs paramètres d'ajustement.

I - La texture du sol

Nous disposons sur la parcelle d'un échantillon de 34 mesures (valeurs moyennes sur chaque verticale) du taux d'éléments fins [A+L], effectués d'une part en chaque noeud de maille, d'autre part au centre des six parcelles de suivi sous culture.

1. Loi de distribution

L'histogramme des données est reporté figure 44. La distribution est dissymétrique et l'ajustement d'une loi théorique log-normale a été choisi. Les paramètres de cette loi sont :

- moyenne logarithmique $\mu = 0.868$ et moyenne géométrique $\hat{\mu} = 7.4 \%$
- écart-type logarithmique 0.120, intervalle de confiance estimé à 66 % [5.7 %, 9.8 %]

La courbe théorique représentative de la loi de Gauss :

$$f [A+L] = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[- \frac{(\ln [A+L] - \mu)^2}{2\sigma^2} \right]$$

est reportée figure 44.

Ce type de loi de distribution que nous retrouverons fréquemment dans la suite est classique pour des variables "naturelles" dans notre environnement : pluviométries, transmissivité des nappes . . . Toutefois dans notre cas une tendance à la bimodalité apparaît, le deuxième mode correspondant aux sites

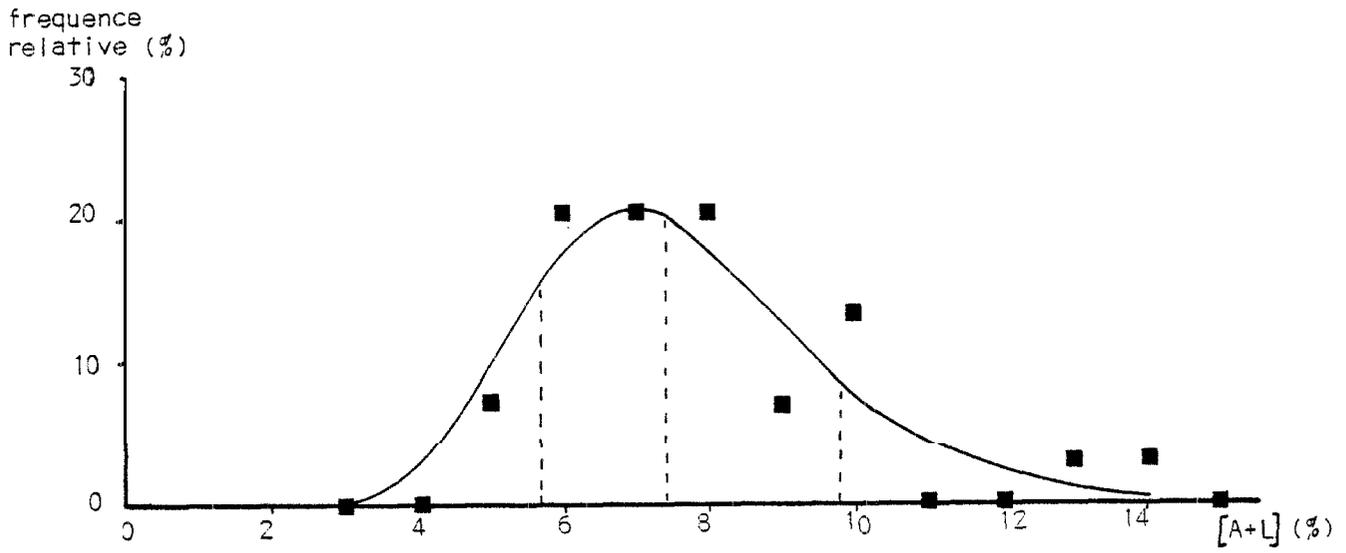


FIGURE 44 - HISTOGRAMME DES TAUX [A+L]

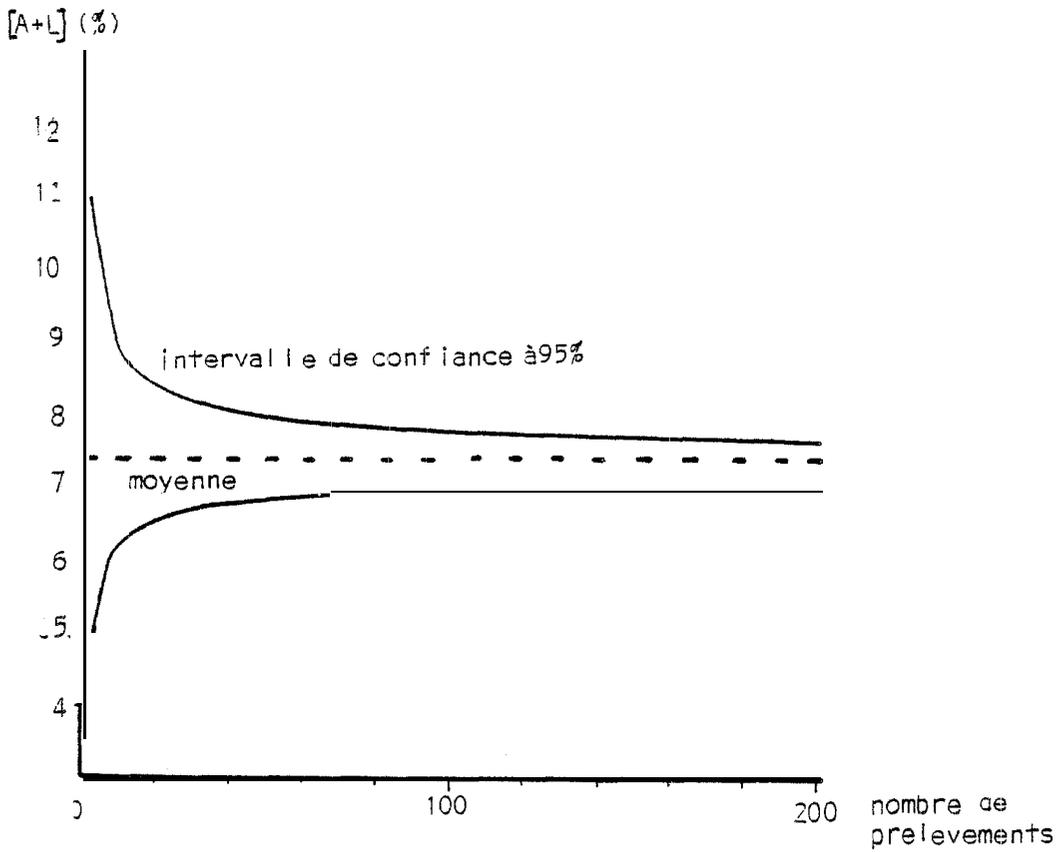


FIGURE 45 - LOI D'ECHANTILLONNAGE DU TAUX [A+L]

argi Feux, c'est-à-dire à l'hétérogénéité due au bas fond de la parcelle. Nous retrouverons ce caractère par la suite.

2. Echantillonnage

En supposant que notre échantillon est suffisamment représentatif de la population texturale de notre surface, on peut faire les hypothèses suivantes :

- la moyenne de la population est égale à la moyenne μ de notre échantillon,
- l'écart-type des moyennes μ_k (effectif k) est égal à σ/\sqrt{k} (hypothèse de consistance des estimations : $\lim_{k \rightarrow \infty} \sigma_k = 0$).

La distribution des moyennes μ_k étant supposée gaussienne autour de la moyenne μ , on peut considérer l'incertitude sur l'estimation de la façon suivante :

- probabilité d'avoir $\mu_k = \mu \pm \sigma_k$ égale à 66 %
- probabilité d'avoir $\mu_k = \mu \pm 2\sigma_k$ égale à 95 %

Il est donc possible d'évaluer le seuil de confiance à 95 % de la moyenne estimée μ_k en fonction de la taille k de l'échantillon (fig.45).

Dans le cas du paramètre textural [A+L], un effectif inférieur à 20 donne lieu à une grande incertitude sur l'estimation de la moyenne et un effectif supérieur à 60 augmente la précision de façon peu significative.

3. Variogramme

L'estimation du variogramme et l'examen du comportement de son graphe sont importants pour caractériser la structure spatiale d'un phénomène (cf. DELHOMME, 1978).

L'hypothèse que l'on formule couramment dans cette théorie est celle de la stationnarité d'ordre 2, c'est-à-dire qu'on impose aux deux premiers moments d'être invariants par translation :

$$E \left[[A+L] (x+h^*) - [A+L] (x) \right] = 0$$

$$\text{var} \left[[A+L] (x+h^*) - [A+L] (x) \right] = 2 \gamma(h^*)$$

où E est l'espérance mathématique, x la position du point, h^* un vecteur et γ le "demi-variogramme".

On considère ici que l'espérance mathématique des accroissements est nulle et que la **variance** est **indépendante** du point x (hypothèse intrinsèque). L'hypothèse de stationnarité d'ordre 1 permet d'écrire le **variogramme** sous la forme :

$$2 \gamma(h^*) = E \left[[A+L](x+h^*) - [A+L](x) \right]^2$$

L'estimation de cette fonction à partir des points expérimentaux (34 sites) et toutes directions confondues (variogramme global, cf. Annexe IV) a permis de tracer son graphe (fig.46). Deux comportements sont mis en évidence :

- le graphe **croît** jusqu'à une distance voisine de 23 m. Cette croissance met en **évidence** la façon dont se détériore l'information apportée par une mesure ponctuelle quand on s'en éloigne,
- le graphe présente une allure plate qui correspond au cas où $[A+L](x)$ et $[A+L](x+h^*)$ sont sans corrélation quelle que soit leur distance h^* supérieure à 23 m (**portée** du variogramme). Ce paramètre est donc mal structuré spatialement à l'échelle considérée.

La valeur du palier est égale à la **variance** des données : en effet du fait de l'extinction des corrélations, on a :

$$2 \gamma(h^*) = E \left[[A+L](x+h^*) \right]^2 + E \left[[A+L](x) \right]^2$$

L'histogramme des données (fig.44) a suggéré de passer au logarithme. Le **variogramme** construit à partir des transformées est représenté figure 47. Son allure est semblable à celle du variogramme des valeurs arithmétiques et nous **considérerons** que pour des distances supérieures ou égales à 23 m, les valeurs transformées sont indépendantes. De fait, la **variance** calculée, qui est de l'ordre de 0.014, correspond approximativement à la demi-valeur du palier.

Dans le cas de structures spatiales continues, le **corrélogramme** spatial donne de la même façon une bonne information et est souvent plus significatif. Il **s'agit** en effet de la **corrélation entre prélèvements** en fonction de la distance les séparant (cf. Annexe IV). Nous retrouvons ici (fig.48) le même **phénomène** d'indépendance entre les prélèvements comme pour le variogramme.

Le paramètre textural n'ayant pas de structure spatiale à l'échelle de notre maille de mesure, le traitement statistique des données est simple. Des techniques plus sophistiquées utilisées en hydrologie de surface, telles le

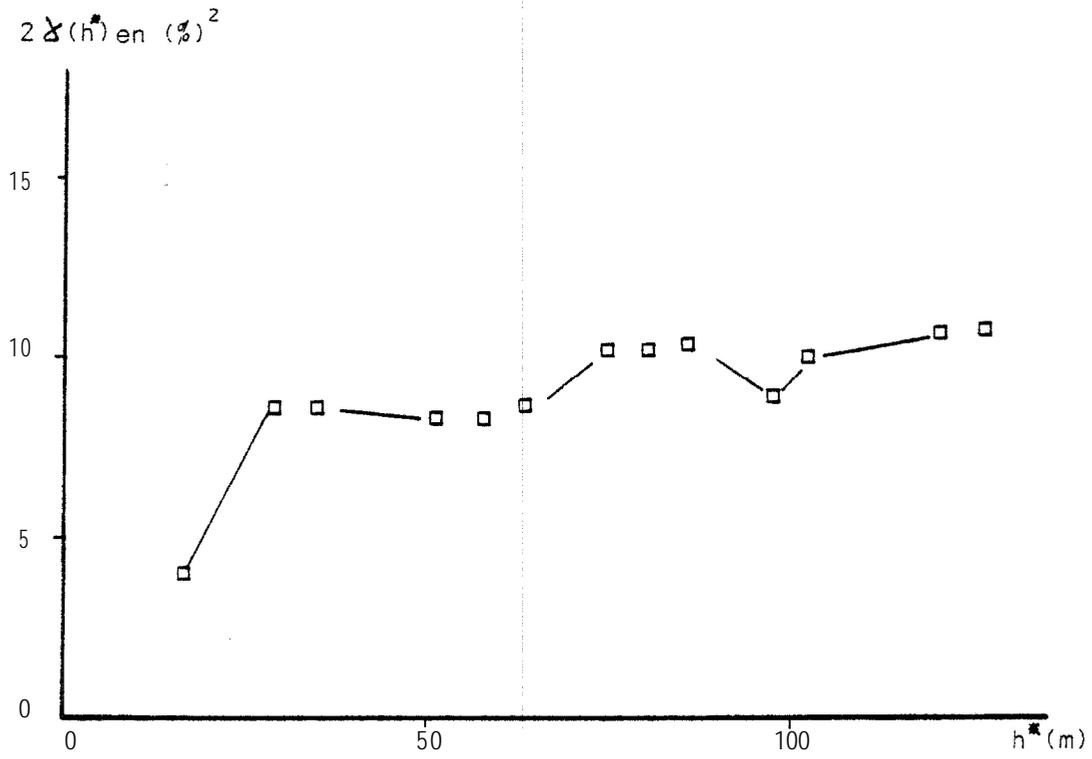


FIGURE 46 - VAR I OGRAMME GLOBAL DU PARAMETRE TEXTURAL [A+L]

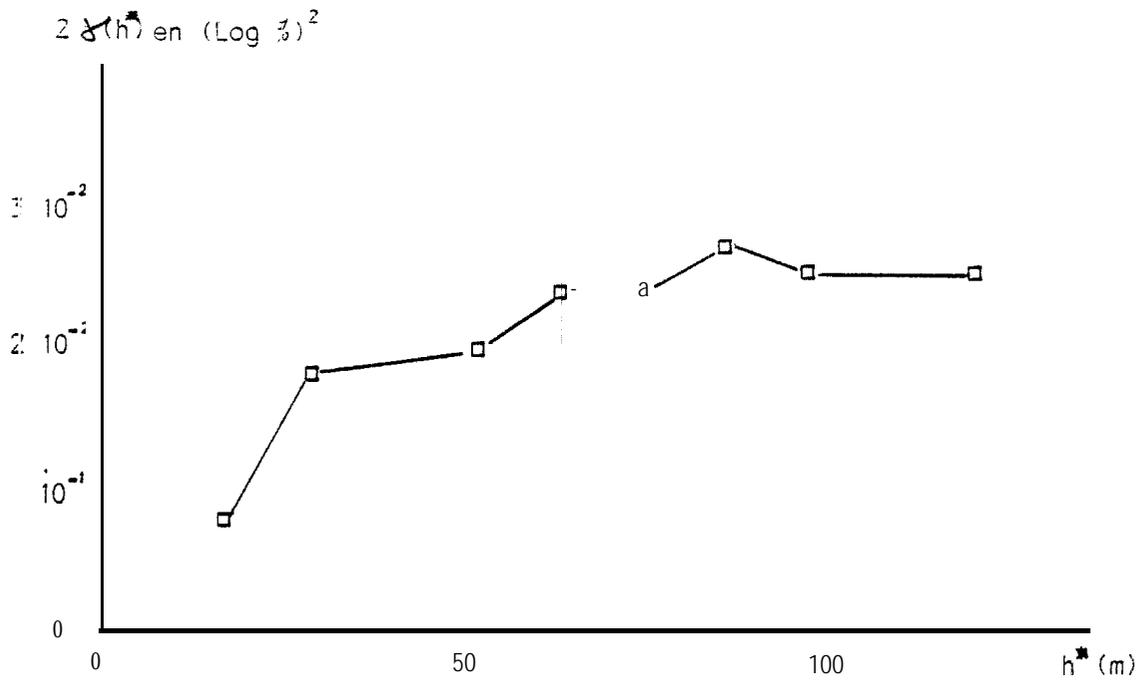


FIGURE 47 - VAR I OGRAMME GLOBAL DE LA TRANSFORMEE LOGARITHMIQUE OU PARAMETRE TEXTURAL [A+L]

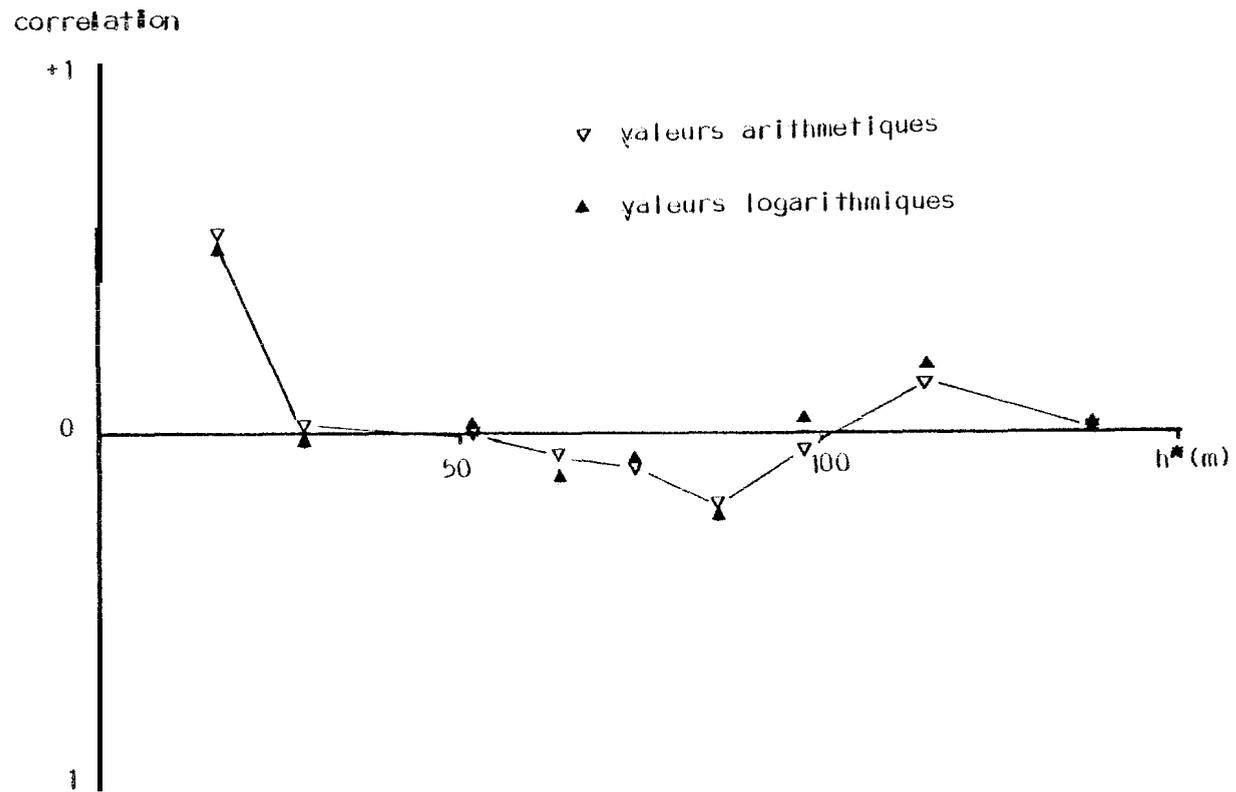


FIGURE 48 CORRELOGRAMME SPATIAL DE LA TEXTURE DU SOL.

krigeage, qui prennent en compte les termes d'autocorrélation (phénomène de dérive), ne sont pas nécessaires.

II - Les composantes de l'infiltration

Nous étudierons la vitesse d'infiltration permanente K_0^* , la sorptivité A et le terme B de la loi de PHILIP.

1. La sorptivité

Nous avons vu chapitre IV que cette valeur a été déterminée par un ajustement aux moindres carrés de la loi de PHILIP sur les valeurs expérimentales, sur un échantillon de 20 essais d'infiltration effectués dans les mêmes conditions expérimentales. Cependant les humidités initiales des profils ne sont pas **parfaitement identiques** ; les profils argileux, en particulier, sont plus humides que les profils **sableux**.

A titre d'exemple, SHARMA (1980) a montré qu'il existait une relation dans le cas d'un sol limoneux entre la sorptivité et la teneur en eau, et qu'une variation d'humidité de $0.10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ entraînait une variation de sorptivité de l'ordre de $1 \text{ cm}/h^{\frac{1}{2}}$.

Les humidités initiales de nos profils variant entre $0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ et $3.07 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, nous ferons l'hypothèse que l'effet des conditions initiales sur les valeurs de sorptivité est négligeable.

L'ajustement des lois normales et log-normales a été testé graphiquement figure 49. La vérification graphique n'étant pas probante, nous avons fait un test d'ajustement utilisant les paramètres de dissymétrie γ_1 et d'aplatissement γ_2 (le test du χ^2 ne pouvait être appliqué sur un échantillon d'effectif $N < 30$). En effet, dans le cas d'une distribution Gaussienne, les coefficients γ_1 et γ_2 doivent être nuls mais en pratique ils sont soumis à des fluctuations que l'on peut considérer **comme** aléatoires si les coefficients **estimés** ne sont pas supérieurs à environ deux fois leur écart quadratique moyen $\sigma_{\hat{\gamma}_1}$ et $\sigma_{\hat{\gamma}_2}$ (cf annexe 3), soit :

$$\left| \hat{\gamma}_1(N) \right| < 2 \sigma_{\hat{\gamma}_1(N)}$$

$$\left| \hat{\gamma}_2(N) + \frac{6}{n+1} \right| < 2 \sigma_{\hat{\gamma}_2(N)}$$

Les résultats de ce test de normalité sont présentés dans le tableau 3. Ils montrent qu'aucune des deux lois ne satisfait entièrement aux conditions ; toutefois la loi

dissymétrique donne les meilleurs résultats.

Le **corrélogramme** des sorptivités (transformées logarithmiques) effectué figure 50-a a montré que, **comme** précédemment pour le paramètre textural, nos mesures sont indépendantes entre elles, quelle que soit la distance les séparant. La **précision** de l'estimation de la moyenne en fonction de la taille de l'échantillon a **donné** aussi des résultats semblables (fig.51).

Enfin, la corrélation entre la sorptivité Δ et le taux d'éléments **finis** [A+L] s'est avérée **décevante** puisqu'on a obtenu pour valeur $\rho = 0.027$.

2. La vitesse d'infiltration permanente K_o^* et le terme B

Les termes K_o^* et B, s'ils ont la **même** dimension, ne sont pas identiques : la vitesse d'infiltration **bidimensionnelle** K_o^* correspond à la pente de la loi d'infiltration en régime permanent et le terme B est issu de l'ajustement de la loi de PHILIP.

La distribution des fréquences cumulées de ces deux **paramètres** a été tracée figures 52 a et b. L'ajustement graphique et le test de normalité (tableau 3) semblent montrer que les termes B et K_o^* **sont** distribués suivant une loi log-normale.

De même que pour les sorptivités, les corrélogrammes ont montré (fig. 50 b et c) qu'il n'y avait pas de structure spatiale pour ces deux paramètres et qu'en **conséquence** les moyennes **géométriques** étaient représentatives des moyennes spatiales. La précision de ces estimations en fonction de l'échantillonnage est reporté sur la figure 51.

Les corrélations calculées entre les termes K_o^* et B, et le taux **granulométrique** [A+L] ont pour valeurs 0.48 et 0.32 et ne sont pas significatives.

3. Loi d'infiltration moyenne

Dans le cas d'une irrigation par **submersion**, la loi d'infiltration moyenne sur la surface irriguée est une donnée importante. Pour sa **détermination** deux approches sont possibles :

- à partir de valeurs moyennes (moyennes géométriques) de la sorptivité et du terme B
- à partir des valeurs moyennes (moyennes géométriques) des lames d'eau infiltrées sur chacun des sites à différents instants (fig.53)

	s	K0	B	H _{5j}	H _{18j}	$\overline{\text{grad}} H_{5j}$	$\overline{\text{grad}} H_{18j}$
$ \delta_3 $	0.56	1.08	56.19	0.64	0.32	0.60	0.56
$ \delta_{1, \log} $	0.06	0.00	0.02	0.76	0.28	0.26	0.24
$2 \delta_1$	0.94	0.94	0.94	0.91	0.90	0.91	0.91
$ \delta_2 + \frac{6}{n+1} $	23.08	25.91	5080	0.63	1.52	1.28	1.25
$ \delta_{2, a} + \frac{6}{n+1} $	2.59	2.70	2.67	0.84	1.07	0.97	0.76
$2 \delta_2$	1.52	1.52	1.52	1.50	1.49	1.50	1.50

Tableau n°3

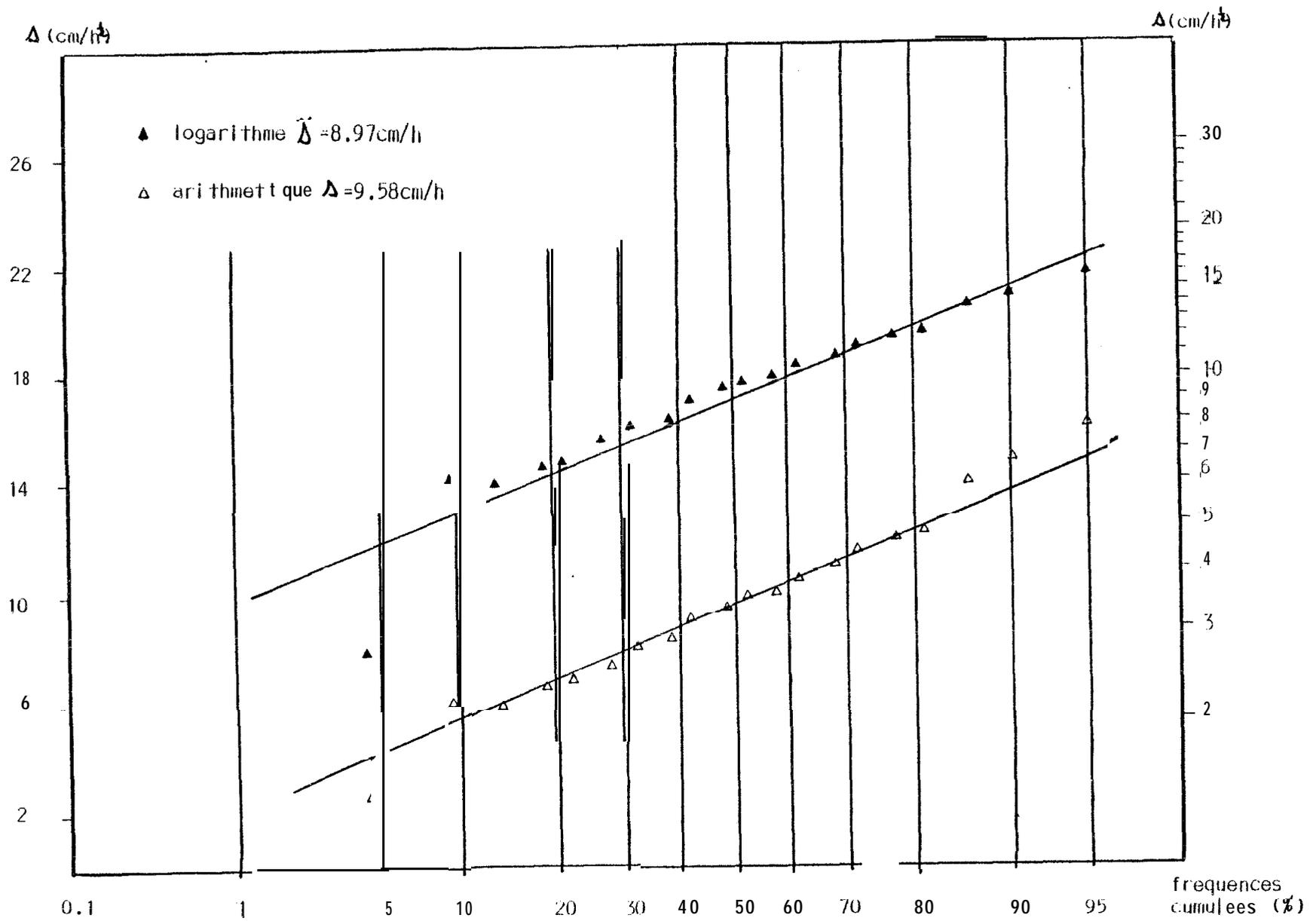


FIGURE 49 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES BE LA SORPTIVITE

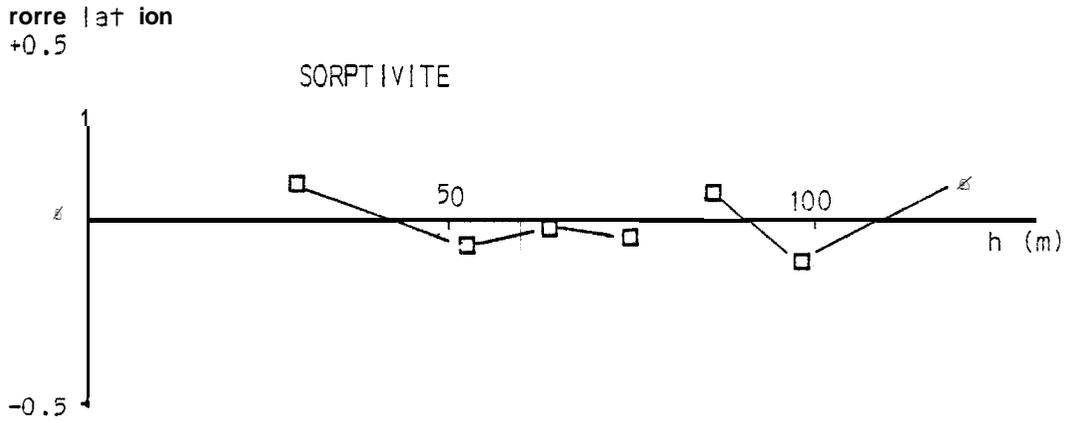


FIGURE 50a - CORRELOGRAMME SPATIAL DE LA SORPTIVITE

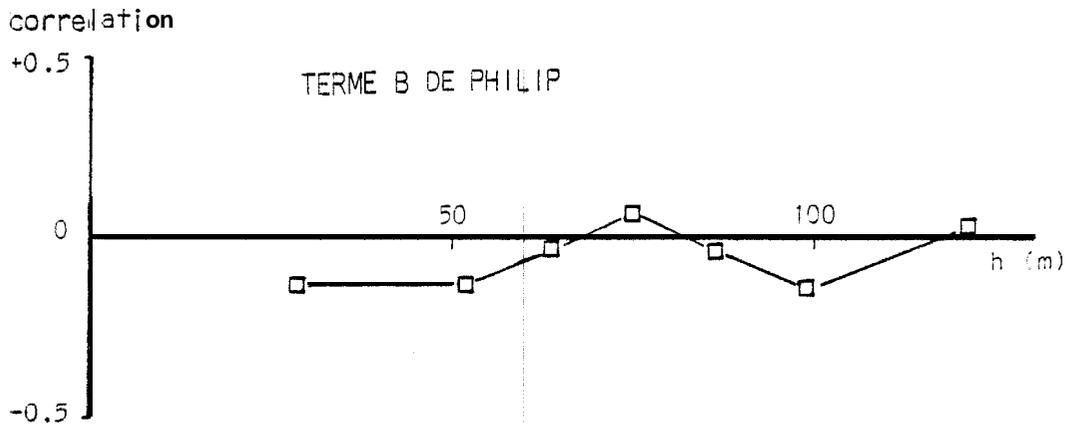


FIGURE 50b - CORRELOGRAMME SPATIAL DU TERME B DE L'EQUATION DE PHILIP

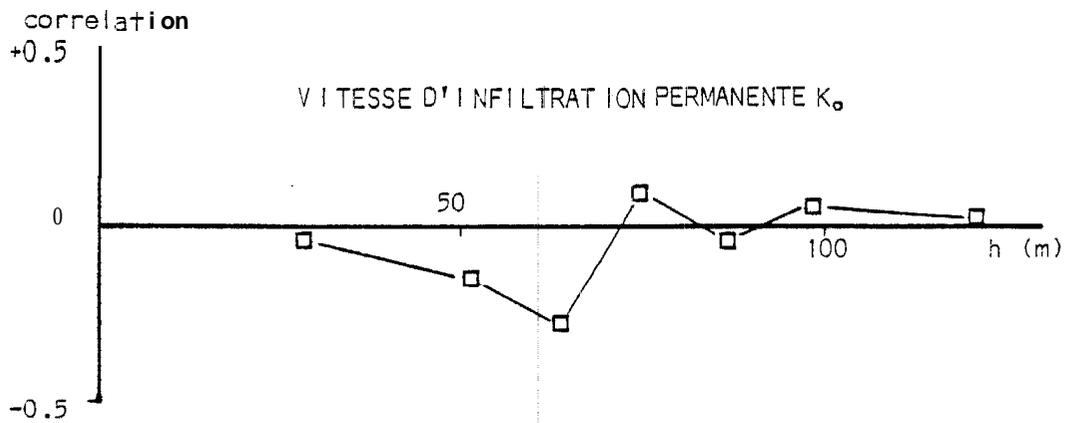


FIGURE 50c - CORRELOGRAMME SPATIAL DE LA VITESSE D'INFILTRATION PERMANENTE

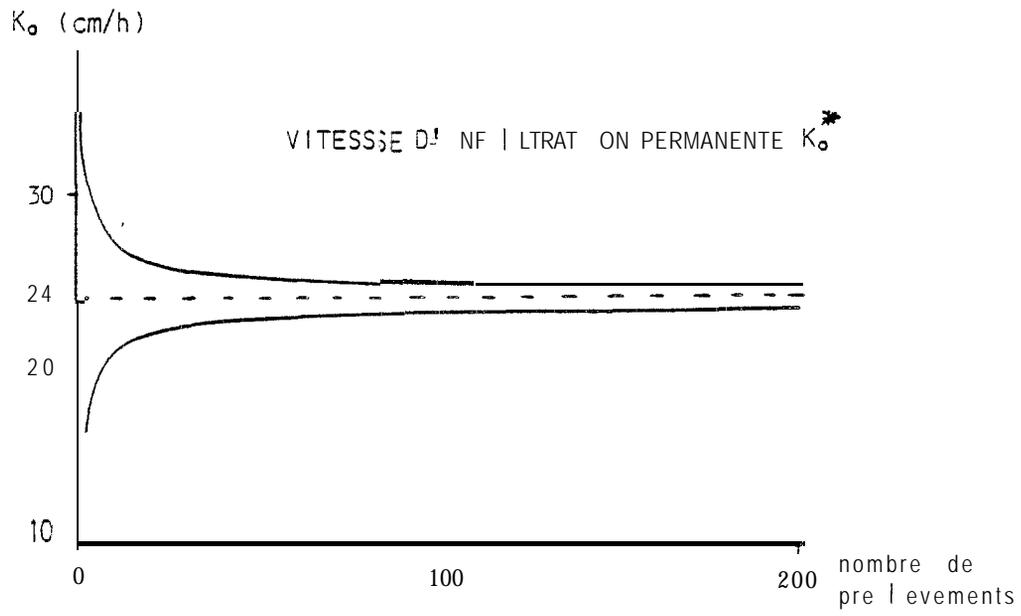
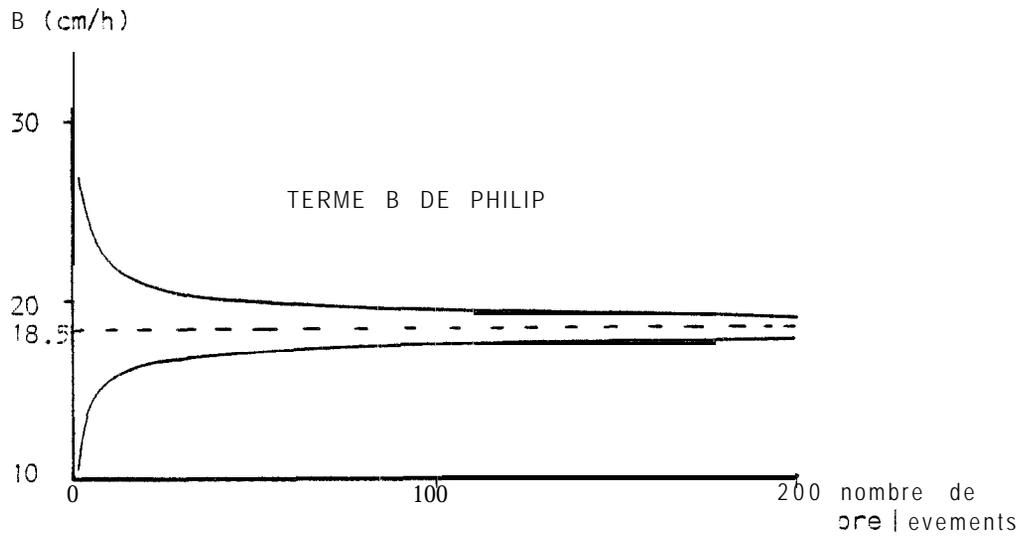
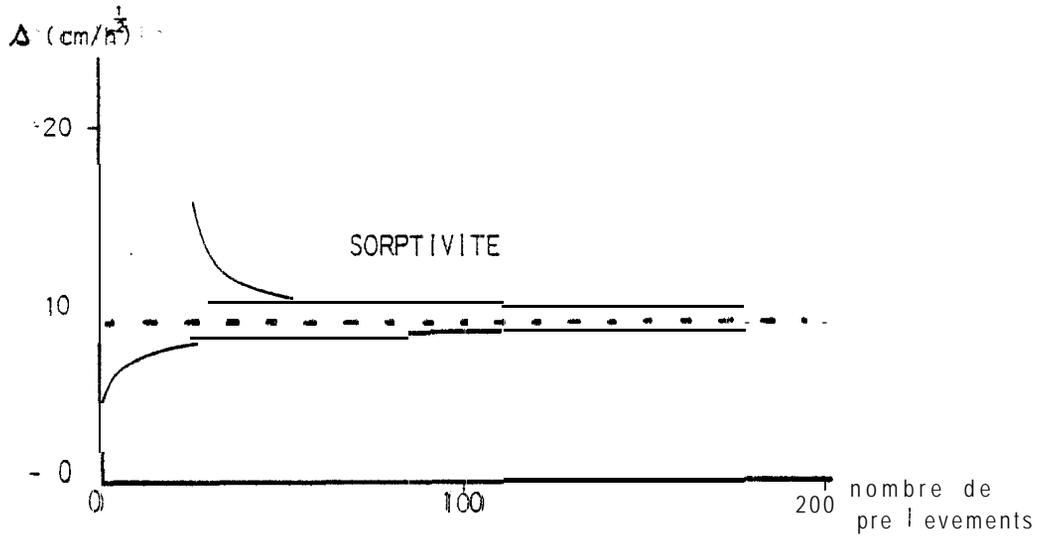


FIGURE 5.1 - LOIS D'ECHANTILLONNAGE DES COMPOSANTES DE L'INFILTRATION

fréquences
cumulées (%)

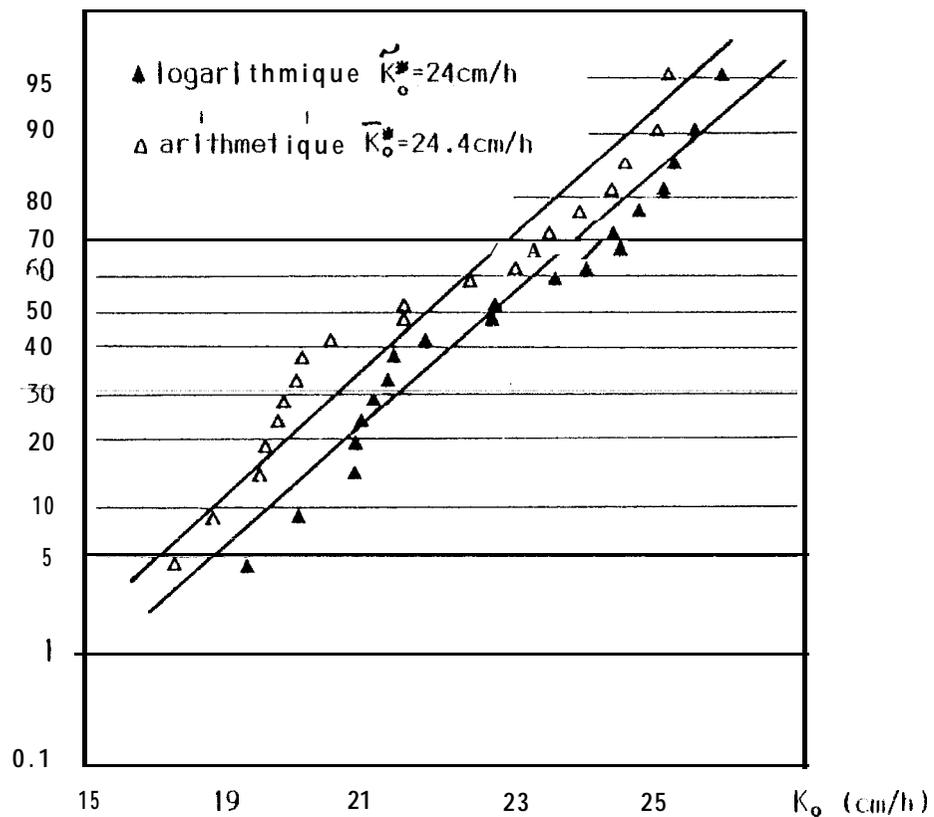


FIGURE 52 a - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DE LA VITESSE
 D'INFILTRATION PERMANENTE K_o^*

fréquences
cumulées (%)

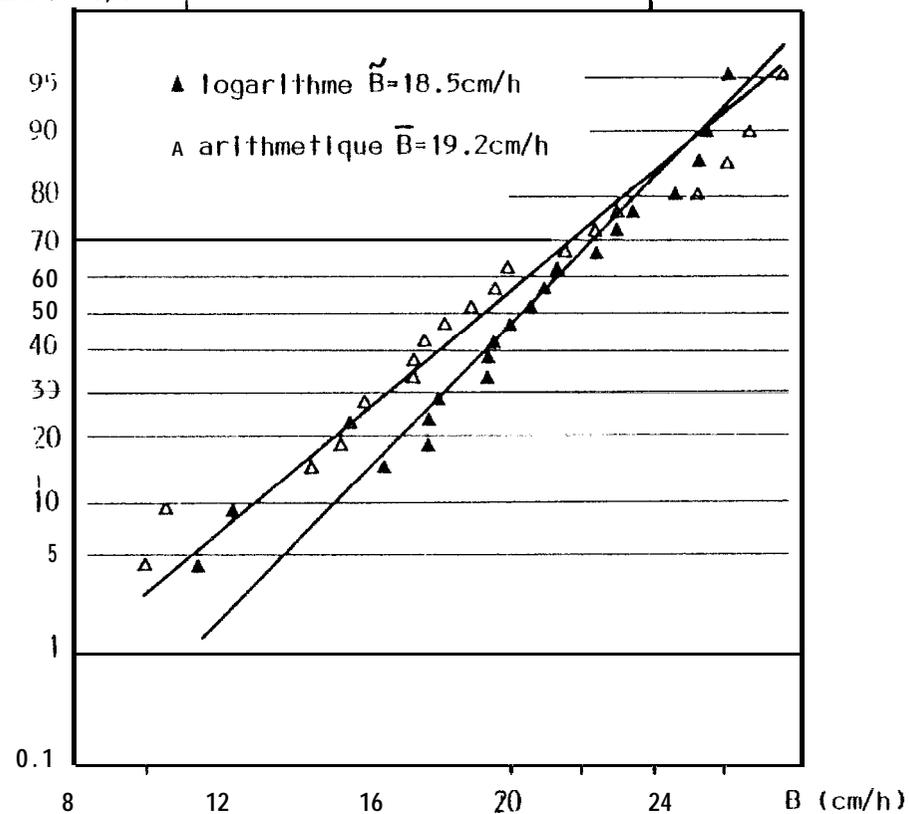


FIGURE 52 b - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DU TERME B
 DE L'EQUATION DE PHILIP

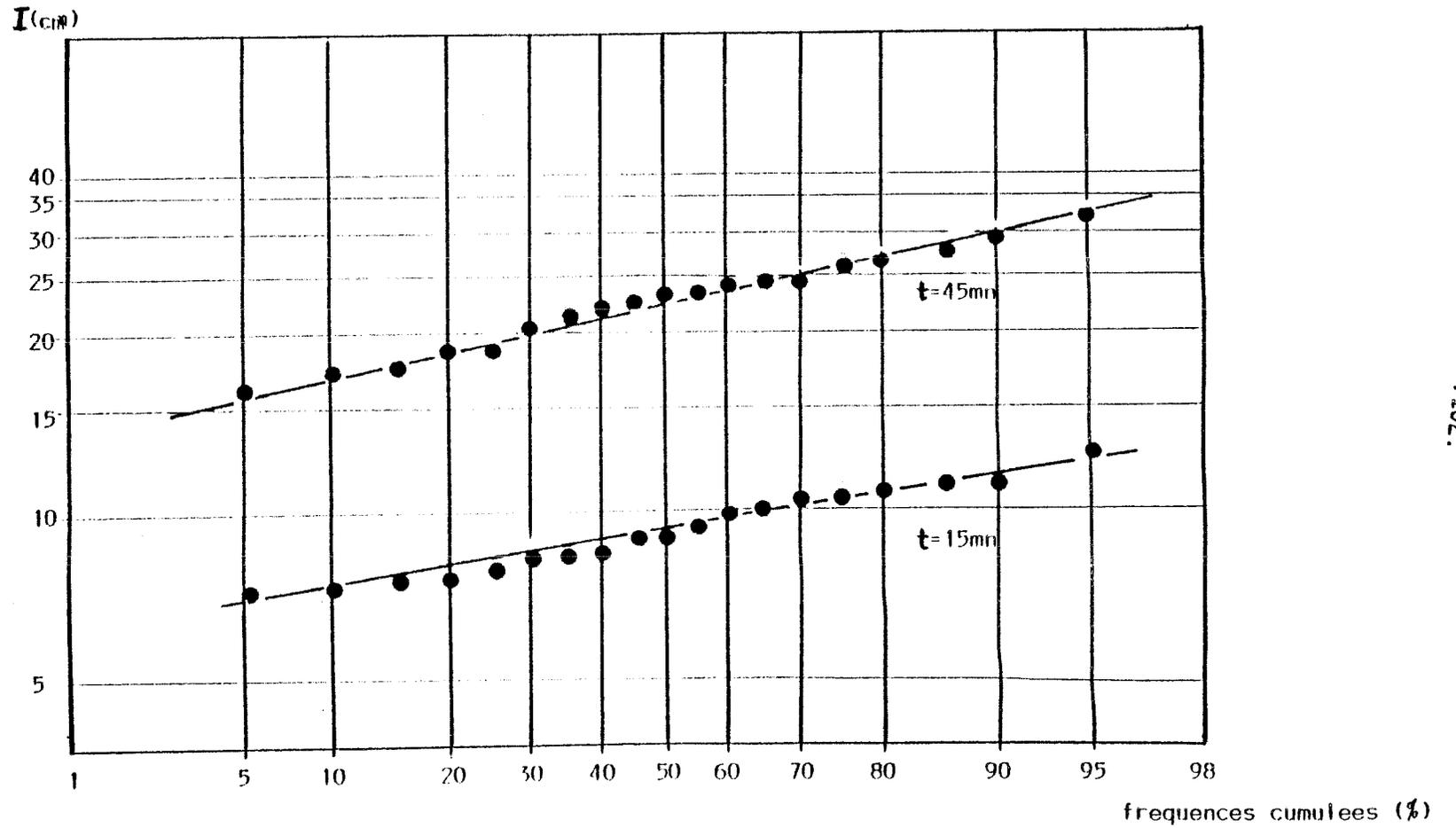


FIGURE 53 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES LAMES D'EAU INFILTREES

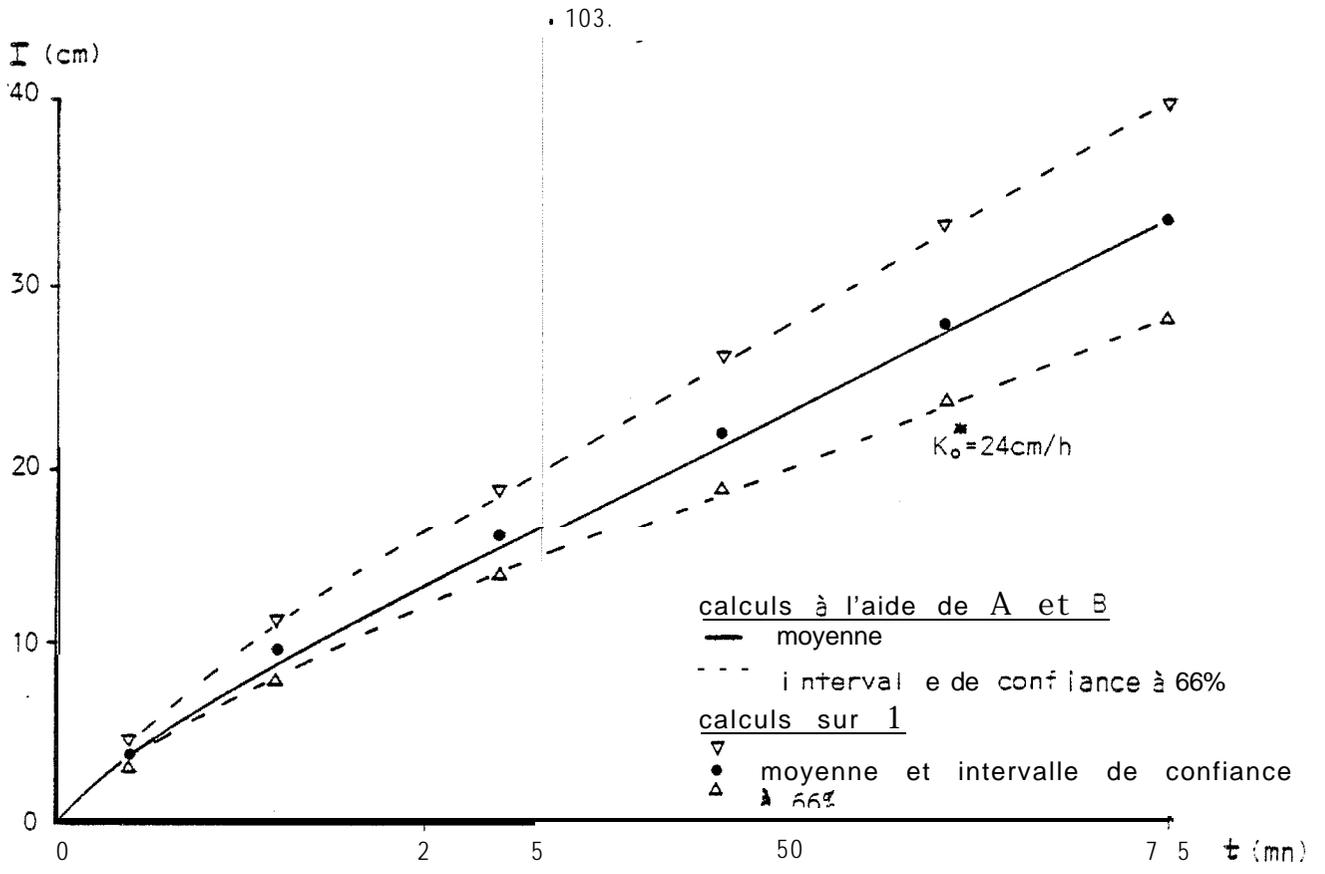


FIGURE 54a - LOI D'INFILTRATION BIDIMENSIONNELLE MOYENNE CALCULEE A PARTIR DES LAMES D'EAU INFILTREES ET DES PARAMETRES DE LA LOI DE PHILIP.

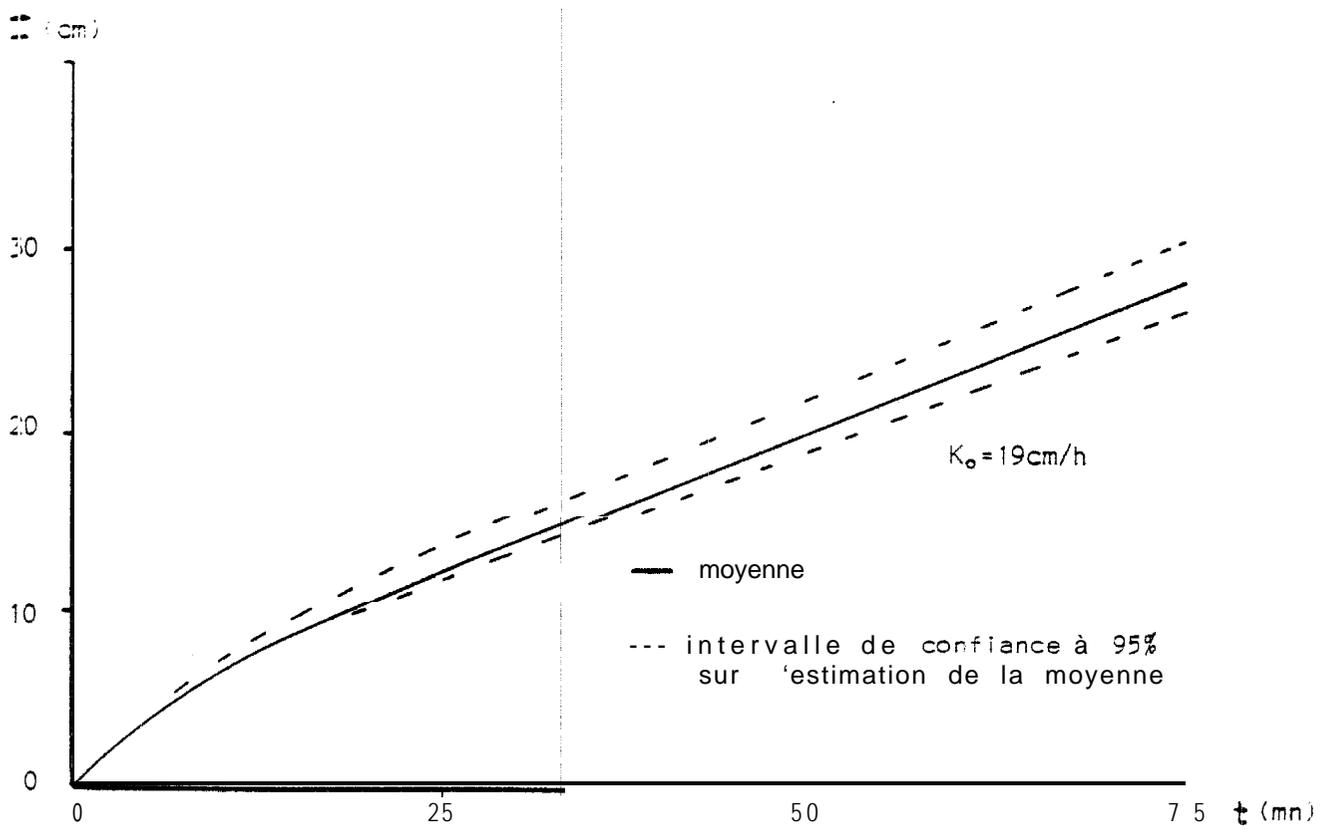


FIGURE 54 b - LOI D'INFILTRATION MONODIMENSIONNELLE MOYENNE EVALUEE PAR CORRECTION DE LA LOI BIDIMENSIONNELLE MOYENNE

Toutefois nos essais comportent une composante latérale et il conviendra de corriger cette loi d'infiltration moyenne à l'aide des résultats obtenus par la simulation.

La figure 54-a indique que les deux méthodes préconisées donnent des résultats comparables. La vitesse d'infiltration permanente K_o^* de la loi d'infiltration moyenne est voisine de la moyenne géométrique des vitesses d'infiltration permanentes calculées précédemment $\tilde{K}_o^* = 24.0 \text{ cm/h}$.

L'avantage de la première méthode est de pouvoir générer la courbe continue $I(t)$, et de pouvoir caractériser spatialement cette relation en faisant une étude spatiale sur les deux paramètres qui la caractérisent.

La correction de la loi d'infiltration bidimensionnelle à l'aide du facteur correctif ζ_i déterminée par la simulation (en supposant ζ_i constant sur le champ) a permis de déterminer la loi d'infiltration monodimensionnelle moyenne sur le champ et l'incertitude sur son estimation fig.54 b. L'infiltrabilité permanente de cette courbe moyenne correspond à 19 cm/h .

III - Les composantes du drainage

1. Teneur en eau

Ce paramètre a été mesuré régulièrement sur les 24 sites d'infiltration de notre parcelle. Nous disposons de mesures initiales et de mesures en redistribution. Les profils initiaux, c'est-à-dire avant tout essai d'infiltration, ont été déterminés après 4 mois de jachère, sans précipitation, et correspondent environ au "point de flétrissement" défini en agronomie.

Nous avons retenu pour l'étude statistique des humidités en régime permanent, la cote de mesure 40 cm, profondeur à laquelle l'influence de l'interface sol-atmosphère n'a plus d'effet sur la mesure neutronique mais à laquelle surtout les humidités en régime permanent d'infiltration sont maximum (voir fig.40-a). Les autres humidités étudiées ont été mesurées à 110 cm.

Les distributions de fréquence de l'humidité sont reportées figure 55. Les lois suivies semblent gaussiennes mais donnent lieu à un certain nombre de remarques :

- Les humidités initiales sont hétérogènes (coefficient de variation C.V. = 58.2 %) et font apparaître deux populations différentes. Au sein de chacune de ces populations, les lois de distribution semblent gaussiennes. Un examen détaillé point par point permet de constater que la population des fortes humidités correspond à la zone dépressionnaire argileuse.
- Les humidités en régime permanent de fin d'infiltration sont très homogènes (c.v. = 2.3 %) et ne font apparaître qu'une seule et même population.
- Les humidités au cours de la redistribution mettent en évidence la bimodalité de la population et son caractère hétérogène (c.v. croissant) au fur et à mesure du dessèchement.

De la même manière que pour les paramètres de l'infiltration, le corrélogramme des humidités (après 5 jours de ressuyage) met en évidence l'indépendance de nos mesures (fig.56-a). La précision sur l'estimation de la moyenne en fonction de la taille de l'échantillon a été reportée sur la figure 57-a.

2. Charge hydraulique et gradient de charge

Les figures 58 et 59 représentent l'ajustement graphique par une loi log-normale des distributions de fréquence de ces paramètres mesurés après 5 jours et 18 jours de redistribution. Si le test des moments ne permet pas de définir clairement le type de loi suivie (cf tableau 3), les coefficients de dissymétrie sont en général favorables à un ajustement log-normal. Il est intéressant de plus de noter que les fortes (ou les faibles) valeurs de charge à 5 jours correspondent aux fortes (ou faibles) valeurs de charge à 18 jours. Chaque valeur de charge semble donc être représentative d'un site à un instant donné.

Le corrélogramme et la précision sur la moyenne des gradients après 5 jours de redistribution sont tracés figures 56-b et 57-b.

3. Relation pression - teneur en eau

Dans le souci d'analyser spatialement cette relation, nous l'avons paramétrisée. Pour cela, la formulation de Van GENUCHTEN (1980) :

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_0 - \theta_r}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m}$$

freuences
cumulees (%)

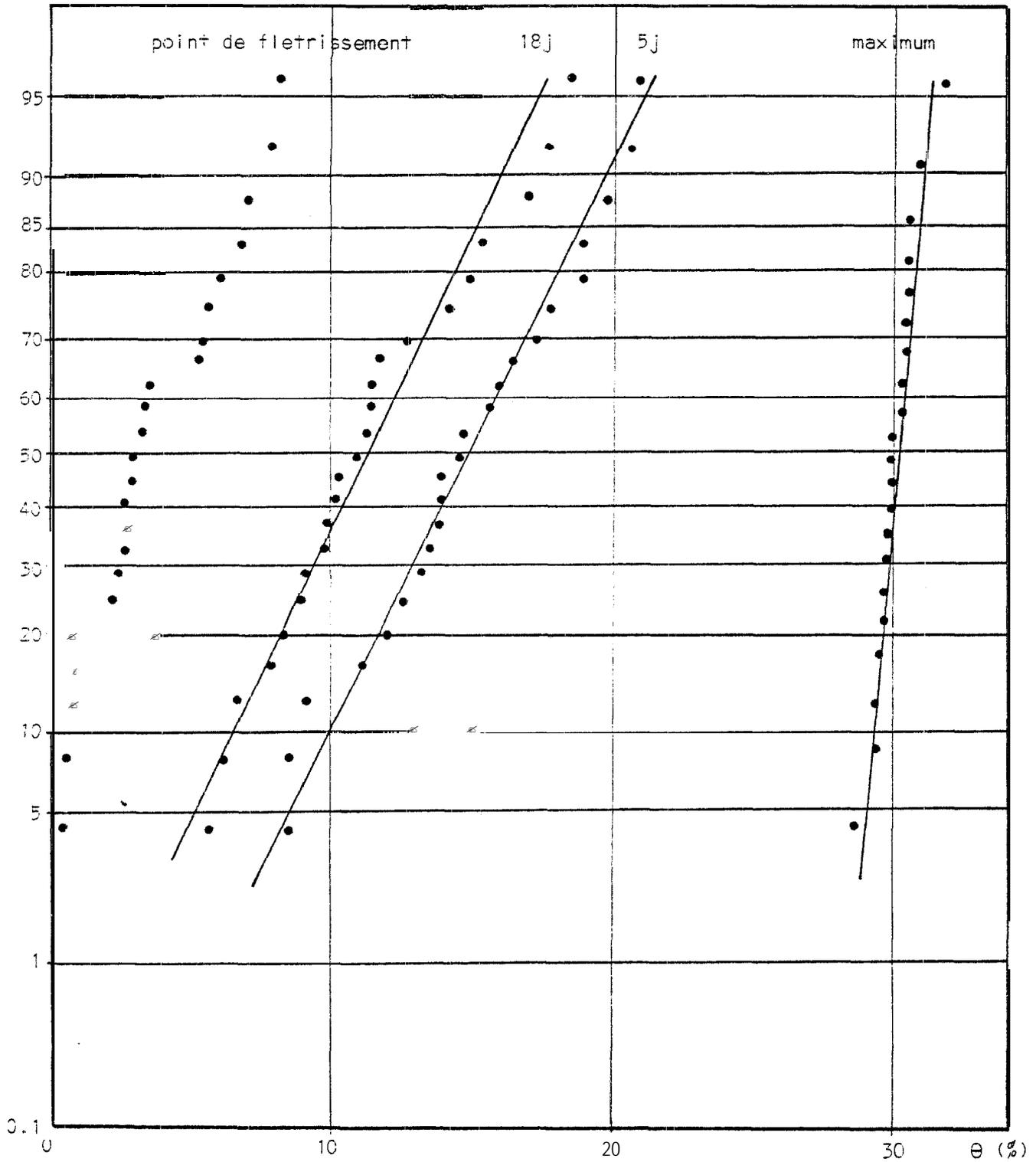


FIGURE 55 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES HUMIDITES EN REGIME PERMANENT D'INFILTRATION θ_0 , APRES 5 JOURS ET 18 JOURS DE RESSUYAGE ET AU POINT DE FLETRISSEMENT.

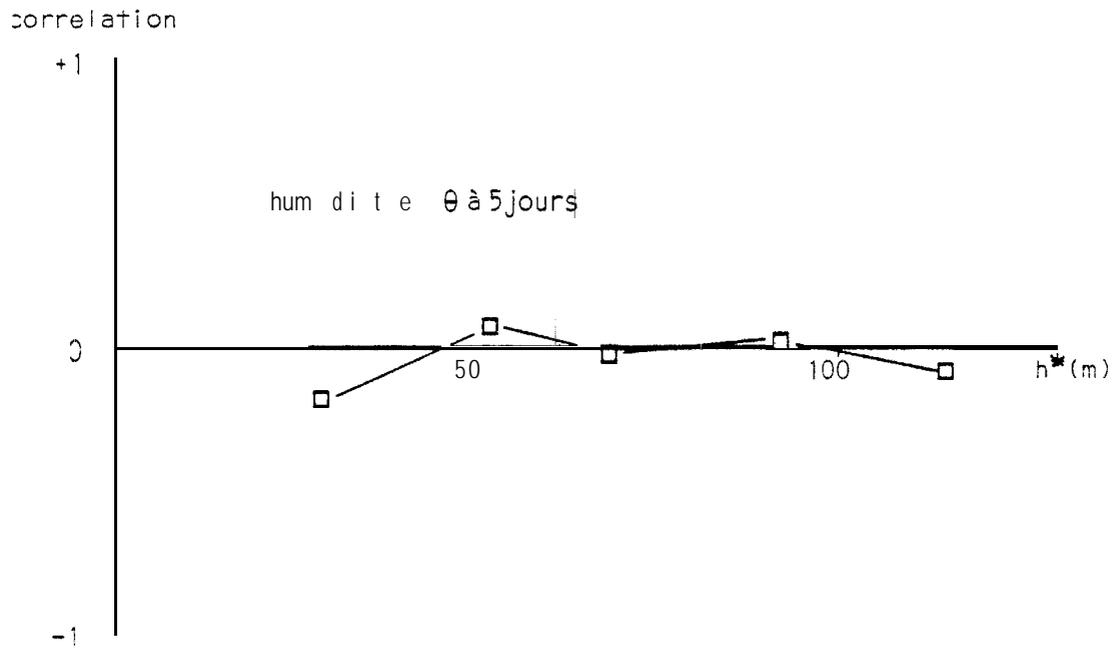


FIGURE 56a - CORRELOGRAMME DES HUMIDITES (APRES 5 JOURS DE RESSUYAGE).

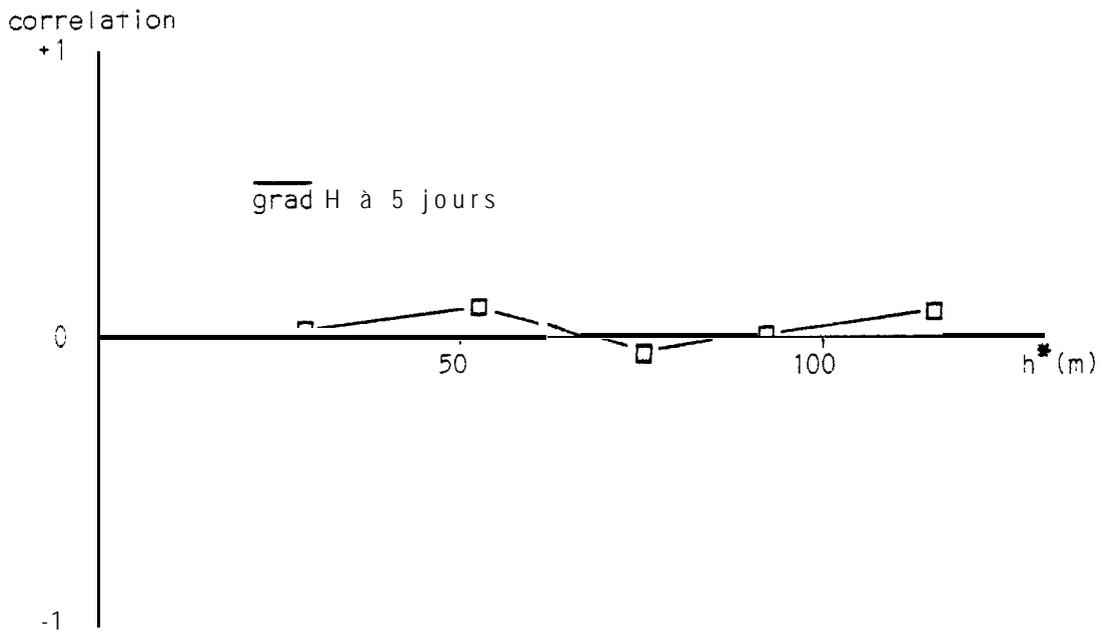


FIGURE 56b - CORRELOGRAMME DES GRADIENTS HYDRAULIQUES (APRES 5 JOURS DE RESSUYAGE).

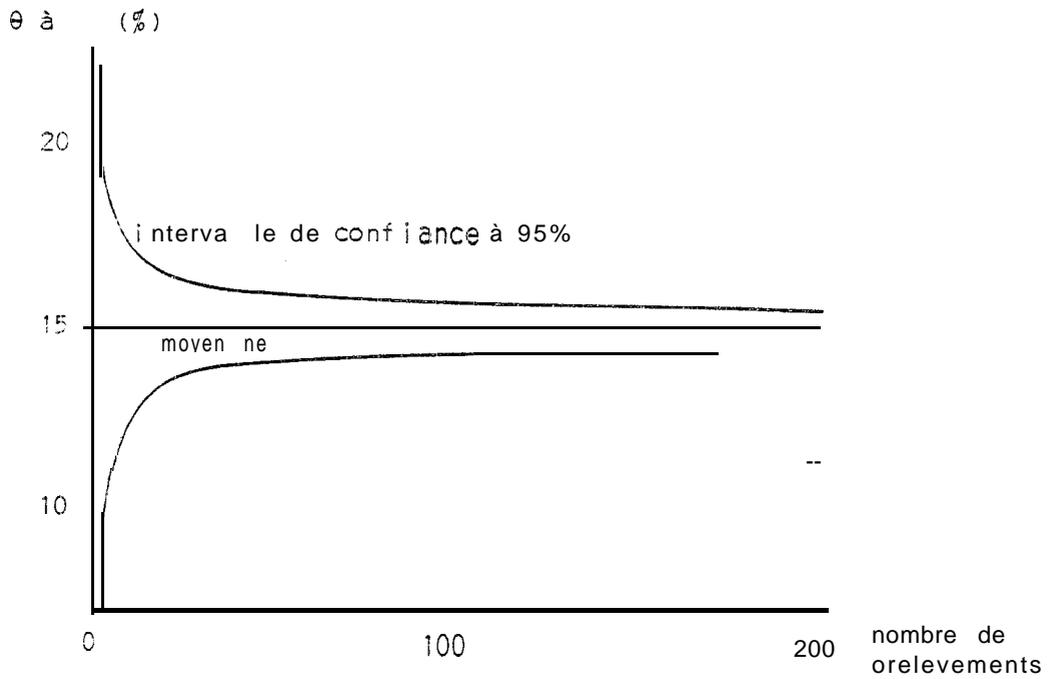


FIGURE 57 a - LOI D'ECHANTILLONNAGE DES HUMIDITES APRES 5 JOURS DE RESSUYAGE

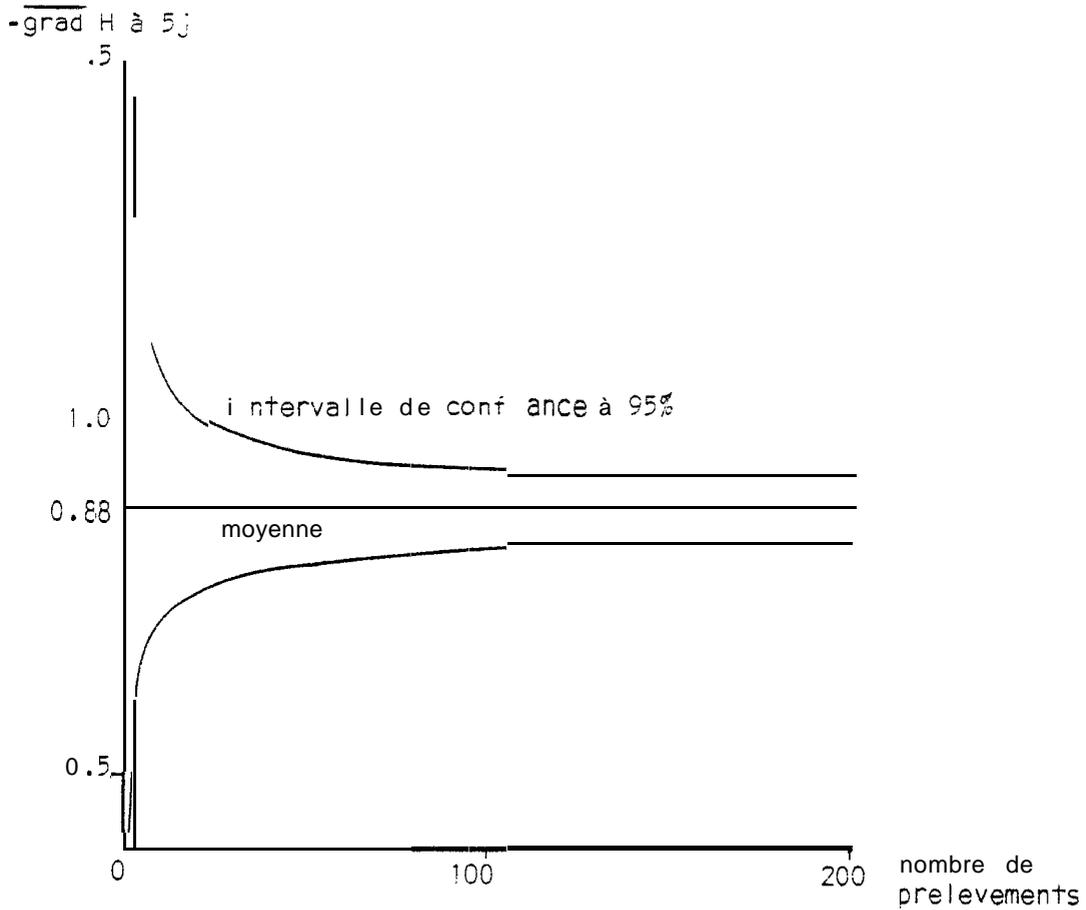


FIGURE 57 b - LOI D'ECHANTILLONNAGE DES GRADIENTS DE CHARGES HYDRAULIQUES APRES 5 JOURS DE REDISTRIBUTION

fréquences
cumulées (%)

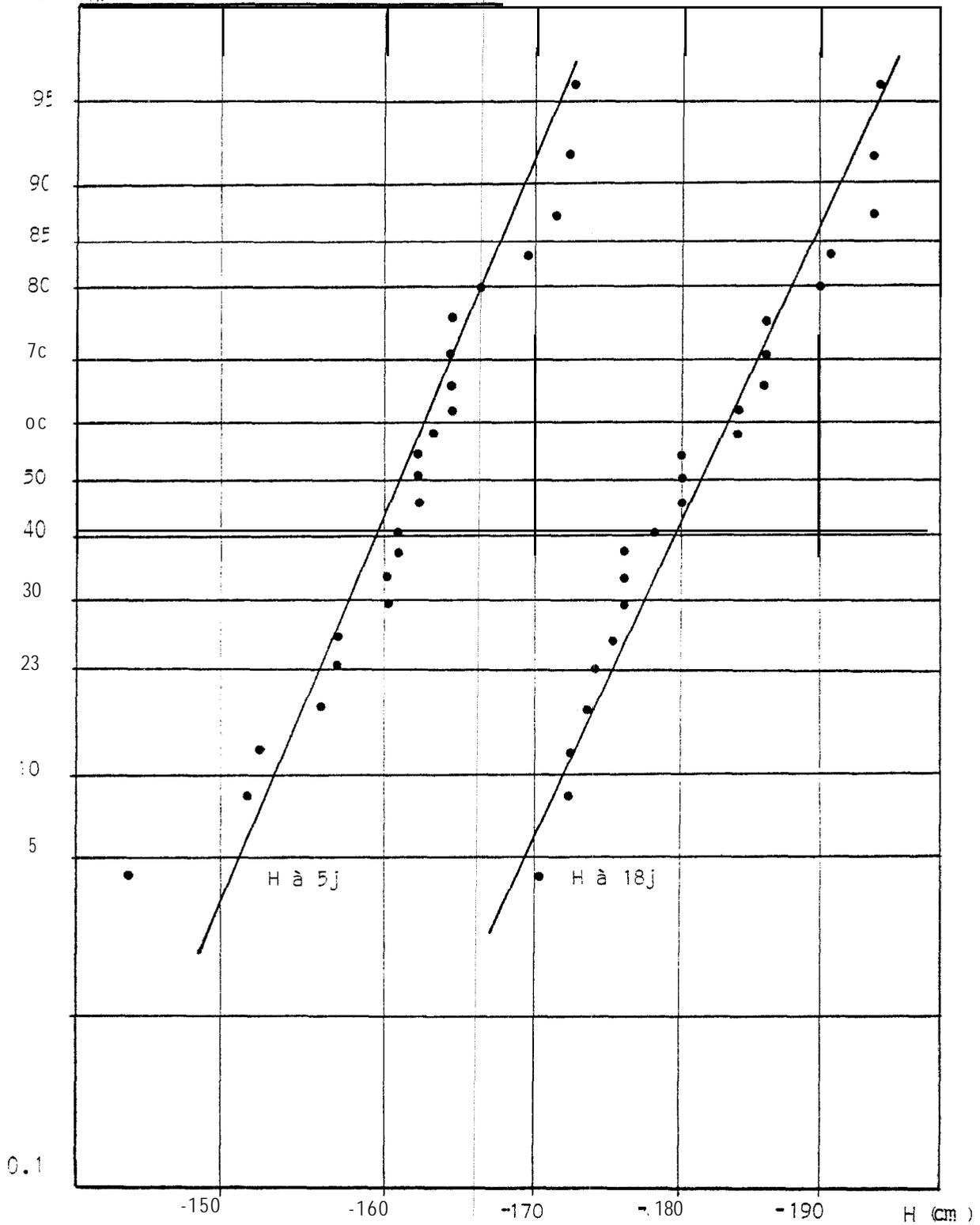


FIGURE 58 - - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES CHARGES HYDRAULIQUES APRES 5 JOURS ET 18 JOURS DE REDISTRIBUTION (ECHELLE GAUSSO-LOGARITHMIQUE)

frequencies
Cumulées (%)

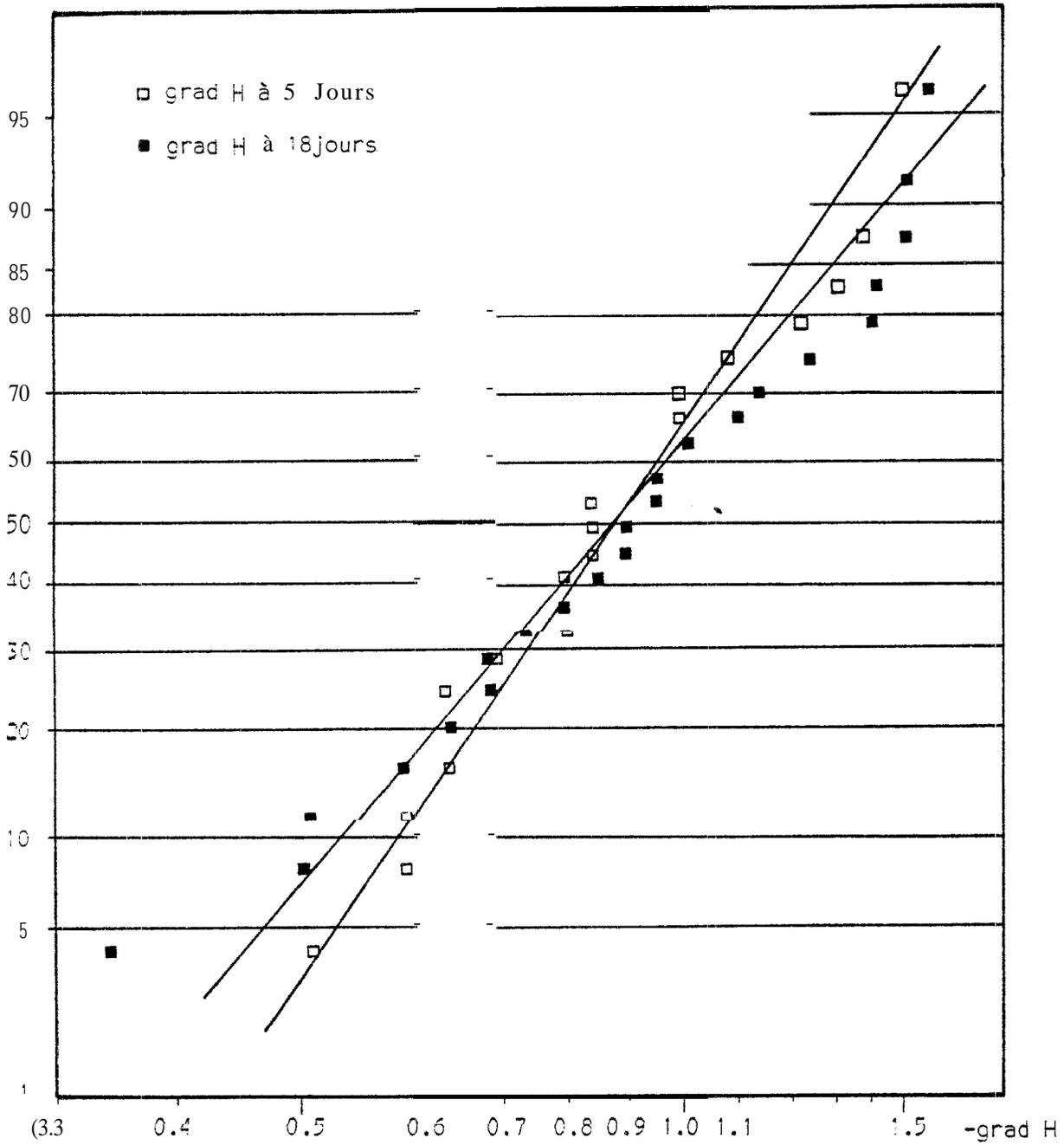


FIGURE 59 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES GRADIENTS DE CHARGES HYDRAULIQUES APRES 5 JOURS ET 18 JOURS DE REDISTRIBUTION.

et

$$h = \frac{1}{\alpha} (\Theta^{-\frac{1}{m}} - 1)^{\frac{1}{n}} \quad \text{avec} \quad \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_0 - \theta_r}$$

cù α , n , m et θ_r sont des paramètres d'ajustement, est intéressante car elle traduit la forme en "S" de la courbe $h(\theta)$. Pour la valeur $m = 1$, on retrouve ces expressions déjà utilisées (ENDELMAN et al, 1974 ; HAVERKAMP et al, 1977). Afin de simplifier un modèle de conductivité hydraulique, Van GENUCHTEN propose de considérer le cas particulier $m = 1 - \frac{1}{n}$.

Cette formulation donne une bonne représentation de la courbe $h(\theta)$ dans tout son domaine, de la teneur en eau maximum θ_0 à la teneur en eau résiduelle θ_r (branche asymptotique). Elle permet d'avoir les expressions :

- de la capacité capillaire du sol

$$\frac{d\theta}{dh} = - \frac{\alpha m (\theta_0 - \theta_r)}{1 - m} \Theta^{\frac{1}{m}} (1 - \Theta^{\frac{1}{m}})^m$$

- du point d'inflexion de la courbe $h(\theta)$

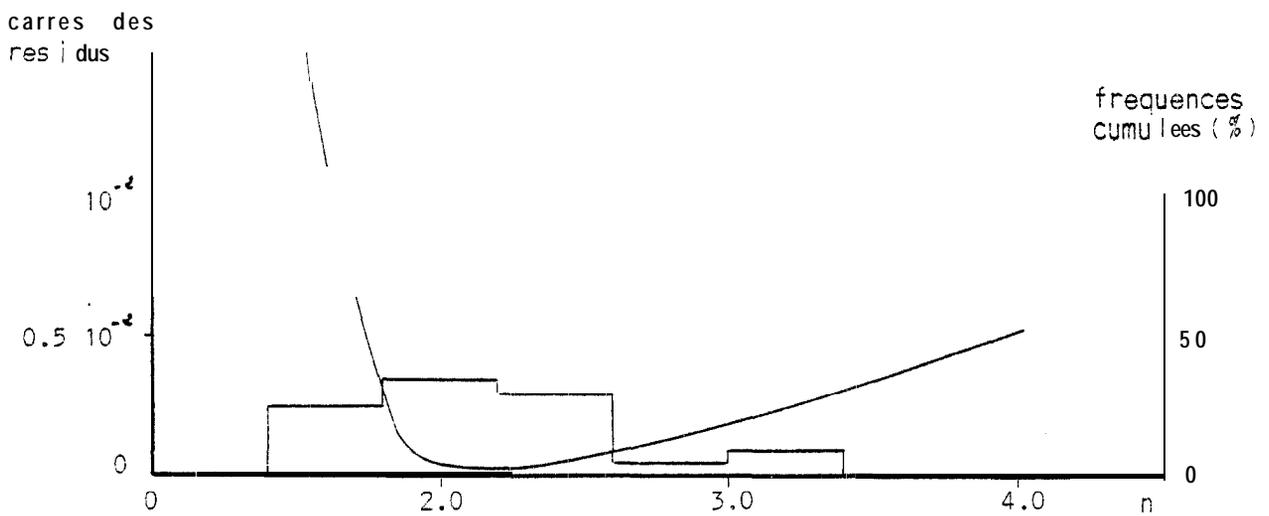
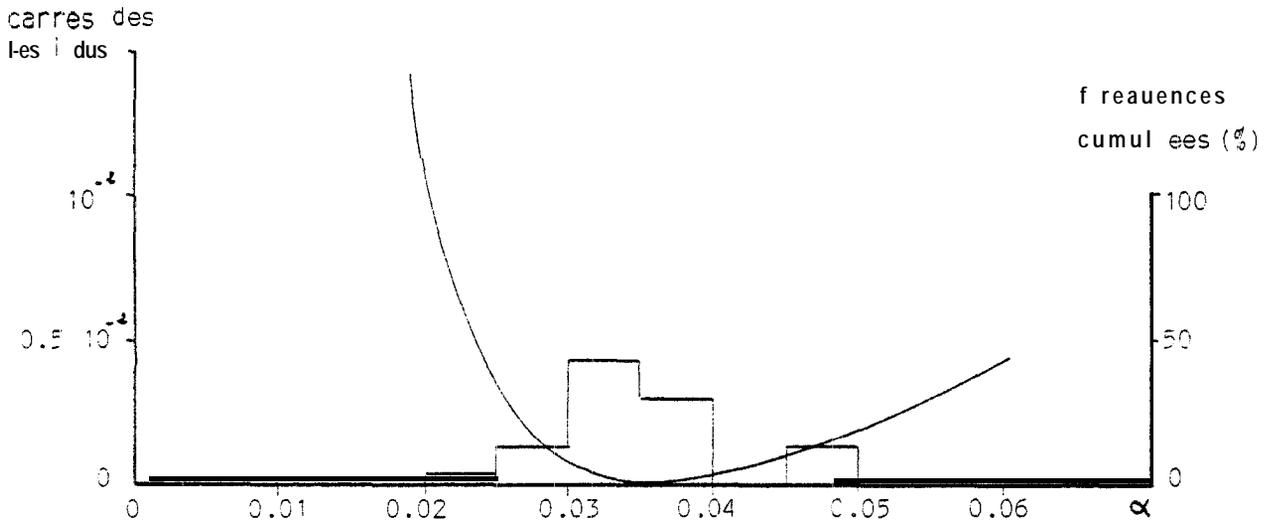
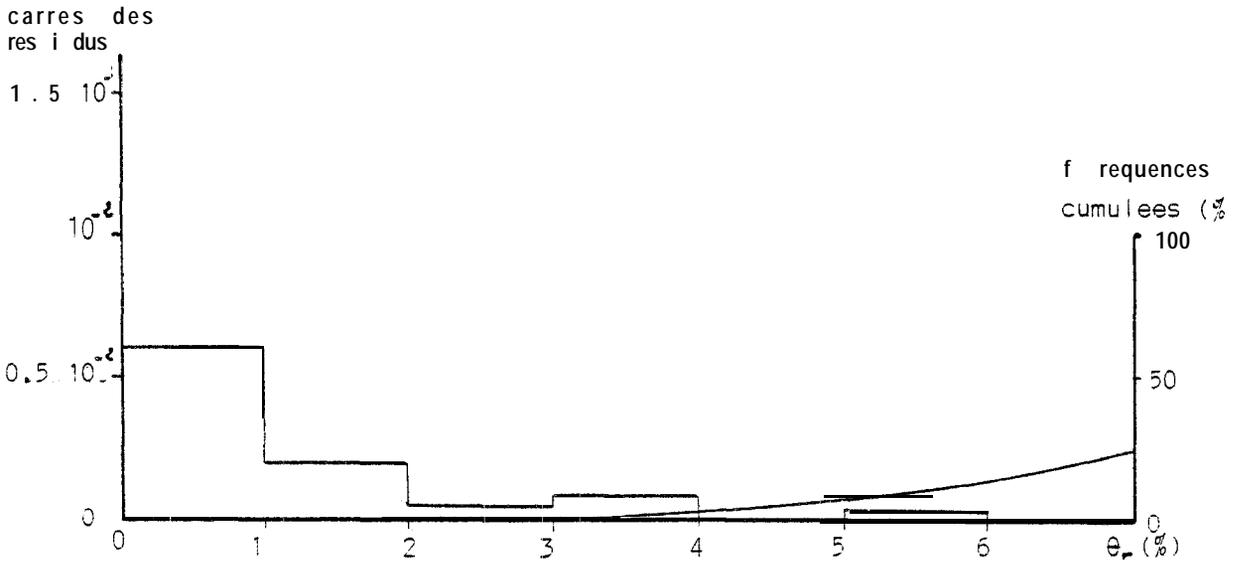
$$\theta = \theta_r + (\theta_0 - \theta_r) (1 + m)^{-m}$$

$$h = \frac{1}{\alpha} m^{1-m}$$

L'ajustement de $Q(h)$ sur les valeurs expérimentales de nos sites a été obtenu en minimisant les résidus sur les humidités. La sensibilité des paramètres θ_r , α et n , testée sur le site S3 (choisi pour sa représentativité), est reportée sur les figures 60 a, b et c. Le modèle apparaît peu sensible à la teneur en eau résiduelle θ_r mais les paramètres α et n ont une grande influence sur la validité de l'ajustement. Si nous regardons les histogrammes des paramètres θ_r , α et n qui optimisent l'ajustement sur chacun des sites, nous pouvons constater que le choix d'une valeur constante de θ_r , est possible mais qu'il n'en est pas question pour les paramètres α et n .

Tous les couples expérimentaux de valeurs pression-humidité reportés sur la figure 61 mettent en évidence la variabilité spatiale de cette relation. Pour analyser statistiquement ces données, nous avons utilisé les lois ajustées par le modèle, et nous avons déterminé :

- la distribution de fréquence de la teneur en eau pour différentes valeurs de pression : -20, -50, -100, -200 et -500 cm, et pour le point d'inflexion de la courbe $h(\theta)$. Il semble (fig. 63) que les humidités soient distribuées normalement autour des pressions -20



FIGURES 60a, b et c = SENSIBILITE AUX PARAMETRES θ et n DE L'AJUSTEMENT $h(\theta)$ DE VAN GENUCHTEN ET HISTOGRAMME DE FREQUENCES DE CES PARAMETRES.

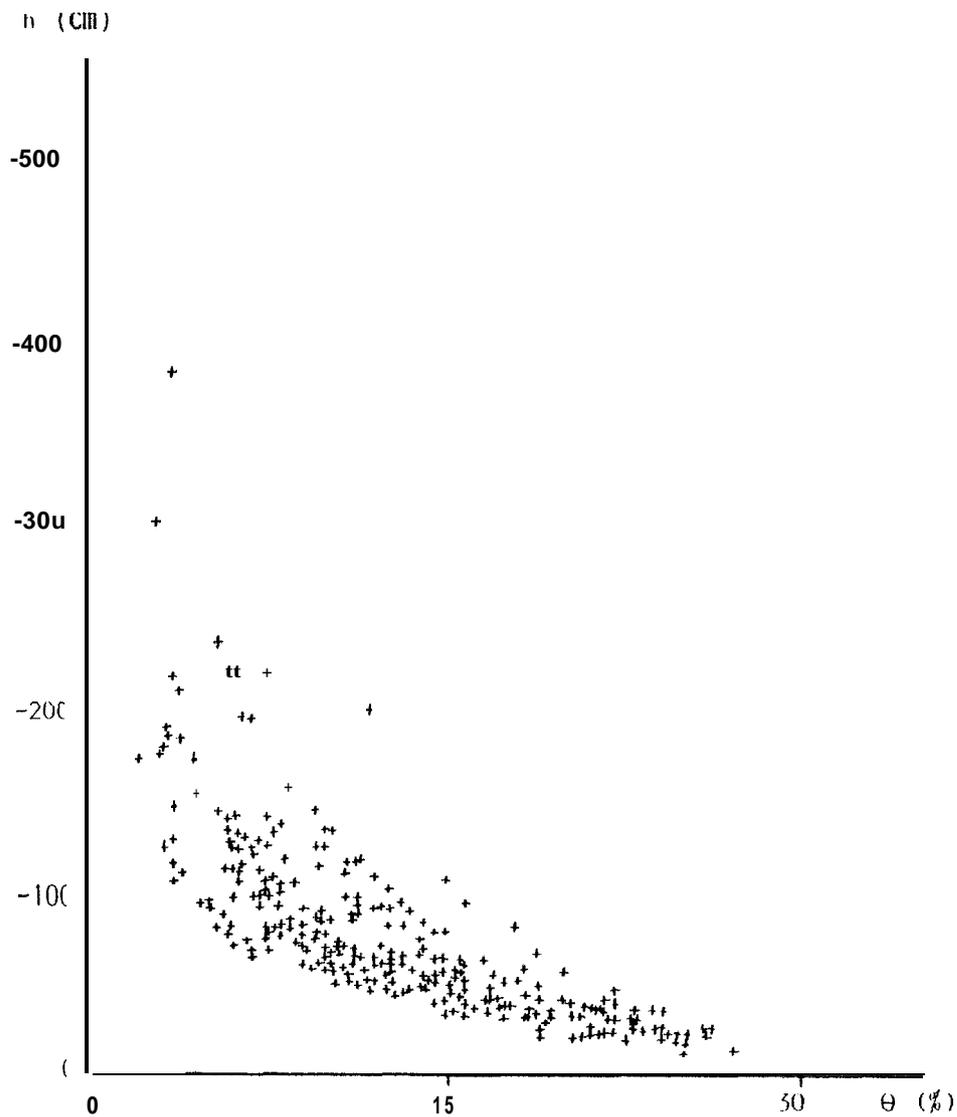


FIGURE 61 - RELATION $h(\theta)$ EXPERIMENTALE TOUS SITES CONFONDUS.

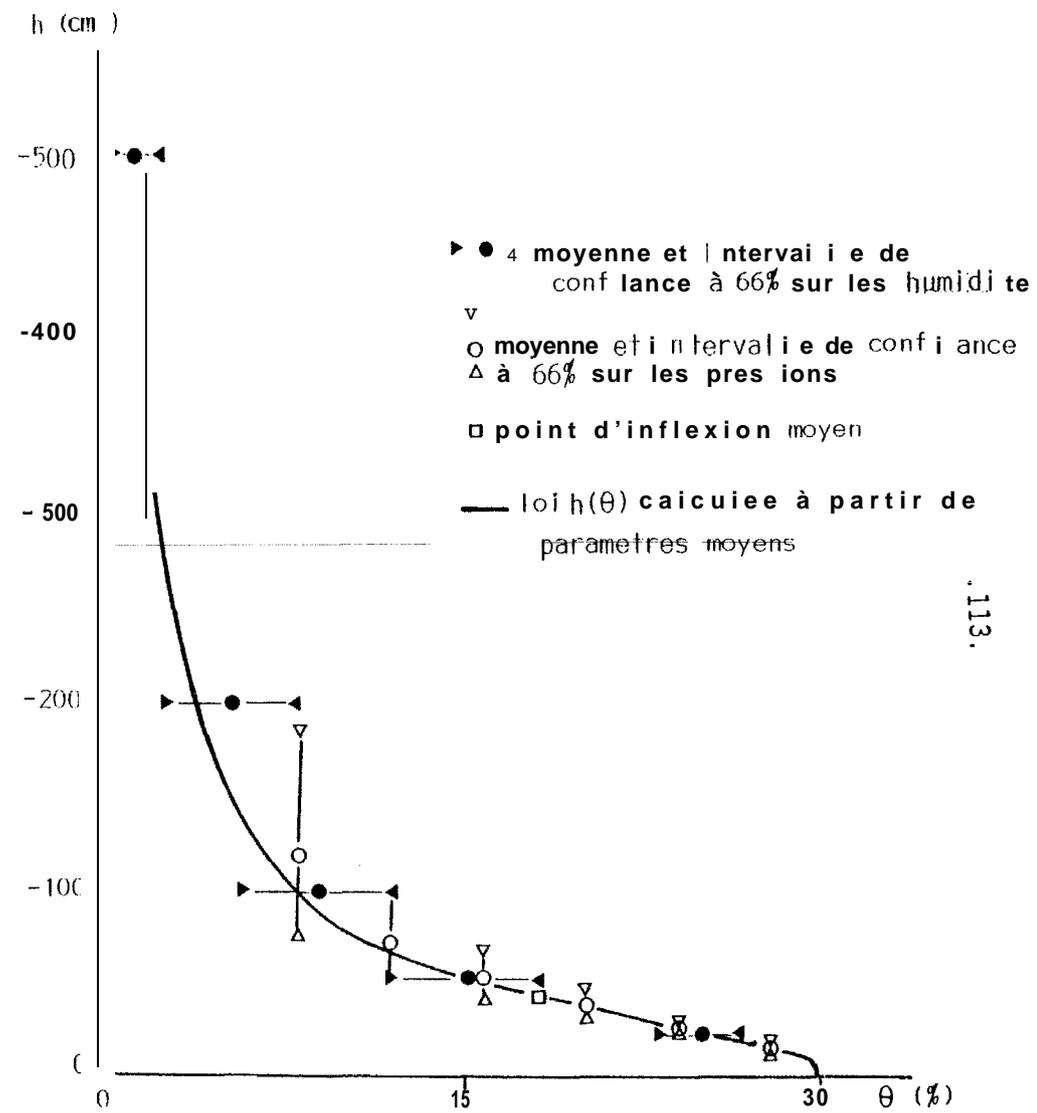


FIGURE 62 - RELATION $h(\theta)$ MOYENNE SUR LE CHAMP

fréquences cumuées

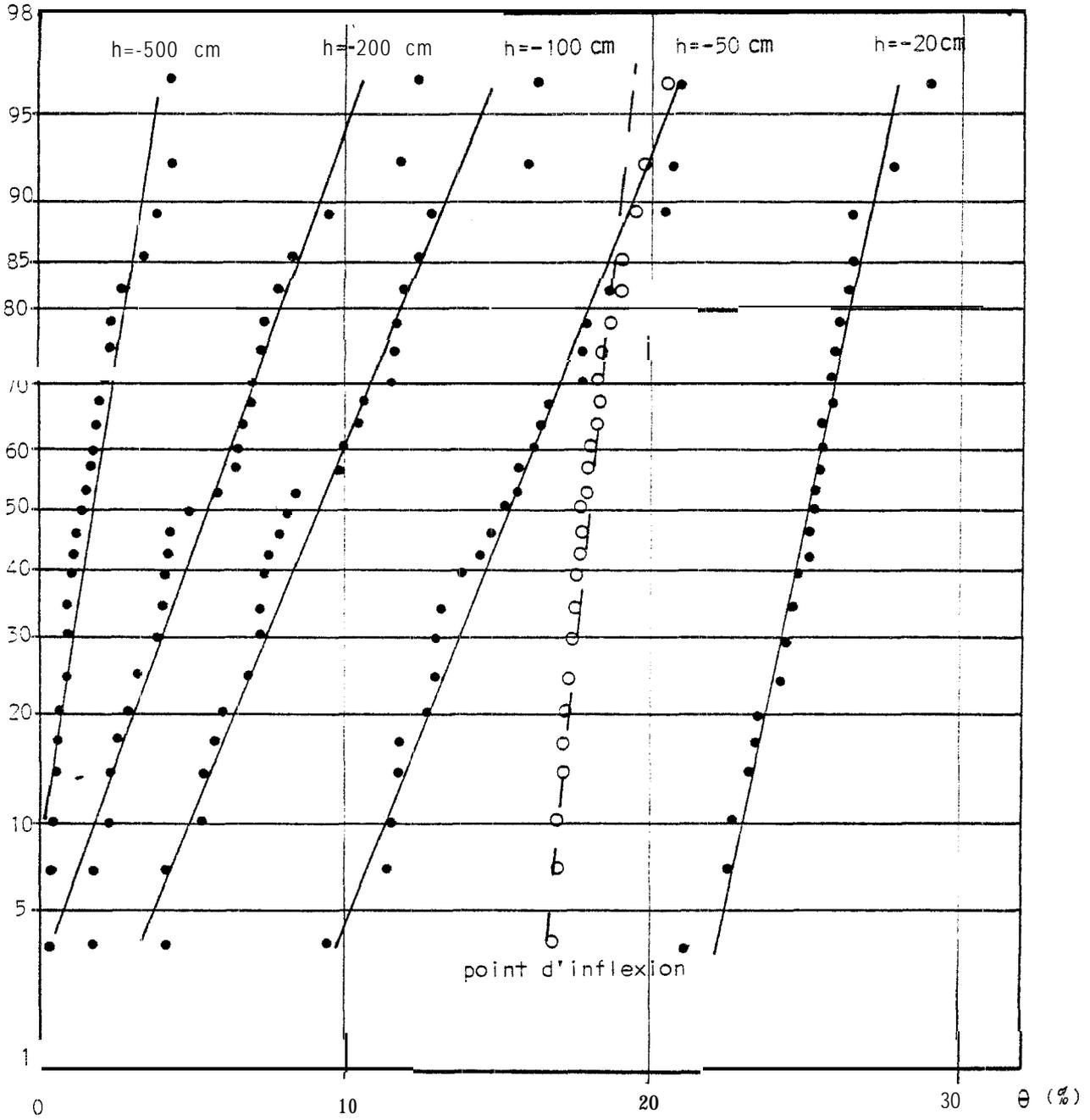


FIGURE 63 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES HUMIDITES AUTOUR DES PRESSIONS -500 cm , -200 cm , -100cm , -50cm , -20cm ET AUTOUR DU POINT D' INFLEXION

fréquences cumulees

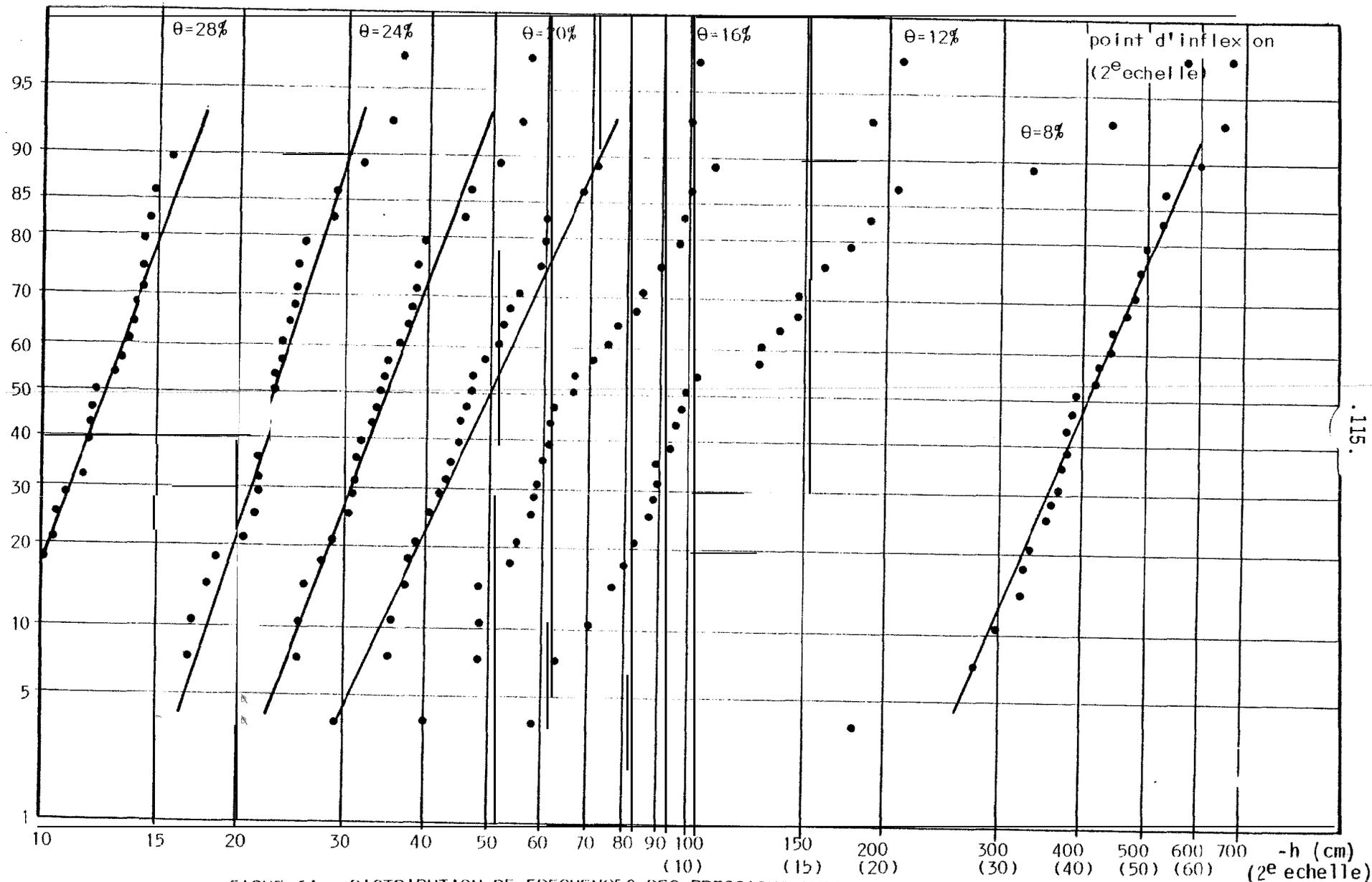


FIGURE 64 - DISTRIBUTION DE FREQUENCES DES PRESSIONS AUTOUR DES HUMIDITES

28%, 24%, 20%, 16%, 12%, 8% ET AUTOUR DU POINT D'INFLEXION.

et \approx 50 cm et soient bimodales (2 populations) pour des succions plus importantes.

- la distribution de **fréquence** de la pression pour différentes humidités : 28, 24, 20, 16, 12 et 8 % et pour le point d'inflexion de la courbe $h(B)$. Les pressions sont apparemment distribuées log-normalement (fig. 64) lorsque l'humidité est supérieure à 12 % et sont bimodales lorsque le sol devient plus sec.

Il sera possible de fait d'estimer une relation moyenne $h(8)$ dans la gamme des moyennes et fortes humidités, mais il faudrait différencier la zone argileuse de la zone sableuse dans les faibles humidités ; ceci est en accord avec les remarques faites sur les humidités et les charges hydrauliques en redistribution.

La relation pression • teneur en eau calculée à partir de paramètres moyens $\tilde{\alpha}$, \tilde{n} et $\tilde{\theta}$, (moyennes géométriques) ainsi que les valeurs moyennes de θ et h , et leur intervalle de confiance à 66 % sont reportés figure 62. Il apparaît que l'estimation d'une relation moyenne à partir de valeurs moyennes d'humidité ou de pression donne des résultats semblables mais sensiblement différents de la relation déterminée par les paramètres moyens.

4. Liaison entre les composantes du drainage et la texture du sol

Nous avons voulu **corrél**er l'humidité, le gradient de charge, la relation $h(8)$ et la relation $k(5)$.

i) La teneur en eau

Un ajustement **linéaire** sur les humidités initiales, en régime permanent d'infiltration et après 5, 18, 31 et 45 jours de ressuyage avec le taux d'éléments fins du sol correspondant à la cote de mesure (110 cm) a donné les résultats **sui-**
vants :

Humidité	Ordonnée à l'origine	Pente	Coefficient de corrélation
Maximum	3.14	- 0.16	- 0.520
Après 5j de ressuyage	5.84	1.08	0.793
Après 18 j "	2.18	1.14	0.805
Après 31. j "	0.63	1.18	0.840
Après 45 j "	- 0.57	1.21	0.861
Au point de flétrissement	- 3.89	0.98	0.864

Notons qu'un ajustement **semi-logarithmique**, qui aurait tenu compte de la distribution de chacune des variables, a donné des corrélations semblables.

Les humidités en régime permanent d'infiltration sont indépendantes du paramètre textural, mais une liaison apparaît dès le r-essuyage et la corrélation augmente au cours du dessèchement. Le paramètre textural [A+L] explique donc en partie la variable teneur en eau dans la **gamme** des moyennes et faibles humidités. A titre d'exemple, nous avons reporté figure 65 les humidités maximum, après 5 jours de ressuyage et au point de fletrissement.

ii) Le gradient de charge hydraulique

Nous avons représenté sur la figure 66 les gradients de charge hydraulique après 5 jours et 18 jours de ressuyage. Les coefficients de corrélation sont faibles (-0.570 et -0.427) et semblent diminuer au cours du dessèchement. Le paramètre textural [A+L] n'explique donc pas cette variable, qui est probablement très **sensible** à la structure du réseau capillaire.

iii) Relation pression-teneur en eau

La corrélation des paramètres d'ajustement de Van GENUCHTEN avec la texture est **très** faible. Le paramètre α est indépendant du taux d'éléments fins (fig.67-a); de même la teneur en eau résiduelle θ_r (fig.67-b) dont on aurait pu penser qu'elle augmentait avec le taux d'argile (notre gamme de textures est certainement trop étroite pour observer ce **phénomène**). Le paramètre n, pour sa part, semble faire apparaître une relation de type **exponentiel** (fig.67-c). Deux sols différents (Avignon et Grenoble) ont été ajoutés sur la figure et appuient cette **hypothèse**. Toutefois, une corrélation de ce **type** reste à confirmer à l'aide d'autres sols.

iv) Relation conductivité - teneur en eau

Pour analyser spatialement cette relation, nous avons ajusté sur les **valeurs** expérimentales des monolithes M1, M2, M3 et M4, une loi empirique du type :

$$K(\theta) = K_0 \left[\frac{\theta}{\theta_0} \right]^\beta$$

où K_0 est la conductivité correspondant à l'humidité θ_0 en régime permanent d'infiltration, et β est le paramètre de forme de la courbe $K(e)$ (voir fig. 63 a, b, c et d).

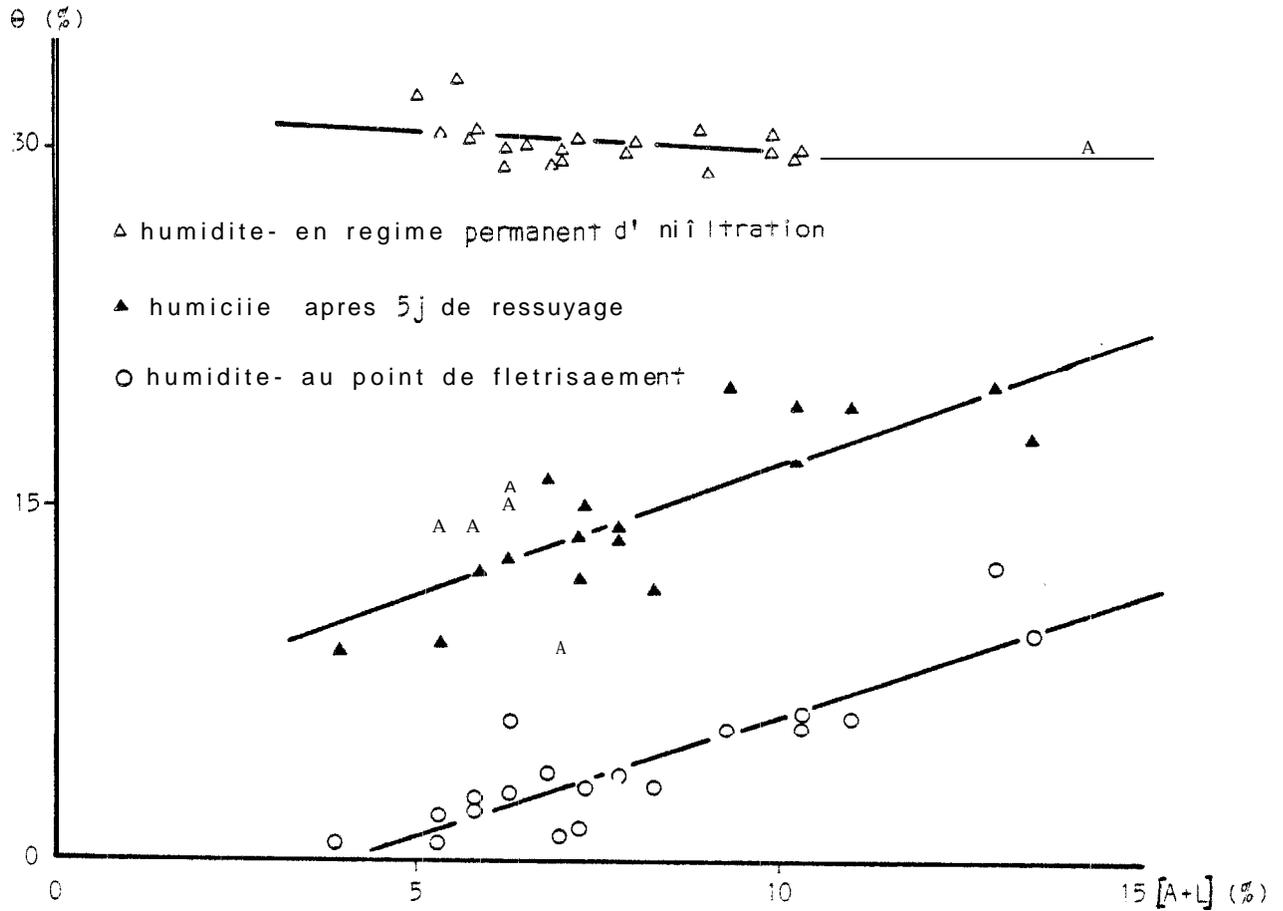


FIGURE 65 - RELATION ENTRE: L'HUMIDITE DU SOL ET LE PARAMETRE TEXTURAL

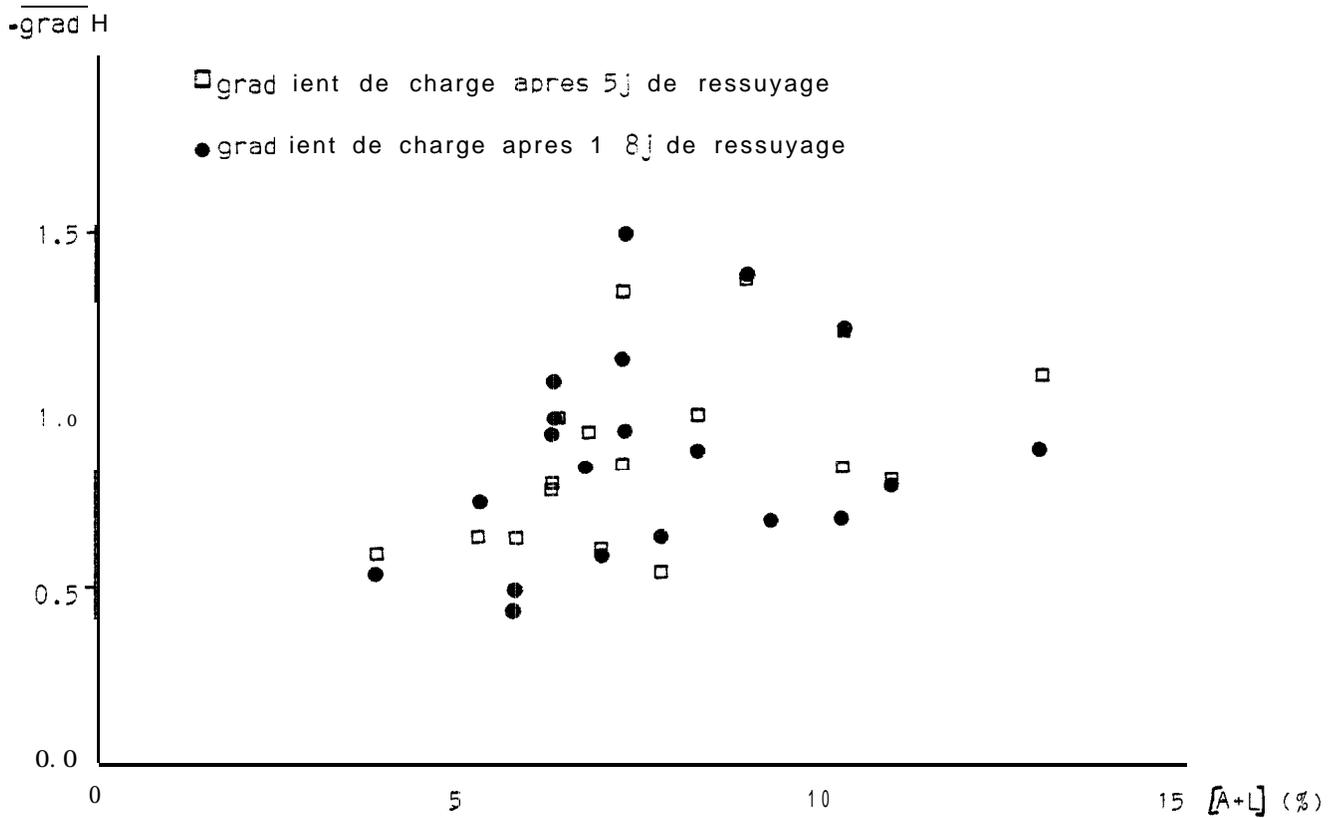


FIGURE 66 - RELATION ENTRE LE GRADIENT DE CHARGE HYDRAULIQUE ET LE PARAMETRE TEXTURAL

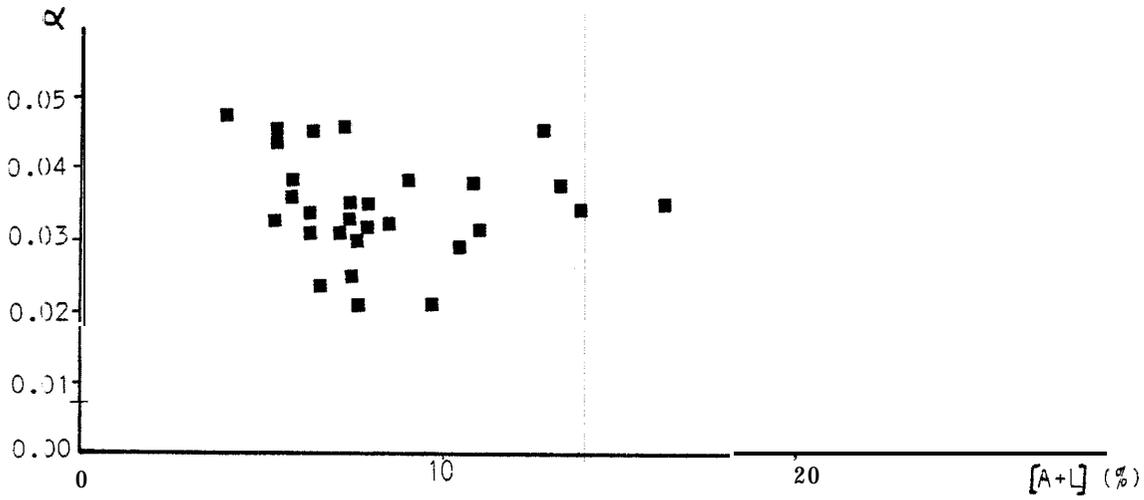


FIGURE 6 7 a - RELATION ENTRE LE PARAMETRE α DE VAN GENUCHTEN ET LA TEXTURE DU SOL

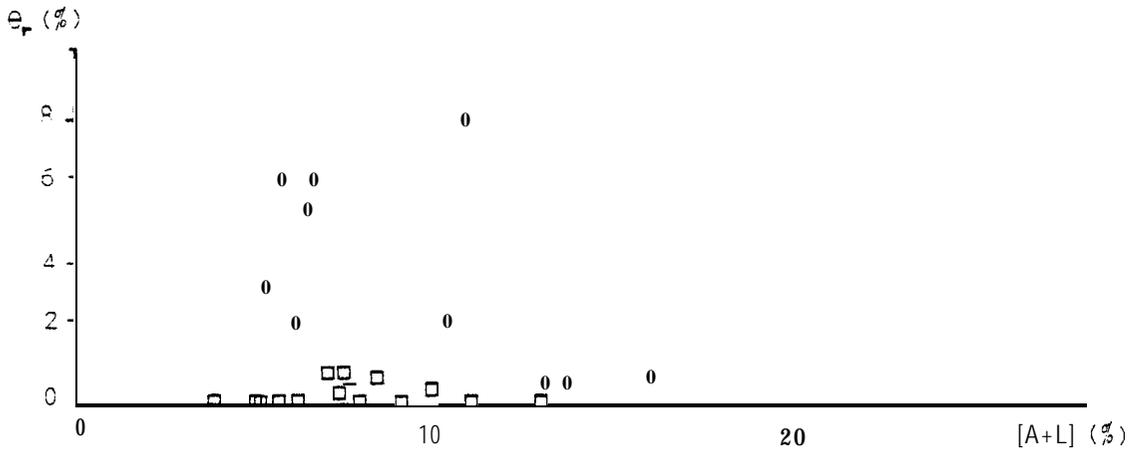


FIGURE 6 7 b - RELATION ENTRE LA TENEUR EN EAU RES IDUELLE 3, ET LA TEXTURE DU SOL

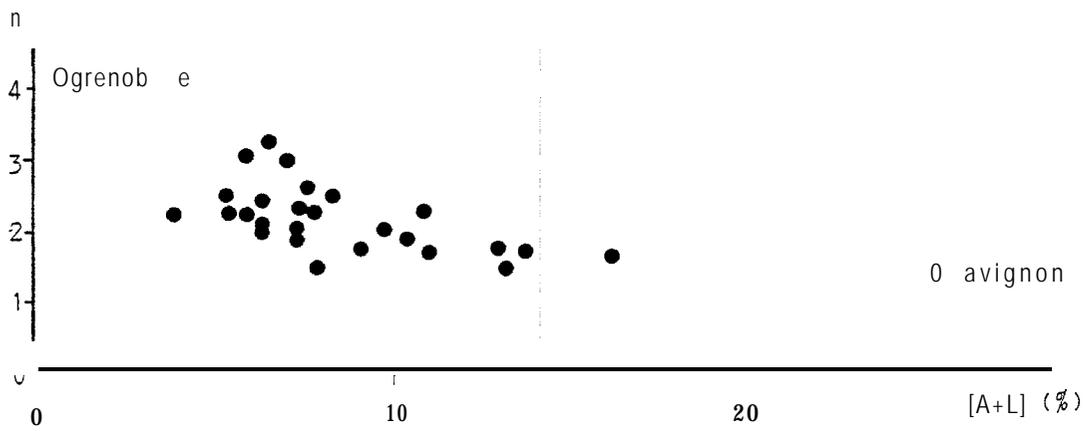


FIGURE 67c - RELATION ENTRE LE PARAMETRE n DE VAN GENUCHTEN ET LA TEXTURE DU SOL

Nous avons **corrélé** ces deux paramètres avec le taux d'éléments fins sur la tranche de sol 0.110 cm de chacun des monolithes. Une très bonne corrélation est apparue (fig.69) et ceci nous a amené à incorporer les résultats obtenus sur 6 autres monolithes réalisés sur des sols **sénégalais** de denomination vernaculaire **DIERI, DIOR** et **DEK**, et sur des sites (**Louga, N'diol**) extérieurs à la station de Bambey. Tous ces sols sont **représentatifs** de la variabilité pedologique de la zone centre-nord du Sénégal.

Les coefficients de corrélation des paramètres K_0 et β sont respectivement 0.926 et 0.923. Pour le type de loi $K(\theta)$ choisi, il est par conséquent possible **d'expliquer** (et de prédire) les paramètres de la loi $K(\theta)$ à l'aide du paramètre textural. l'erreur faite sur l'estimation des paramètres K_0 et β est relativement faible (voir intervalle de confiance de l'ajustement, fig.69).

Cette relation statistique peut être **d'un grand intérêt** pour la **prédiction** de la conductivité hydraulique dans les sols de la zone sahélienne du Sénégal. Elle **simplifie** l'étude des bilans hydriques puisqu'il suffit, pour estimer les flux d'eau, de mesurer les humidités et les **gradients** de charge. Toutefois, il conviendra dans chaque cas d'étude d'avoir à sa disposition une cartographie **pédologique** et texturale du site, et de vérifier, au moins une fois, la validité de cette relation par un essai de drainage interne.

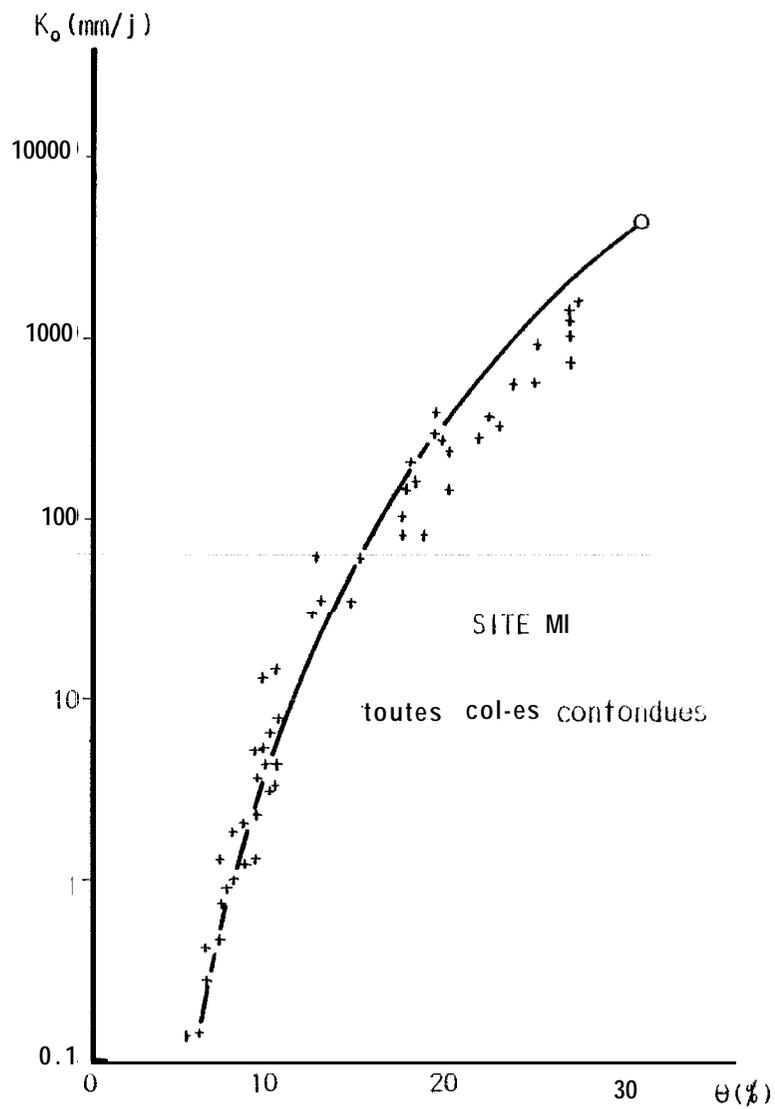


FIGURE 68a - AJUSTEMENT D'UNE LOI EMPIRIQUE $K(\theta)$ SUR LE SITE M1

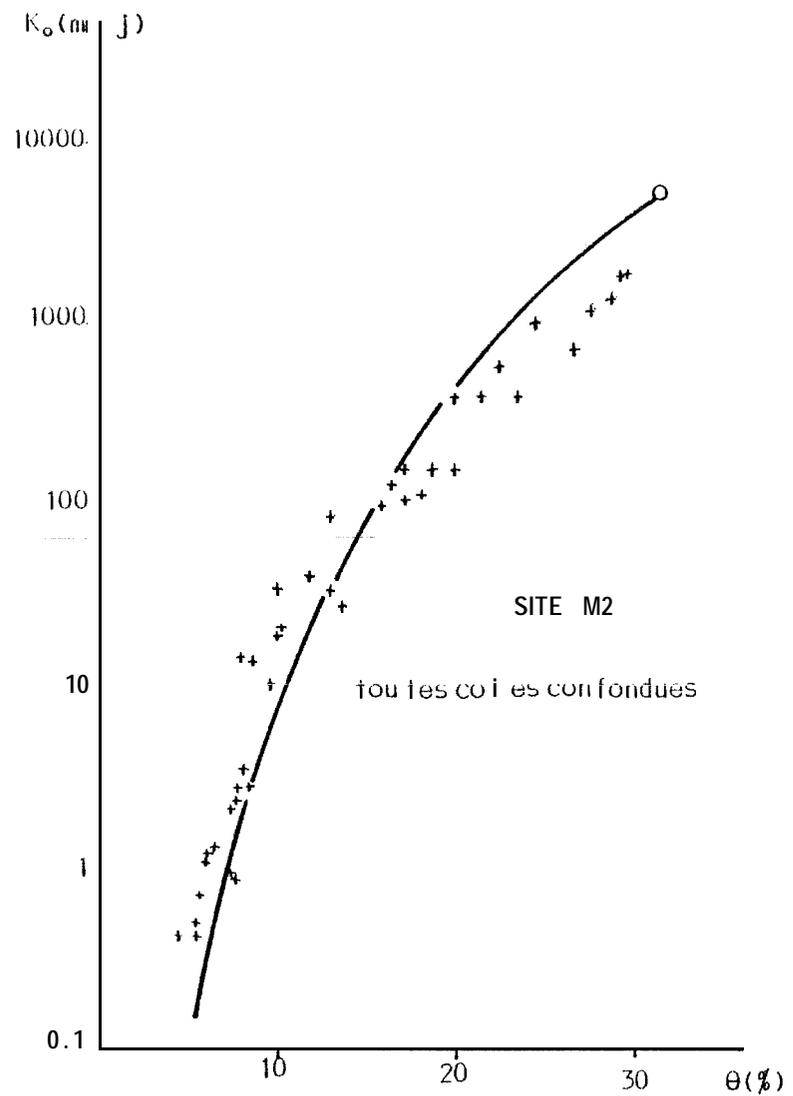


FIGURE 68b - AJUSTEMENT D'UNE LOI EMPIRIQUE $K(\theta)$ SUR LE SITE M2

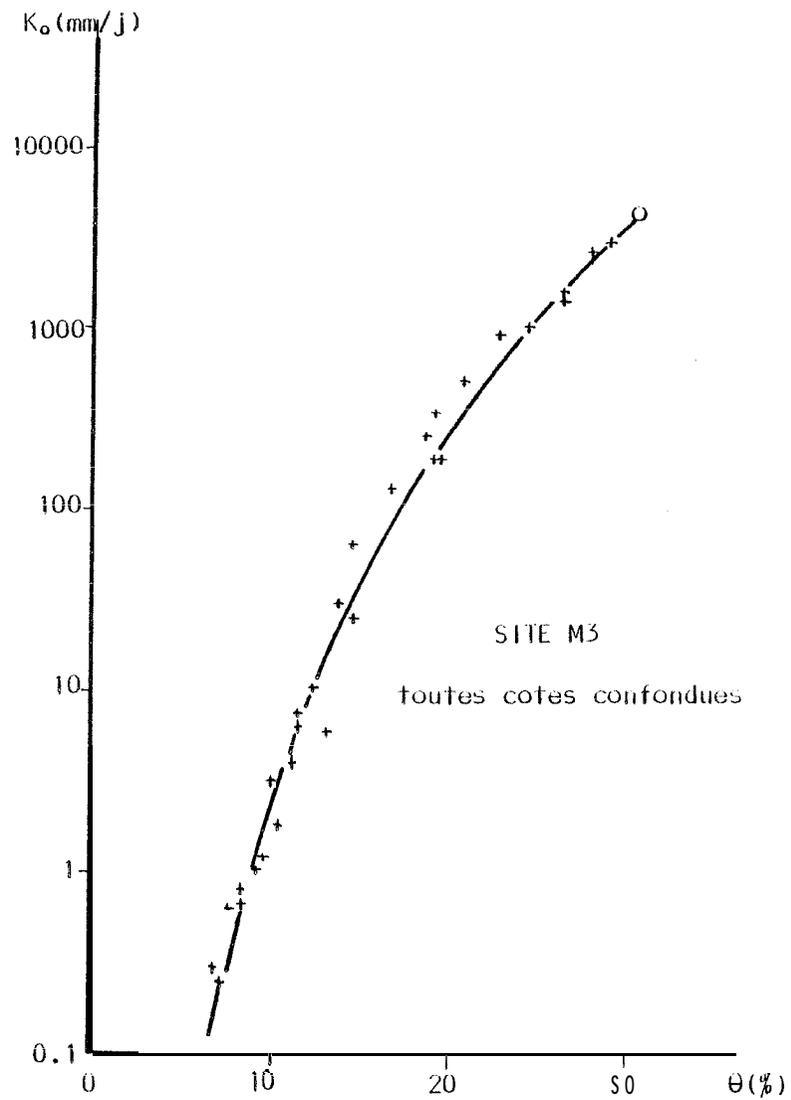


FIGURE 68c - AJUSTEMENT D'UNE LOI EMPIRIQUE $K(\theta)$
SUR LE SITE M3

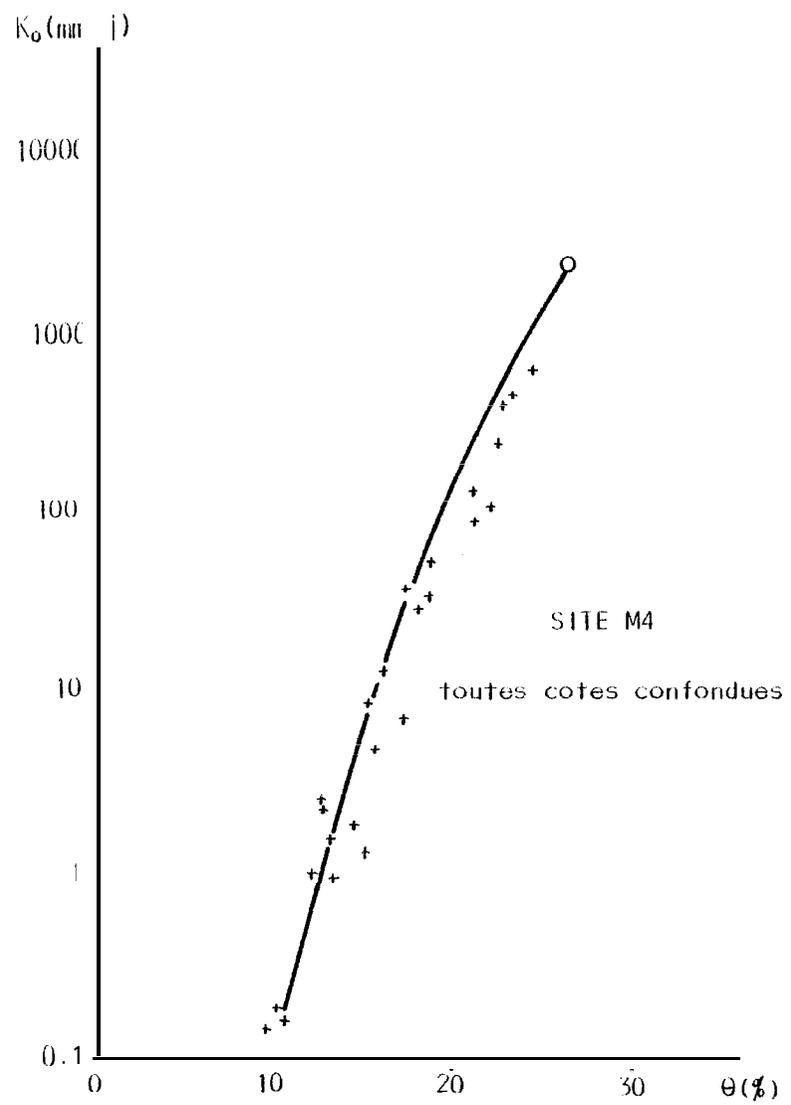


FIGURE 68d - AJUSTEMENT D'UNE LOI EMPIRIQUE $K(\theta)$
SUR LE SITE M4

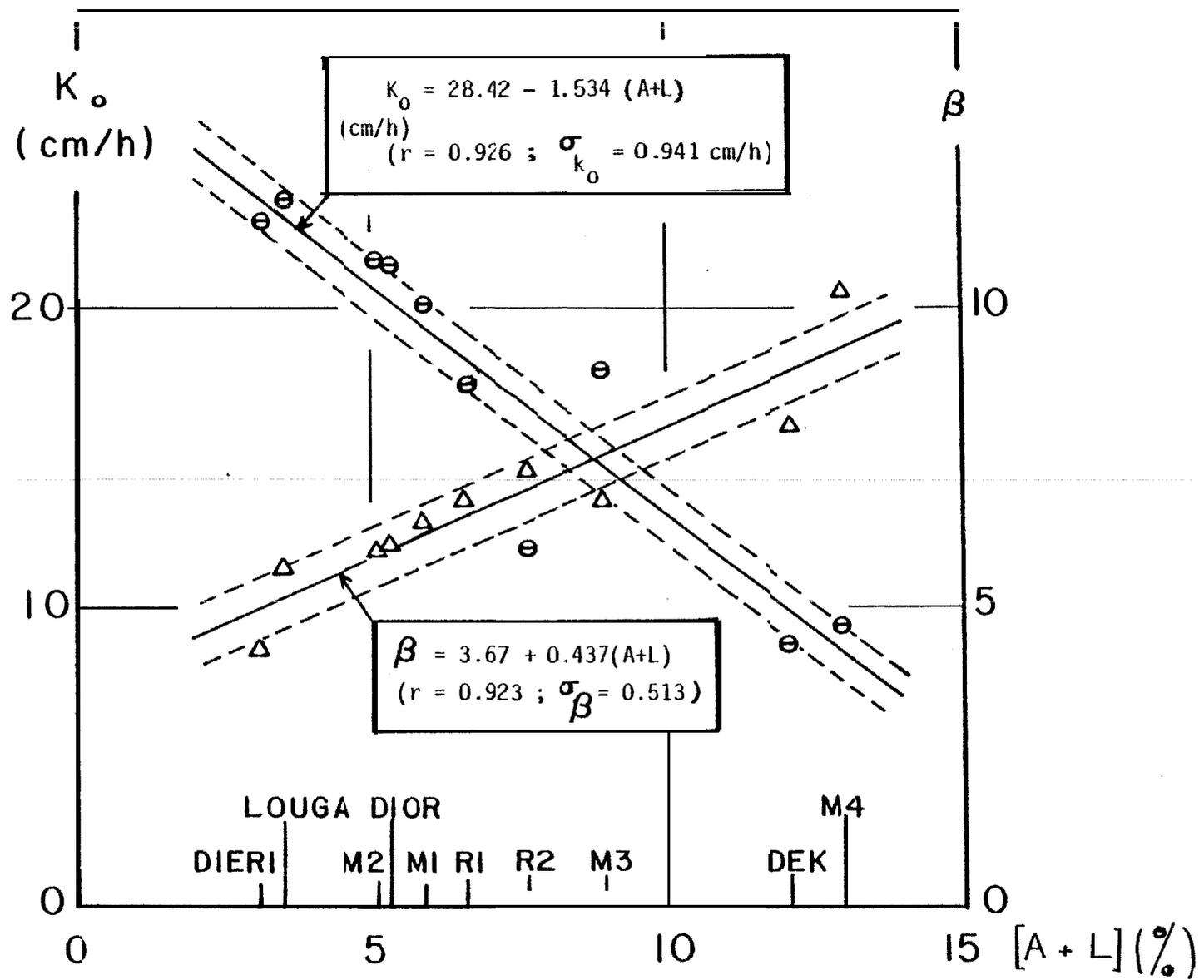


FIGURE 69 - RELATION ENTRE LES PARAMETRES DE LA LOI $K(\theta) = K_0 \left(\frac{\theta}{\theta_0}\right)^\beta$ ET LA TEXTURE DU SOL

CHAPITRE VII

APPLICATIONS AU CALCUL DES FLUX DE DRAINAGE : SUIVI SOUS CULTURE

Il s'agit dans ce chapitre de définir les moyens d'appréhender la variabilité spatiale des flux de drainage. L'accent sera mis principalement sur les modes de calculs permettant d'estimer des flux moyens. L'application au suivi des pertes hydriques sous une culture d'arachide sera ensuite développée.

I - Variabilité spatiale des flux de drainage

Pour estimer un flux moyen à l'échelle de la parcelle à un instant donné, il est nécessaire de disposer d'un échantillon de valeurs de flux. On doit donc disposer sur un certain nombre de sites des mesures d'humidité θ et de gradient de charge $\frac{dH}{dz}$, et des relations caractéristiques conductivité • teneur en eau $K(\theta)$.

D'un point de vue expérimental, si la mesure du gradient hydraulique et de l'humidité s'effectue aisément par tensiométrie et humidimétrie neutronique, la **détermination** de la relation phénoménologique $K(\theta)$ est difficile à obtenir. Nous avons vu que les méthodes du drainage interne ou de LIBARDI nécessitent un monolithe de 50 cm^2 et étaient donc trop contraignantes pour une étude spatiale. Un problème fondamental apparaît donc à ce niveau : **comment** estimer la conductivité hydraulique en un certain nombre de sites de façon simple et facilement reproductible.?

Pour résoudre ce problème nous avons à notre disposition deux moyens : une approche "pseudo-déterministe" à l'aide du **modèle** de Van GENUCHTEN (4.980) et une approche statistique utilisant les liaisons avec la texture du sol.

1. Modèle de VAN GENUCHTEN

Il s'agit d'une formulation de la conductivité proposée initialement par MUALEM (1976) utilisant la relation $h(\theta)$. Nous ne détaillerons pas ici ce modèle, le lecteur pourra se reporter aux travaux effectués par HAMON (1980).

L'équation proposée s'écrit sous la forme :

$$K = K_0 \Theta^p \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad \text{avec} \quad \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_0 - \theta_r}$$

où K_0 est la conductivité hydraulique correspondant à l'humidité θ_0 ,
 p est un **paramètre** défini par MUALEM, constant et égal à 0.5 (résultat d'un ajustement sur un échantillon de sols),
 θ_r et m sont les **paramètres** d'ajustement de la loi h(9).

L'application de ce modèle à la cote 50 cm sur les sites M1, M2, M3 et M4 où nous disposons de valeurs expérimentales (mesures en drainage interne) est reportée figure 70 a, b, c et d. On constate que le modèle surestime sensiblement les **conductivités** hydrauliques, notamment pour le site le plus argileux, M4. Ceci est vraisemblablement dû à l'inadéquation de la valeur "universelle" $p = 0.5$ proposée par MUALEM. Il conviendrait de caler ce paramètre sur les valeurs expérimentales mais, dans ce cas, ce modèle pour la prédiction de la conductivité perd une grande partie de son **intérêt**. HAVERKAMP (1978) propose de caler ce modèle sur un critère déterministe : la loi d'infiltration $I(t)$ et donne ainsi une issue au problème.

Cette dernière approche n'a pas **été considérée** dans ce travail.

2. Relations statistiques

Nous avons constaté précédemment qu'il existait une bonne corrélation entre les paramètres K_0 et β de la loi $K(0)$ et le taux d'éléments fins du sol. L'utilisation d'une telle relation est donc intéressante pour la prédiction.

Dans le but d'estimer les caractéristiques spatiales du flux de drainage à 110 cm après 5 jours de redistribution (moyenne et **variance**), nous avons comparé plusieurs méthodes :

- i) l'évaluation du flux de DARCY sur chacun des 22 sites où nous **disposons** des mesures d'humidités, de gradients et de textures, ces **dernières** nous permettant d'évaluer les paramètres de la loi $K(\theta)$;
- ii) l'évaluation du flux moyen et de la **variance** à partir de lois analytiques utilisant les moyennes et **variances** de chacune des variables ; les paramètres statistiques de la conductivité seront calculés à l'aide des 4 monolithes M1, M2, M3 et M4 ;

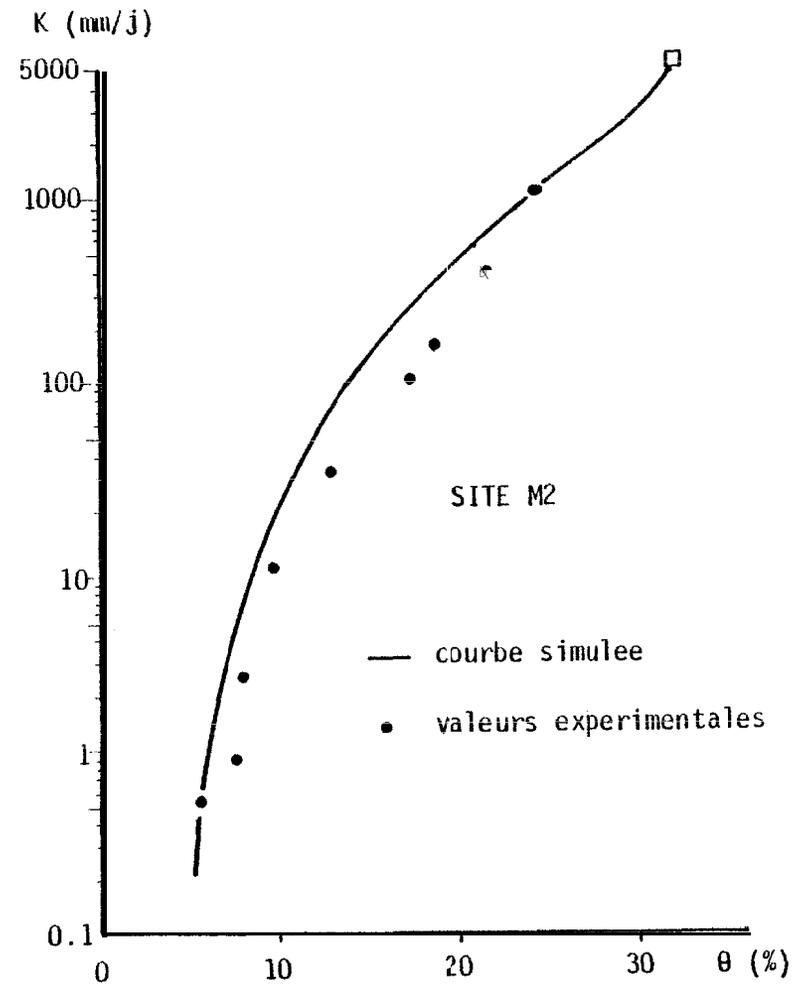
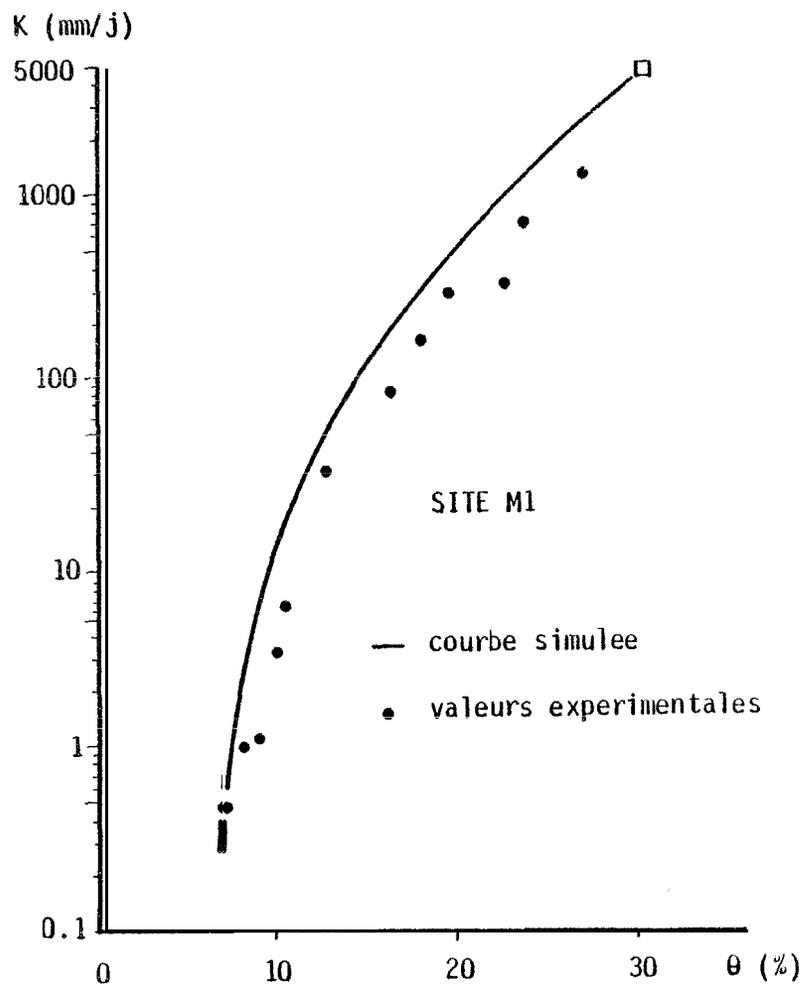


FIGURE 70 a-b PREDICTION DE LA RELATION $K(\theta)$ PAR LE MODELE DE VAN GENUCHTEN SUR LES SITES M1 ET M2

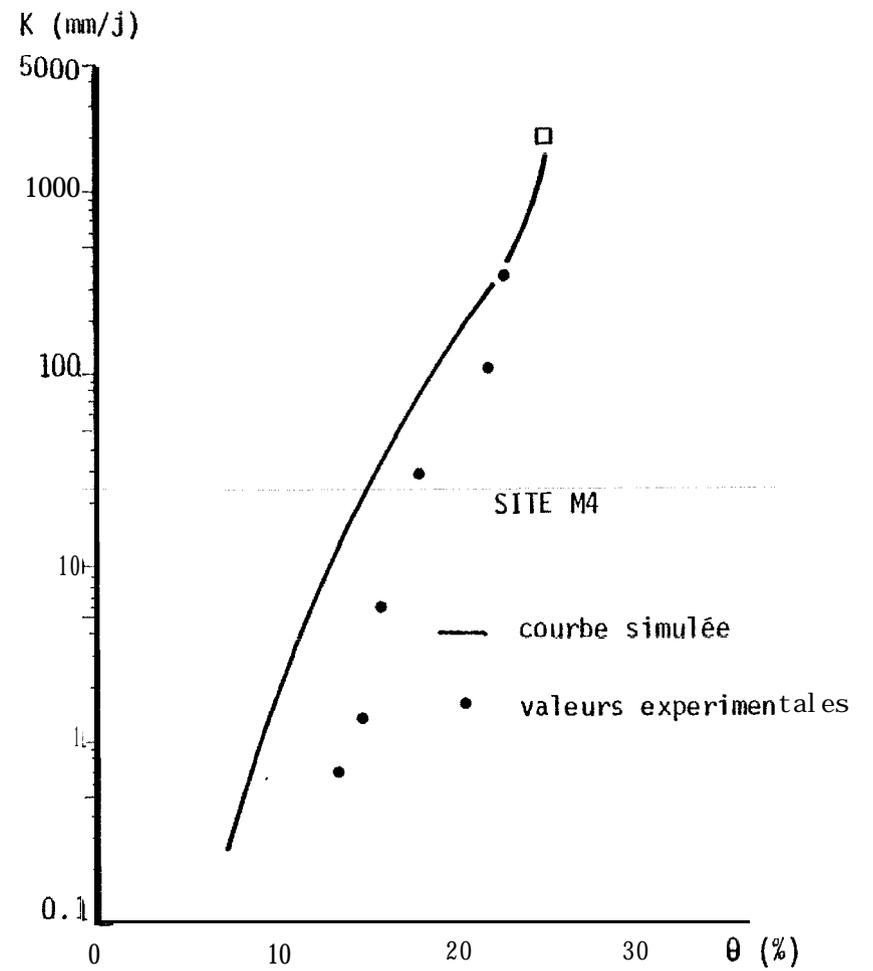
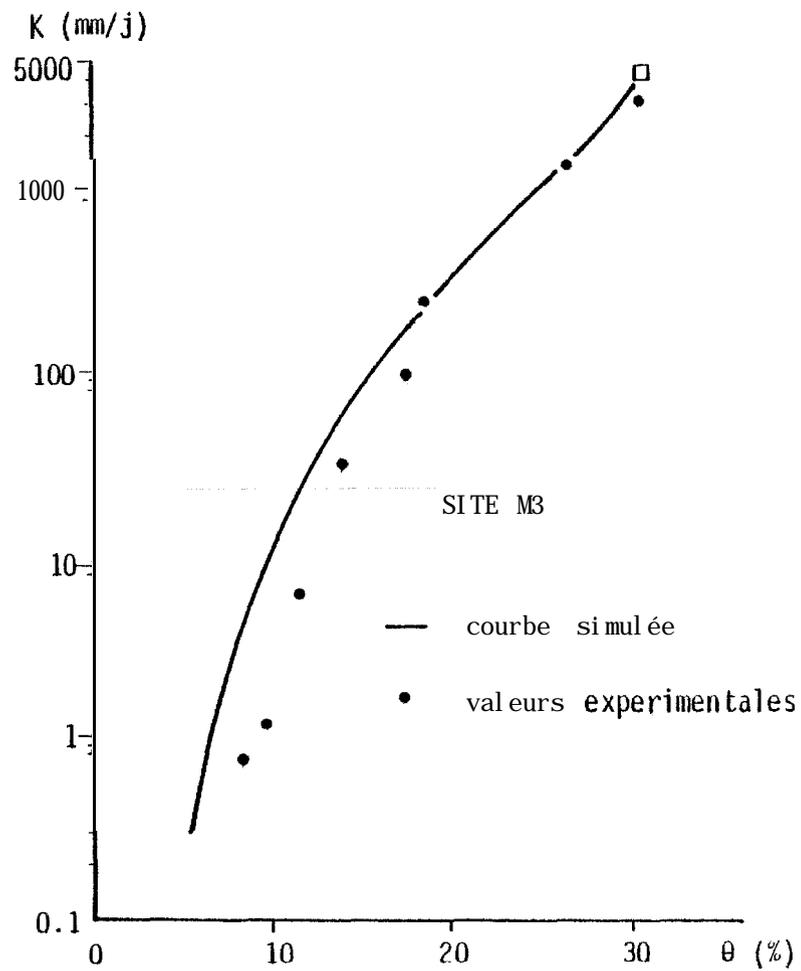


FIGURE 70 c-d - PREDICTION DE LA RELATION $K(\theta)$ PAR LE MODELE DE VAN GENUCHTEN SUR LES SITES M3 ET M4

iii) la simulation d'un échantillon de flux par tirage au hasard (simulation de Monte Carlo) dans la distribution des taux d'éléments fins, chaque valeur servant à expliquer l'humidité θ et les paramètres K_0 et β (on prendra une valeur moyenne du gradient).

i) Le calcul du flux de Darcy sur chacun des 22 sites a permis de mettre en évidence sa distribution spatiale (fig.71). On a affaire à une loi dissymétrique que nous considérerons log-normale, avec les paramètres suivants :

$$\begin{aligned} \overline{\text{Log } q} &= 1.158 & \tilde{q} &= 14.39 \text{ mm/j} \\ \sigma_{\text{Log } q} &= 0.438 & \text{intervalle de confiance à 66\%} &: [5.25 \text{ mm/j}, 39.41 \text{ mm/j}] \end{aligned}$$

Nous avons reporté sur la figure 72 la loi d'échantillonnage des flux de drainage. Il apparaît qu'un échantillon supérieur à 20 améliore peu sensiblement la précision sur l'estimation de la moyenne, mais qu'il est nécessaire d'avoir un échantillon supérieur à 5.

En prenant pour chaque site non pas le gradient mesuré mais la moyenne géométrique des gradients, on obtient :

$$\begin{aligned} \overline{\text{Log } q} &= 1.179 & \tilde{q} &= 15.11 \text{ mm/j} \\ \sigma_{\text{Log } q} &= 0.418 & \text{intervalle de confiance à 66\%} &: [5.77 \text{ mm/j}, 39.57 \text{ mm/j}] \end{aligned}$$

Peu de différence donc entre les deux calculs, l'utilisation d'une valeur moyenne du gradient est envisageable dans le calcul des flux (à condition, comme ici, que les gradients soient faiblement dispersés).

ii) En considérant la distribution des flux log-normale, 'on peut travailler sur les transformées :

$$\text{Log } q = \text{Log } K_0 + \beta \text{Log} \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right) + \text{Log} (-g)$$

Les paramètres de la distribution des flux pourront alors s'écrire à l'aide des variables K_0 , β , $\frac{\theta}{\theta_0}$ et g :

$$\begin{aligned} \overline{\text{Log } q} &= \overline{\text{Log } K_0} + \bar{\beta} \overline{\text{Log} \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)} + \overline{\text{Log} (-g)} \\ \sigma_{\text{Log } q}^2 &= \sigma_{\text{Log } K_0}^2 + \bar{\beta}^2 \sigma_{\text{Log } \theta}^2 + \overline{\text{Log} \left[\frac{\theta}{\theta_0} \right]}^2 \sigma_{\beta}^2 + \sigma_{\text{Log} (-g)}^2 \end{aligned}$$

en considérant indépendantes les variables $\text{Log} \left[\frac{\theta}{\theta_0} \right]$ et β .

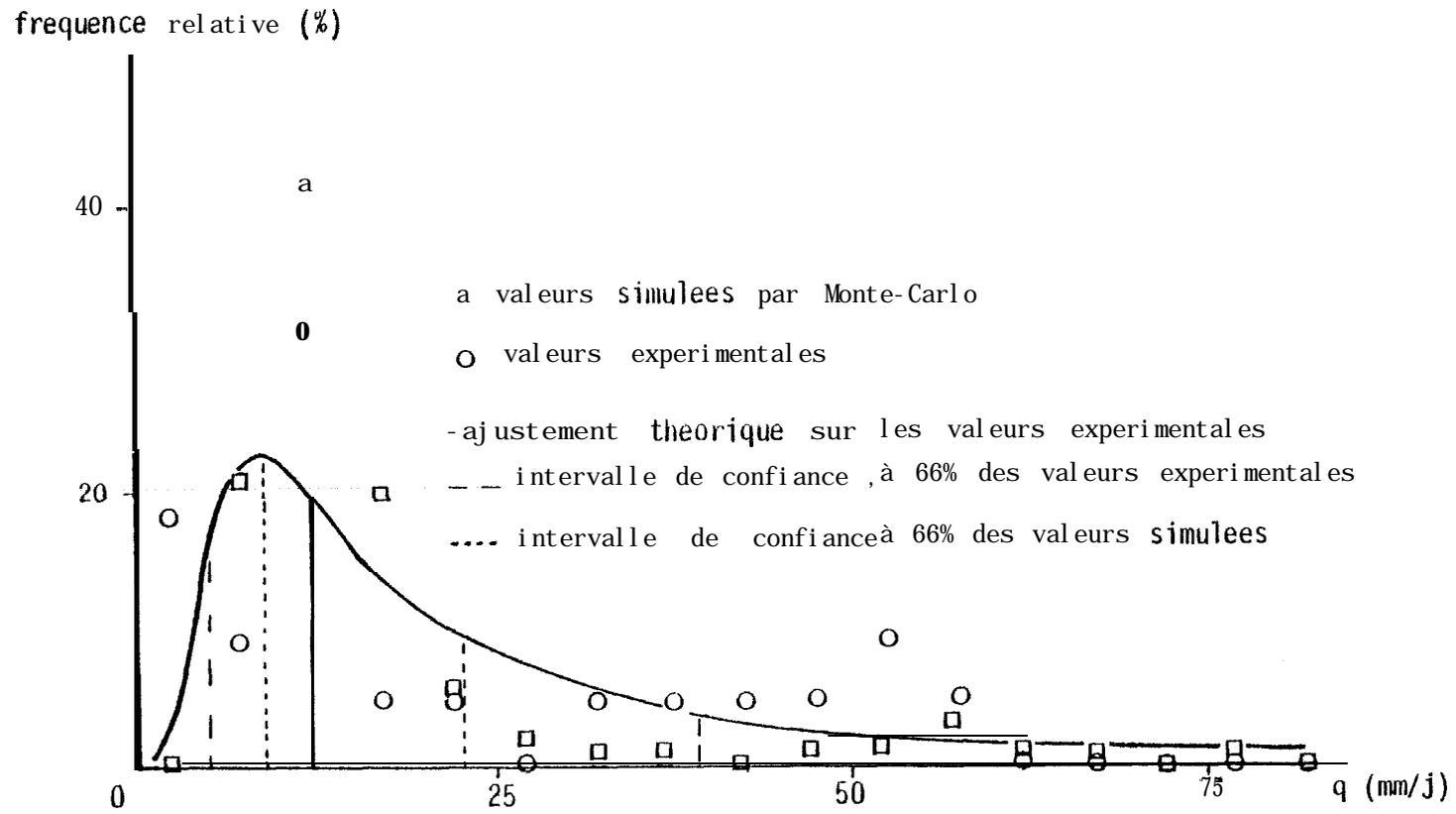


FIGURE 71 - HISTOGRAMME DE FREQUENCE DES FLUX DE DRAINAGE (APRES 5 JOURS DE REDISTRIBUTION)

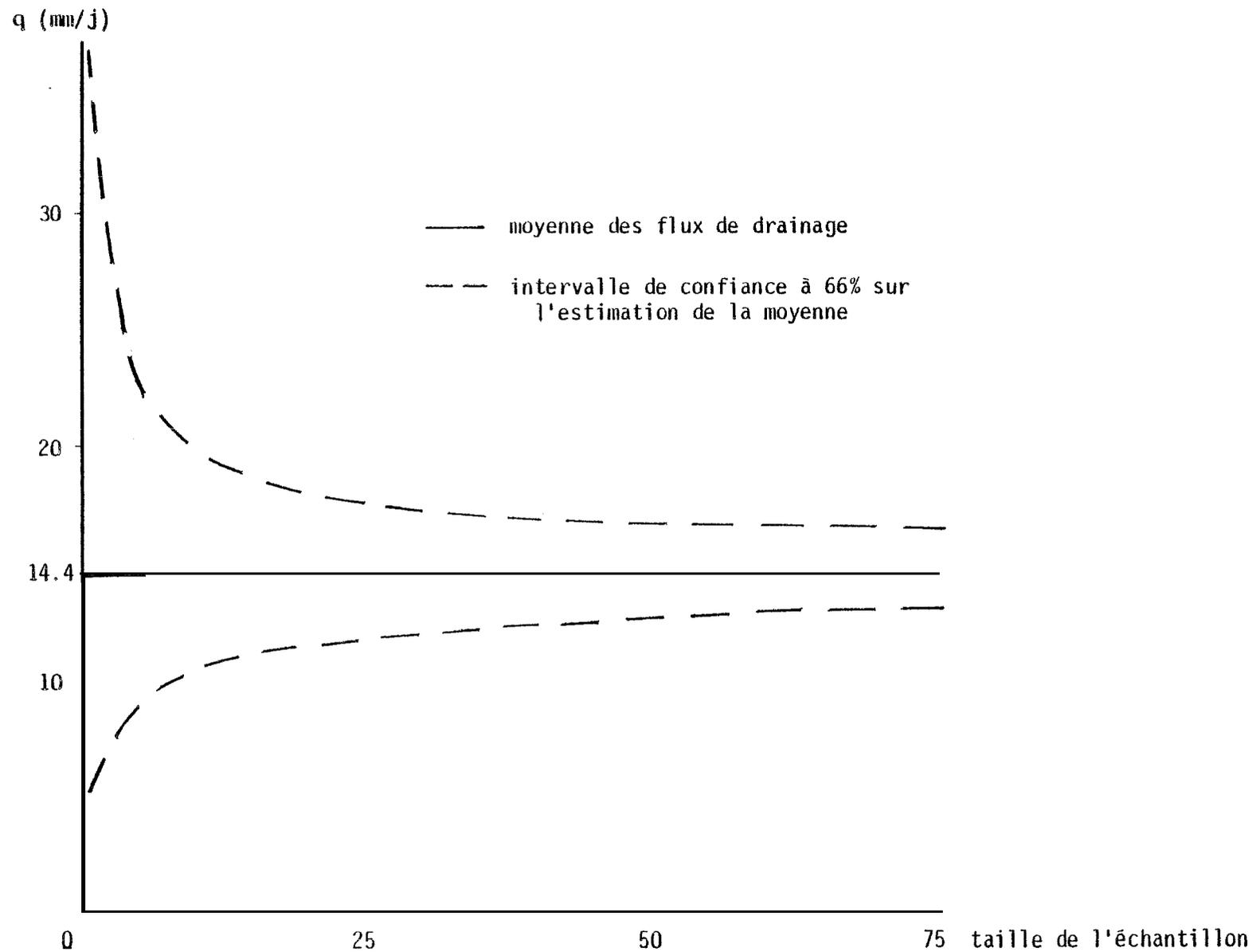


FIGURE 72 - LOI D'ECHANTILLONNAGE DES FLUX DE DRAINAGE A LA COTE Z=110CM APRES 5 JOURS DE RESSUYAGE

Ces paramètres ont pour valeurs :

$$\begin{aligned} \overline{\text{Log } q} &= 1.200 & \tilde{q} &= 15.84 \text{ mm/j} \\ \sigma_{\text{Log } q} &= 0.463 & \text{intervalle de confiance à 66\%} &: \left[\begin{array}{l} 5.46 \text{ mm/j} , \\ 46.02 \text{ mm/j} \end{array} \right] \end{aligned}$$

et sont proches des résultats de la méthode i).

Notons que les calculs, en considérant la distribution gaussienne des flux, ont donné pour valeurs :

$$\bar{q} = 26.20 \text{ mm/j} \quad \text{intervalle de confiance à 56\%: } \left[10.52 \text{ mm/j} , 41.88 \text{ mm/j} \right]$$

iii) On peut simuler un échantillon de flux en générant des valeurs de texture permettant de prédire les humidités et les paramètres K_0 et β de la loi $K(\theta)$. L'échantillon de textures est simulé par tirage au hasard dans une loi normale $\{0,1\}$, le paramètre textural ayant été transformé sous une forme centrée réduite :

$$\frac{\text{Log } [A+L] \cdot \overline{\text{Log } [A+L]}}{\sigma_{\text{Log } [A+L]}}$$

La prédiction des paramètres θ , K_0 et β s'est établie à partir des relations statistiques déterminées précédemment (chap. VI) dont les coefficients de corrélation sont respectivement 0.793, 0.926 et 0.923. La distribution des flux calculés est log-normale (fig. 71) et les paramètres de la distribution sont :

$$\begin{aligned} \overline{\text{Log } q} &= 1.15755 & \tilde{q} &= 14.37 \text{ mm/j} \\ \sigma_{\text{Log } q} &= 0.2078 & \text{intervalle de confiance à 66\%} &: \left[8.91, 23.191 \right] \end{aligned}$$

Les 3 modes de calculs que nous venons de voir donnent donc des résultats comparables. Nous avons vu que l'utilisation d'un gradient moyen dans le calcul des flux est envisageable. L'humidité peut être mesurée en un certain nombre de sites (rappelons que cette mesure est simple à effectuer) ou simulée dans le cas où on disposerait d'une relation avec les caractéristiques texturales du sol. L'estimation de la conductivité reste le principal obstacle à l'étude des flux de drainage. Dans le cas de notre sol, un échantillon de 4 lois $K(\theta)$ permet d'estimer assez bien une conductivité moyenne. Mais il faudrait un échantillon beaucoup plus important dans le cas d'une surface plus hétérogène.

II - Application au calcul d'un bilan sous culture

Durant la saison des pluies 1979, très déficitaire (372 mm), les 6 sous-parcelles du dispositif (cf. fig. 2) ont été cultivées en arachide. Il s'agissait pour notre part, dans cette expérimentation, de quantifier les flux hydriques à la cote 110 cm, sous la zone racinaire de l'arachide.

Pour quantifier les flux de drainage et les lames d'eau percolées à cette profondeur durant la période de culture, nous avons comparé l'intégration des flux de Darcy et les variations du stock hydrique dans le profil.

- Flux de Darcy

Les humidités et les gradients de charge hydraulique ont été mesurés sur chaque parcelle par humidimétrie neutronique et tensiométrie (tensiomètres implantés aux cotes 100 cm, 110 cm et 120 cm). A titre d'exemple, nous donnons figures 73 a et b l'évolution dans le temps des humidités et des gradients de charge hydraulique à la cote $z = 110$ cm sur les sous-parcelles (1), (2) et (4). Ces mesures sont sensibles en général aux fortes précipitations (fig. 74) avec un décalage dans le temps plus ou moins important suivant les parcelles, les faibles précipitations étant filtrées par la couche supérieure du sol et par la plante. Les paramètres K_0 et β de la relation conductivité hydraulique - teneur en eau ont été identifiés à l'aide du taux d'éléments fins $[A + L]$ à la cote 110 cm.

- Variations de stock

Compte tenu de l'état initial très sec en profondeur et du fait que pendant l'expérimentation le front d'humidification n'atteint jamais le fond du tube (360 cm), on peut supposer que l'écoulement à cette cote (360 cm) est négligeable. En conséquence, la lame d'eau, ou le flux, écoulée à travers la cote 110 cm, peut être obtenue par la variation du stock hydrique entre 110 cm et 360 cm. La figure 75 met en évidence la grande variabilité des profils d'humidités et des stocks d'eau dans le sol.

Nous avons comparé sur la figure 76 les flux estimés par ces deux méthodes sur les sous-parcelles (1), (2) et (4) tout au long de la période de culture. L'accord entre les deux modes de calcul est satisfaisant, bien que les valeurs de flux soient parfois sensiblement différentes.

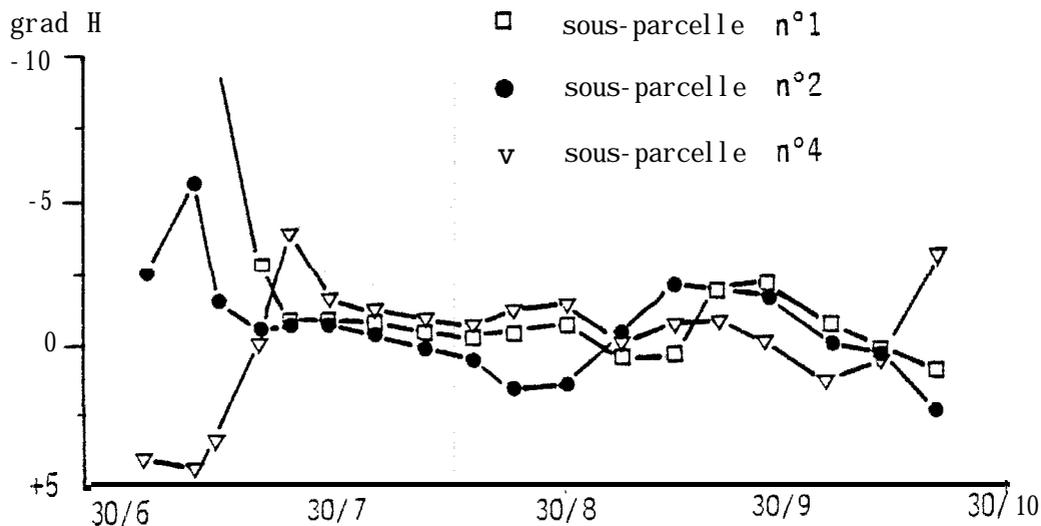
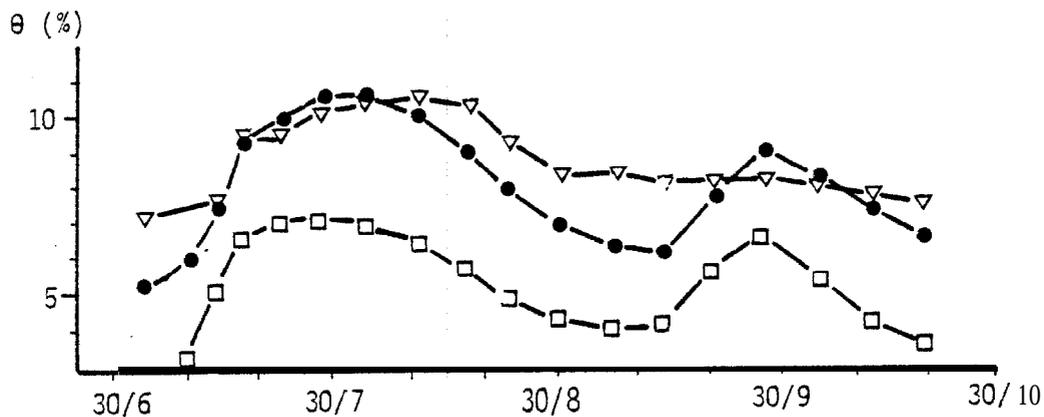


FIGURE 73a et 73b - EVOLUTION DES HUMIDITES ET DES GRADIENTS DE CHARGE HYDRAULIQUE A LA COTE Z=110CM DURANT LA PERIODE DE CULTURE SUR LES SOUS-PARCELLES (1),(2) et (4)

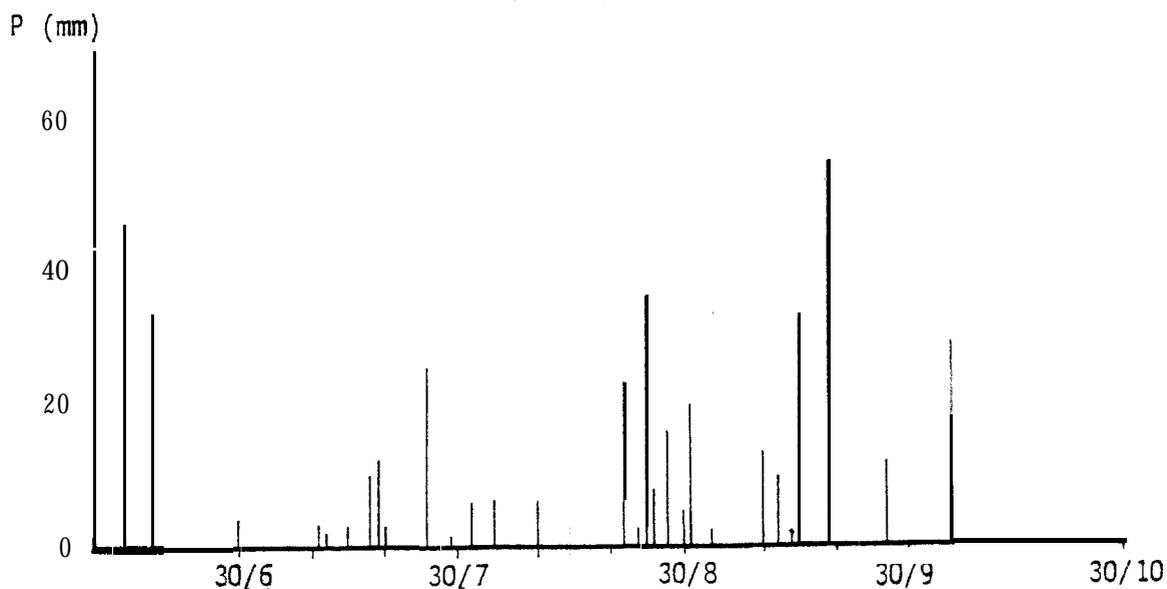


FIGURE 74 - PLUVIOMETRIE ENREGISTREE SUR LA PARCELLE DURANT L'HIVERNAGE 1979

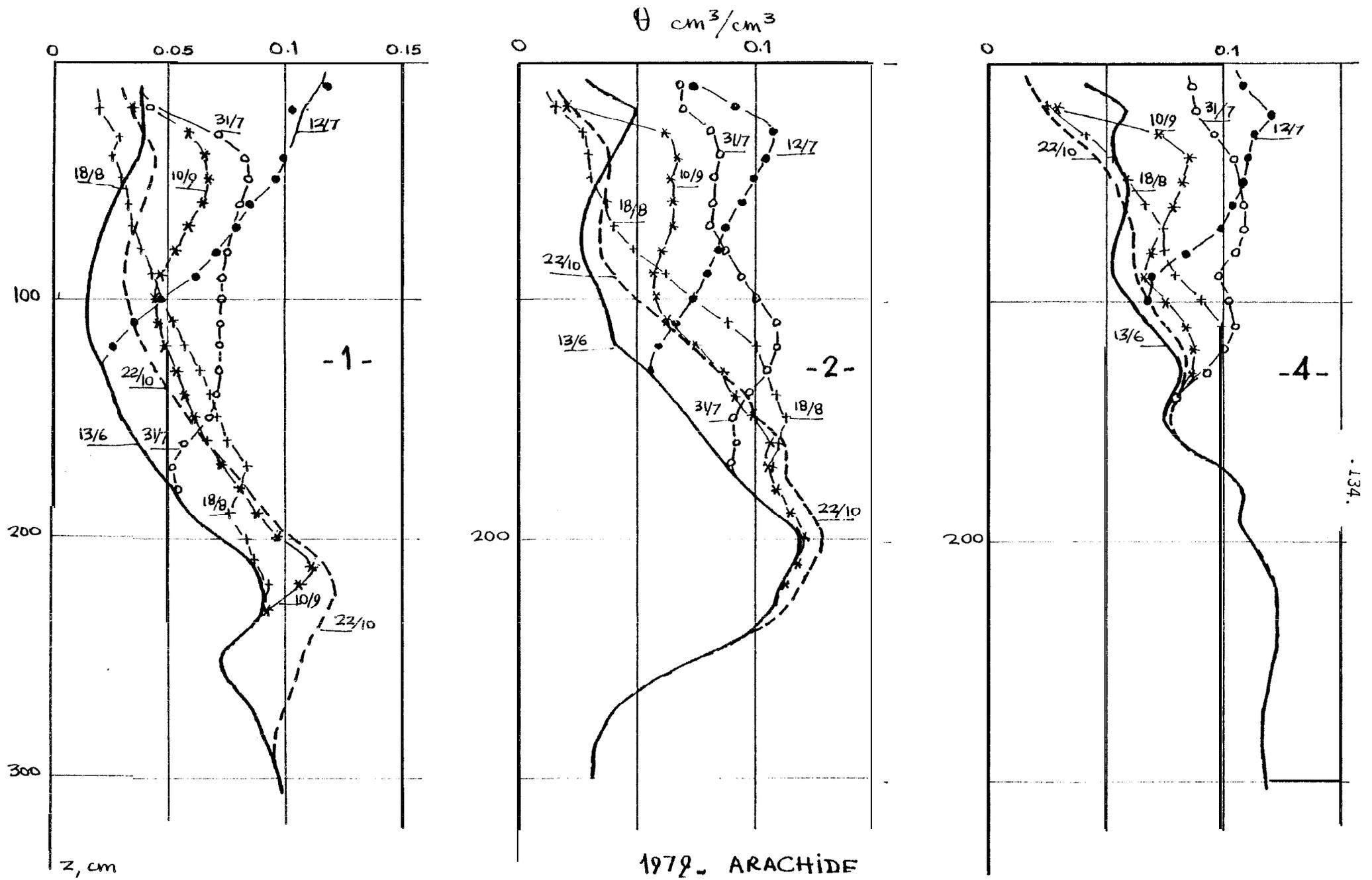


FIGURE 75 - PROFILS HYDRIQUES CARACTERISTIQUES DES PARCELLES 1 ,2 ET 4 PENDANT LE CYCLE DE CULTURE D'ARACHIDE 1979

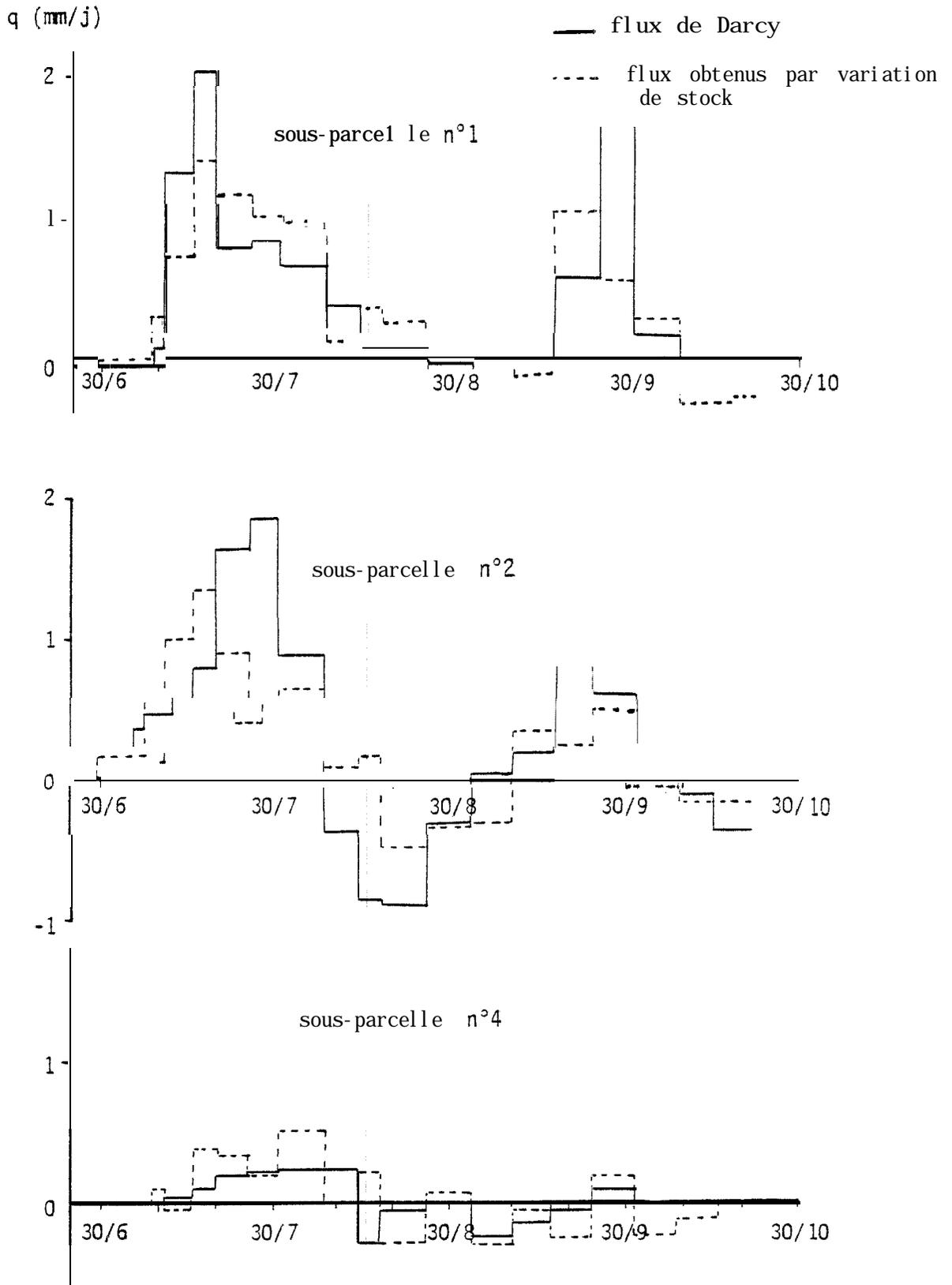


FIGURE 76 - COMPARAISON ENTRE LES FLUX DE DARCY ET LES FLUX OBTENUS PAR VARIATION DE STOCK DURANT LA PERIODE DE CULTURE

Le tableau ci-dessous donne les lames d'eau écoulées sous la culture et obtenues par intégration des flux dans le temps selon les deux méthodes du 29.36 au 22.10.

Sous-parcelle n°	1	2	3	4	5	6
Drainage cumulé (mm) (flux de Darcy)	48.6	19.5	96.4	13.7	14.5	3.3
Variation de stock (mm)	43	24	77.8	3.7	14.8	4.6
[A + L] (%)	4.8	3.1	4.7	11.5	8.3	13.8

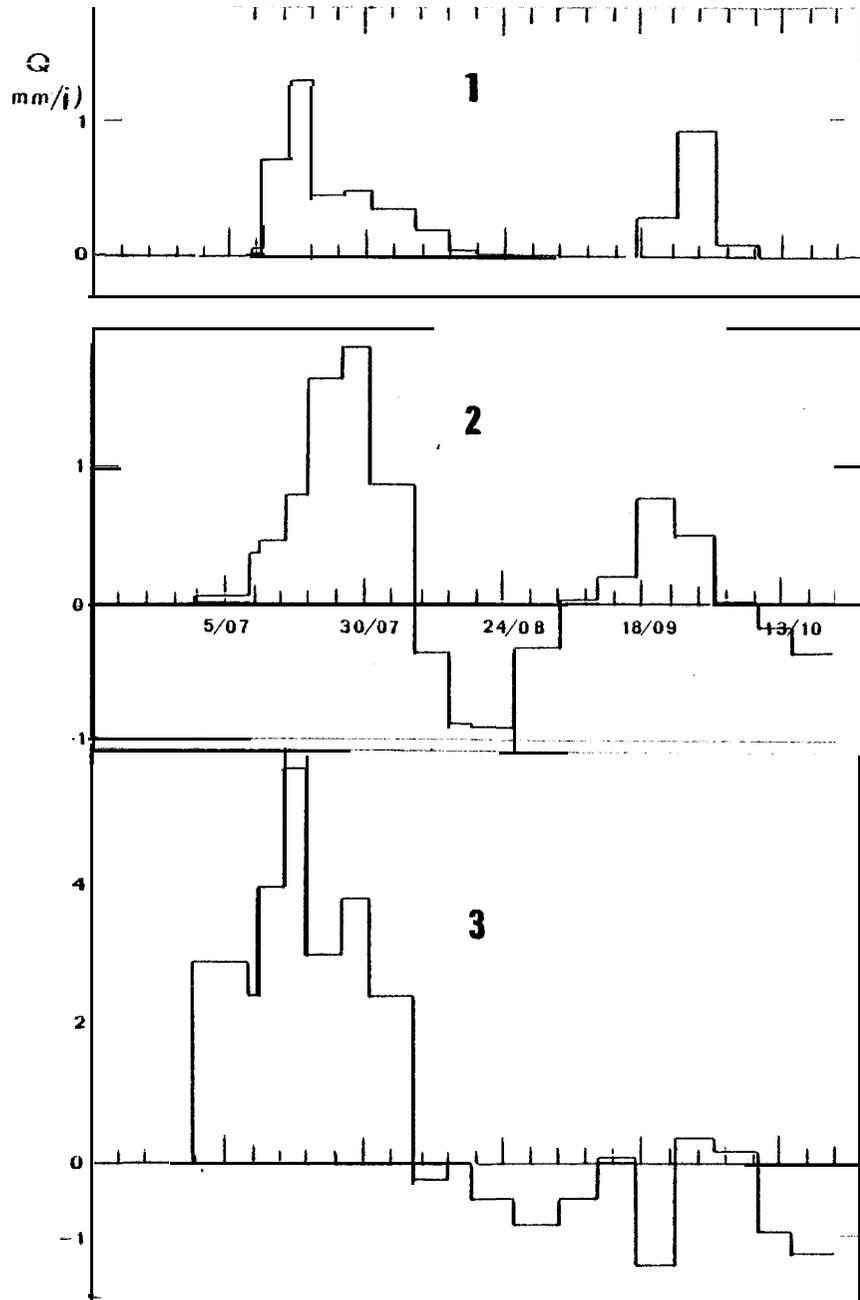
Le bon accord entre ces deux modes de calcul du drainage confirme donc la validité des relations $K(\theta)$ identifiées à partir du taux d'éléments fins du milieu considéré.

La figure 77 donne l'évolution dans le temps des flux de Darcy sur les 6 sous-parcelles. Elle amène les remarques suivantes :

- i) les parcelles (1) et (4) (on négligera pour cette dernière les flux négatifs) sont constamment en percolation (flux positifs)
- ii) la sécheresse du mois d'Août se traduit par une diminution très nette des flux de percolation, voire à des reprises par évapotranspiration pour les parcelles (2), (3), (5) et (6).

La figure 78 donne enfin les "lames d'eau écoulées à la cote $z = 110$ cm et cumulées dans le temps, sur les 6 sous-parcelles (intégration dans le temps des flux de Darcy). Elle met en évidence le comportement très différent de la parcelle n° 3 sur laquelle le drainage est beaucoup plus important durant la période concernée.

La valeur moyenne de cette lame d'eau à l'échelle de la parcelle est reportée sur la figure 79 ainsi que les intervalles de confiance à 66 % sur la détermination d'une valeur de drainage et l'estimation d'une valeur moyenne. On peut remarquer que les sous-parcelles (3) et (6) donnent lieu à des percolations très différentes de la valeur moyenne. Par contre, la sous-parcelle (2) semble être représentative de la parcelle car elle a un comportement moyen en drainage. Il serait donc intéressant de suivre plus particulièrement par la suite cette sous-parcelle.



1979 - ARACHIDE

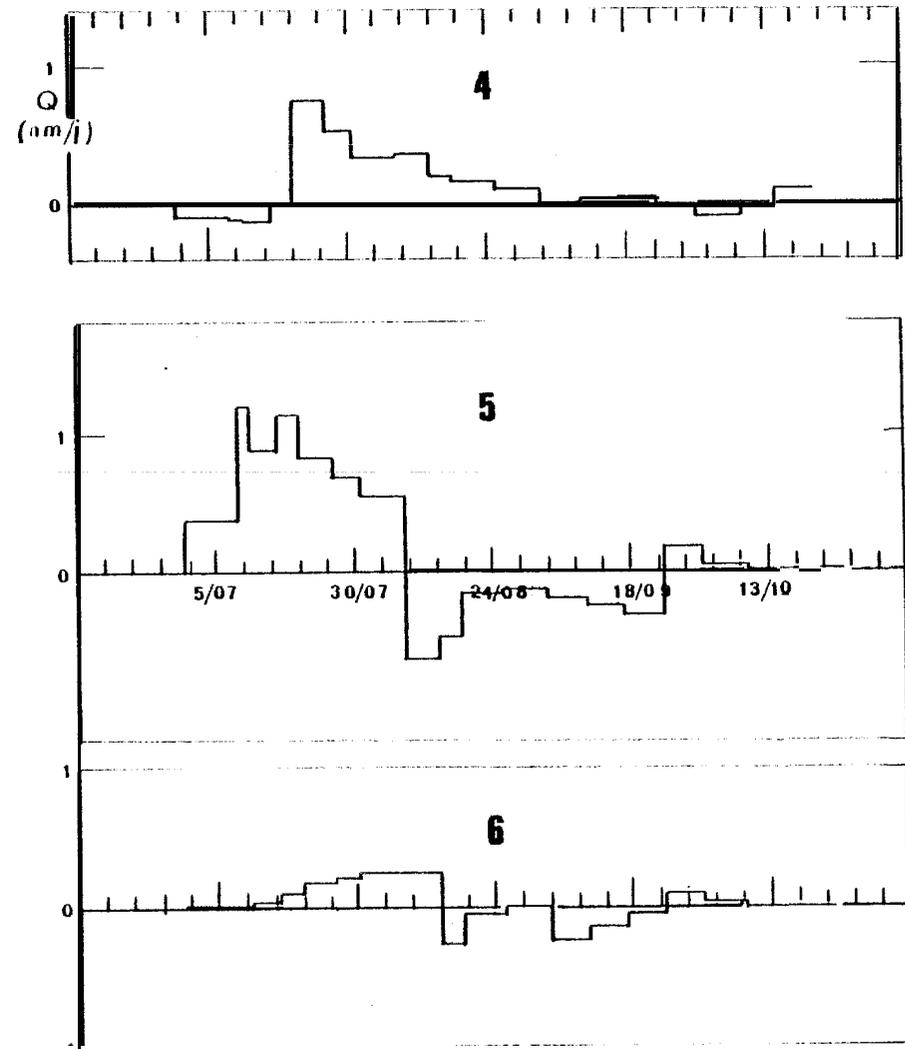


FIGURE 77 - EVOLUTION DU FLUX HYDRIQUE A Z=110CM SOUS ARACHIDE

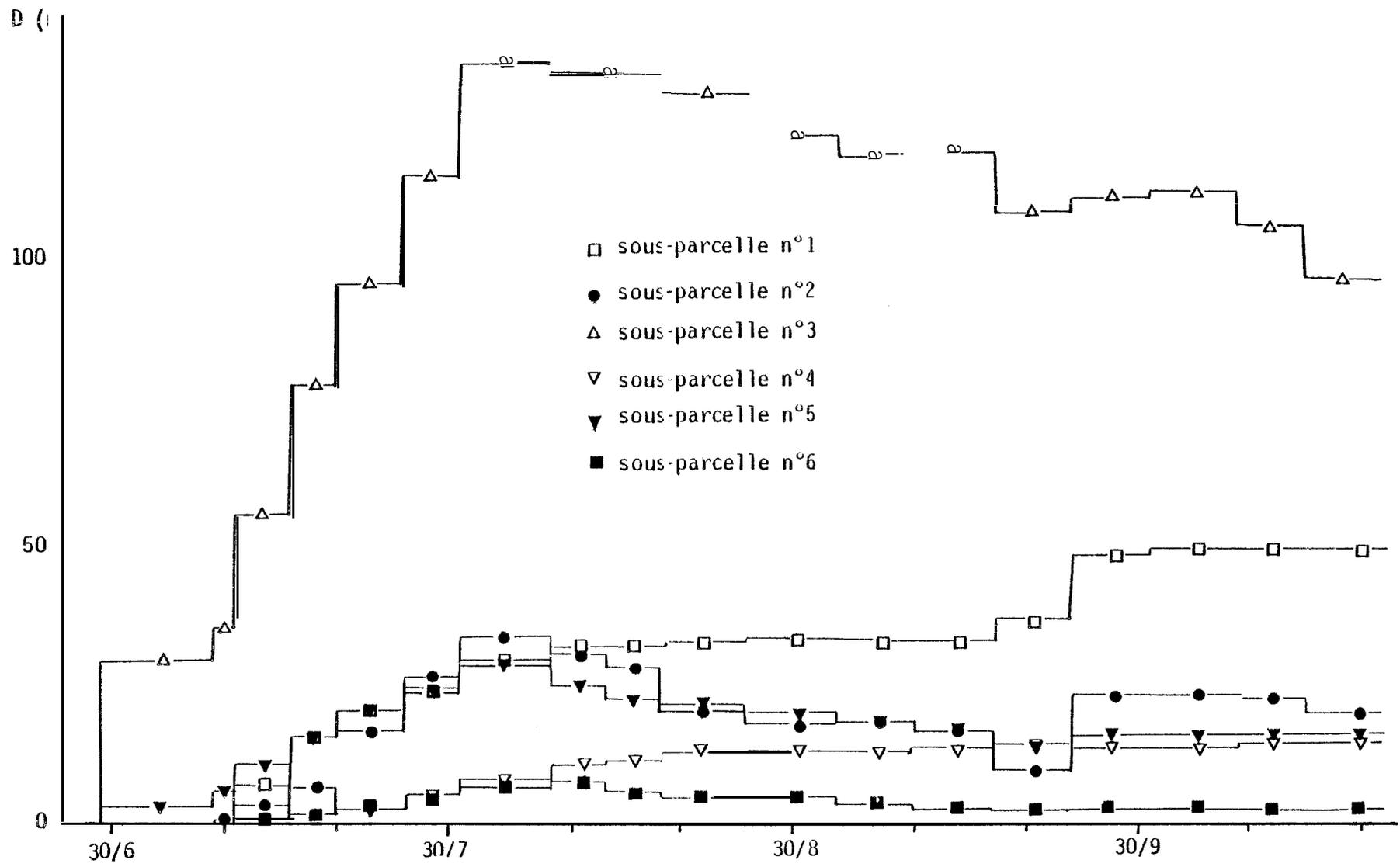


FIGURE 78 - LAMES D'EAU CUMULEES ECOULEES A TRAVERS LA COTE Z=110CM SUR LES SOUS-PARCELLES (1),(2),(3),(4),(5) ET (6) DURANT LA PERIODE DE CULTURE

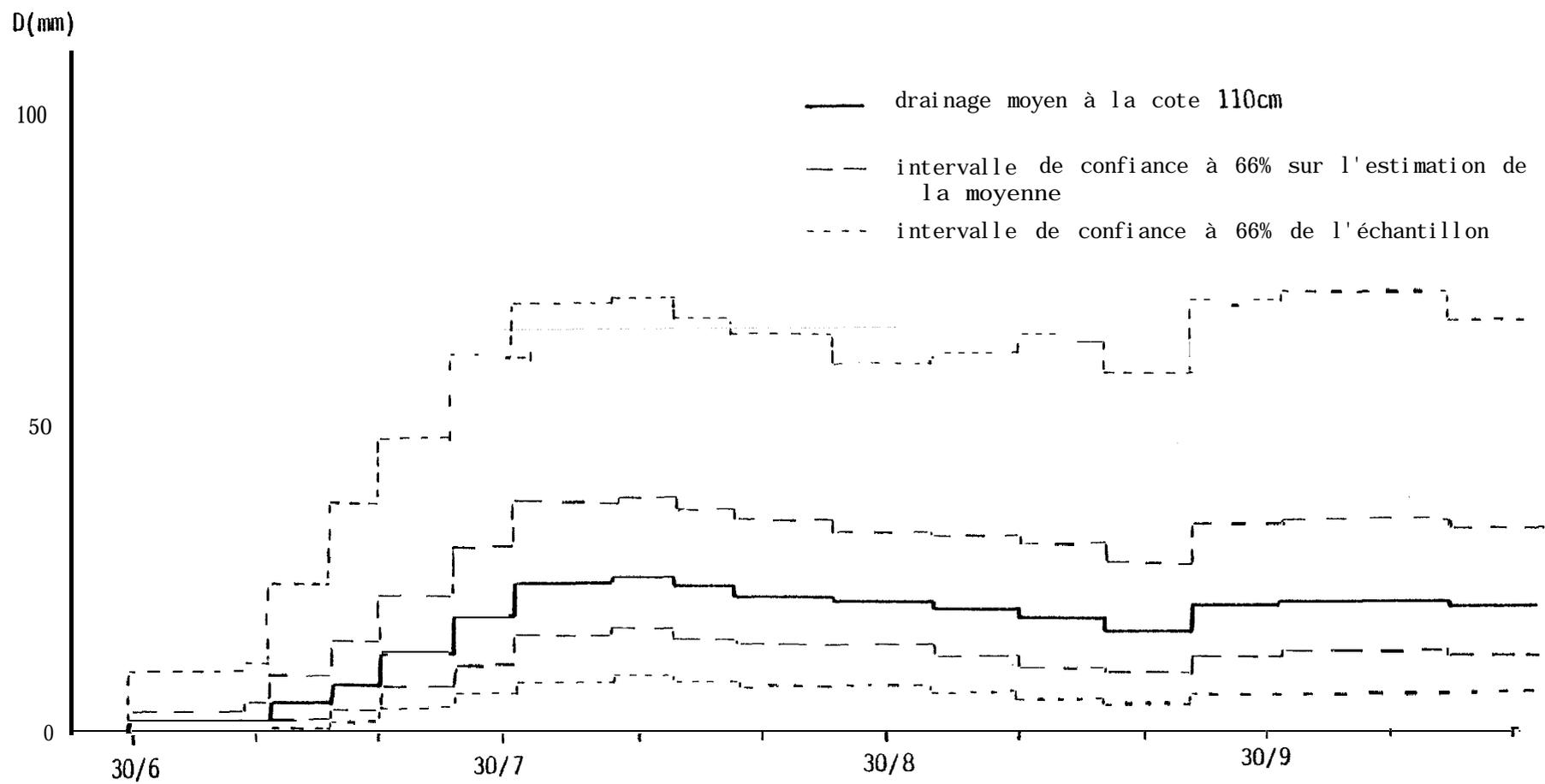


FIGURE 79 - LAMÉ D'EAU CUMULÉE MOYENNE ECOULÉE À TRAVERS LA COTE $Z=110\text{CM}$ DURANT LA PÉRIODE DE CULTURE

CONCLUSIONS

Les conclusions que nous pouvons formuler sur le thème de la variabilité spatiale des **entrées-sorties** de la zone non saturée, ne peuvent être en aucun cas exhaustives et prétendre s'appliquer avec **succès** sur d'autres types de sols. C'est le cas en particulier de la géométrie optimum des anneaux infiltromètres et de la relation entre conductivité hydraulique et texture du sol.

Toutefois, certains résultats ont probablement une représentativité plus importante dans la mesure où ils ont été développés sur d'autres sites par d'autres physiciens des sols. Il s'agit des lois de distribution spatiale des paramètres de l'écoulement, dont NIELSEN (1973) avait déjà montré les caractéristiques sur un sol limoneux.

D'un point de vue pratique, nous avons mis en évidence deux **problèmes** fondamentaux :

- l'optimisation d'un matériel de mesure de la loi d'infiltration $I(t)$ pour un sol donné,
- la **difficulté** de mesurer **in-situ** la relation conductivité hydraulique - teneur en eau du milieu.

Dans le premier cas, la simulation numérique des **écoulements axisymétriques** a montré que les essais classiquement effectués à l'infiltromètre simple ou double anneau **étaient biaisés** du fait de l'écoulement latéral. Les facteurs **correctifs** et les géométries d'anneaux proposées dans notre cas nous permettent d'estimer un phénomène naturel d'infiltration. Il conviendrait dans cette optique de simuler ce type d'essai pour différents sols et de proposer ainsi un système d'abaques permettant de corriger l'effet latéral.

Dans le deuxième cas, l'utilisation d'un paramètre textural nous a permis de prédire les relations **conductivité** hydraulique - teneur en eau sur des sites dont on connaissait la texture. Dans le contexte particulier du sol sableux que nous avons caractérisé, ces relations ont permis de quantifier les flux de drainage sous une culture et de **caractériser** ainsi le bilan hydrique du **système** sol-plante.

D'un point de vue théorique, nous avons mis en évidence l'indépendance statistique de nos mesures et leurs distributions spatiales. Il est apparu que la plupart **des** variables hydrodynamiques suivaient **des** lois de distributions dissymétriques (hormis la teneur en eau qui suit une loi de distribution gaussienne) dont la moyenne spatiale pouvait **être** estimée par la moyenne géométrique. C'est; le cas des lames d'eau infiltrées et des flux d'infiltration, c'est le cas aussi des flux de drainage.

A l'avenir, **il** serait nécessaire d'effectuer une **étude** semblable sur un sol plus lourd, limoneux ou argileux, pour vérifier la représentativité de ces **con-**
clusions, et mettre au point les outils expérimentaux appropriés.

BIBLIOGRAPHIE

- AIVAZIAN S. - 1970
Etude statistique des dépendances -
Editions MIR - Moscou, (235 pages).
- BAKER F.G., BOUMA J. - 1976
Variability of hydraulic conductivity in two subsurface horizons of two lt loam soils.
Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 40, (219-221).
- BUCKLEY SISSON - 1979
Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process.
M.S. Thesis Univ. of New-Mexico State University.
- CAMERON D.R. - 1978
Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on a small plot.
Soil Science, vol. 126, n°6 (364-371).
- CARVALLO H.O., CASSEL O.K., HAMMOND J., BAUER A. - 1976
Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock Sandy Loam.
Soil Science, vol. 121, n°6 (364-371).
- COLLIS-GEORGE N. - 1980
A pragmatic method to determine the parameters that characterize ponded infiltration.
Aust. J. Soil Res., vol. 18, (111-117).
- DANE J.H. - 1980
Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values.
Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 44 (228-231).
- DELHOMME J.P. - 1979
Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters : a geostatistical approach.
Water Resources Research, vol. 15, n°2 (269-279).
- ENDELMAN F.J., BOX G.E.P., BAYLE J.R., HUGHES R.R., KEENY D.R., NORTHOP M.L., SOFFIGNA P.G. - 1974
The mathematical modeling of soil-water-nitrogen phenomena.
Oak Ridge National Laboratory, EDFB-IBP- 74-8. (66 pages).
- GREEN W.H., PMPT G.A. - 1911
Studies in soil physics : Flow of air and water through soils.
J. Agr. Sci., vol. 4, (1-24).

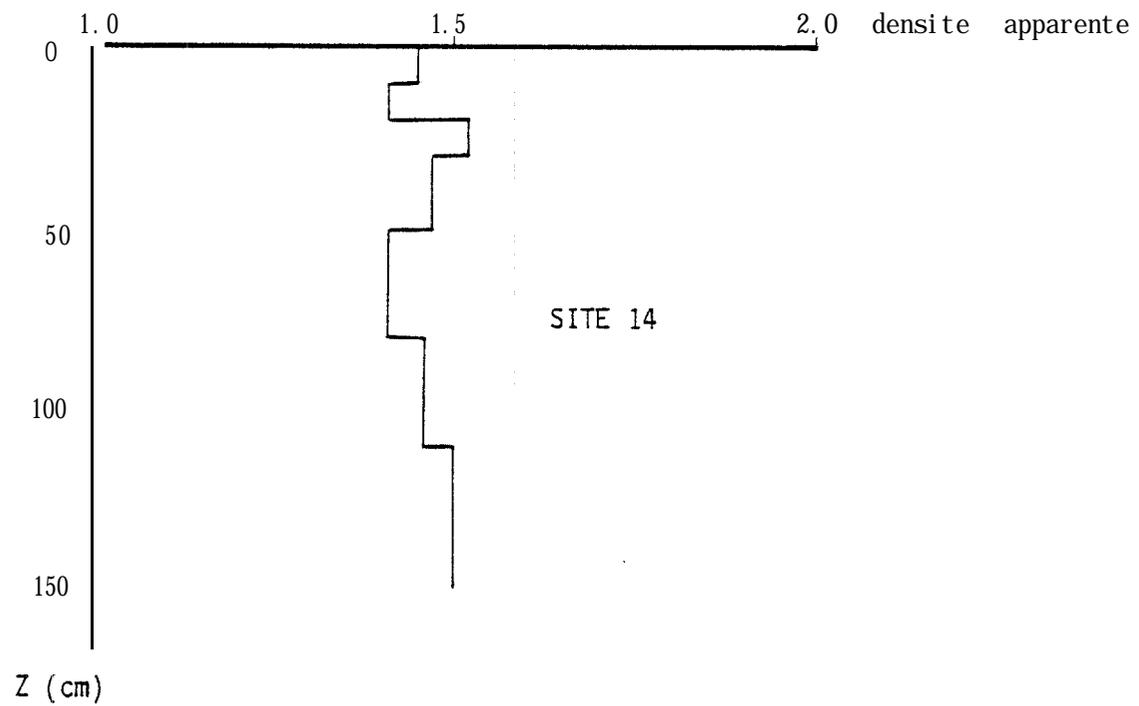
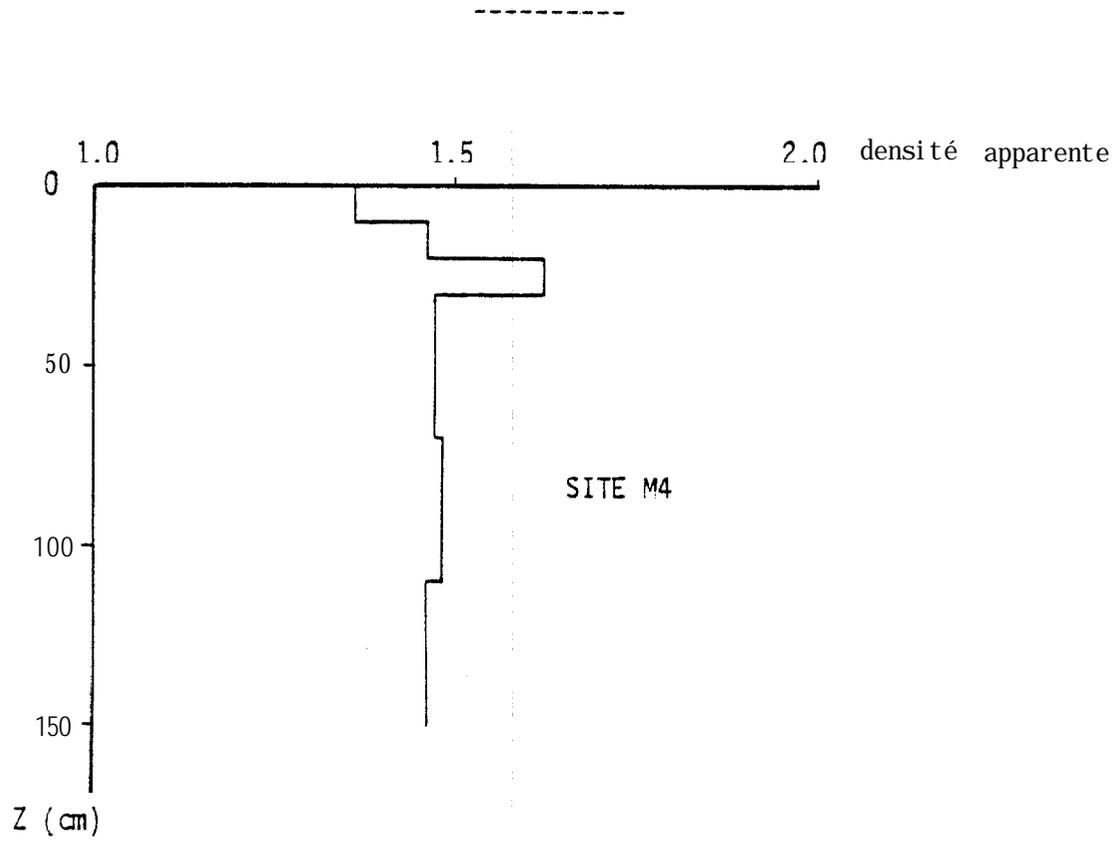
- HAMON G. - 1980
Mise en oeuvre et critique de méthodes de caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée du sol. Application aux sols de culture du Sénégal.
Thèse de Docteur-Ingénieur - Institut de Mécanique de Grenoble (136 p.).
- HAVERKAMP R., VAUCLIN M., TOUMA J., WIERENGA P.J., VACHAUD G. - 1977
A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration.
Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 41, n°2, (285-294).
- HAJRASULINA S., BANIABBASSI N., METTHEY J., NIELSEN J.R. - 1980
Spatial variability of soil sampling for salinity studies in southwest Iran.
Irrigation Science, VOL. 1, (197-208).
- HILLEL D., KRENTOS, STYLIANOU - 1972
Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in-situ.
Soil Science, vol. 14, n°5, (395-400).
- HILLEL D. - 1980
Fundamentals of soil physics.
Academic Press (413 pages).
- KHANJI J. - 1975
Etude de la recharge des nappes à surface libre par infiltration.
Thèse de Docteur de l'Université - Grenoble (252 pages).
- LANDWEHR J.M. - 1978
Some properties of the geometric mean and its use in water quality standards,
Water Resources Research, vol. 14, n°3 (467-473).
- LIBARDI P.L., REICHARDT K., NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. - 1980
Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity.
Soil Sci. Soc. of Am. J., vol. 44, n°1, (3-6).
- NIELSEN D. R., BIGGAR J.W., ERH K.T. - 1973
Spatial variability of field-measured soil-water properties.
Hilgardia 42, (215-259)
- MUALEM Y. - 1978
Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach.
Water Resources Research, vol. 14, n°2, (327-334).
- PARLANGUE J.Y. - 1971 a -
Theory of water-movement in soils: one dimensional absorption.
Soil Science, vol. 73, n°2 (134-137).
- PARLANGUE J.Y. - 1971 b -
Theory of water movement in soils: two and three dimensional adsorption.
Soil Science, vol. 71, (313-317).
- PHILIP J.R. - 1969
Theory of infiltration.
Advances in hydroscience. Vol. 5, V. T. CHOW Editor, Academic Press, (215-305).

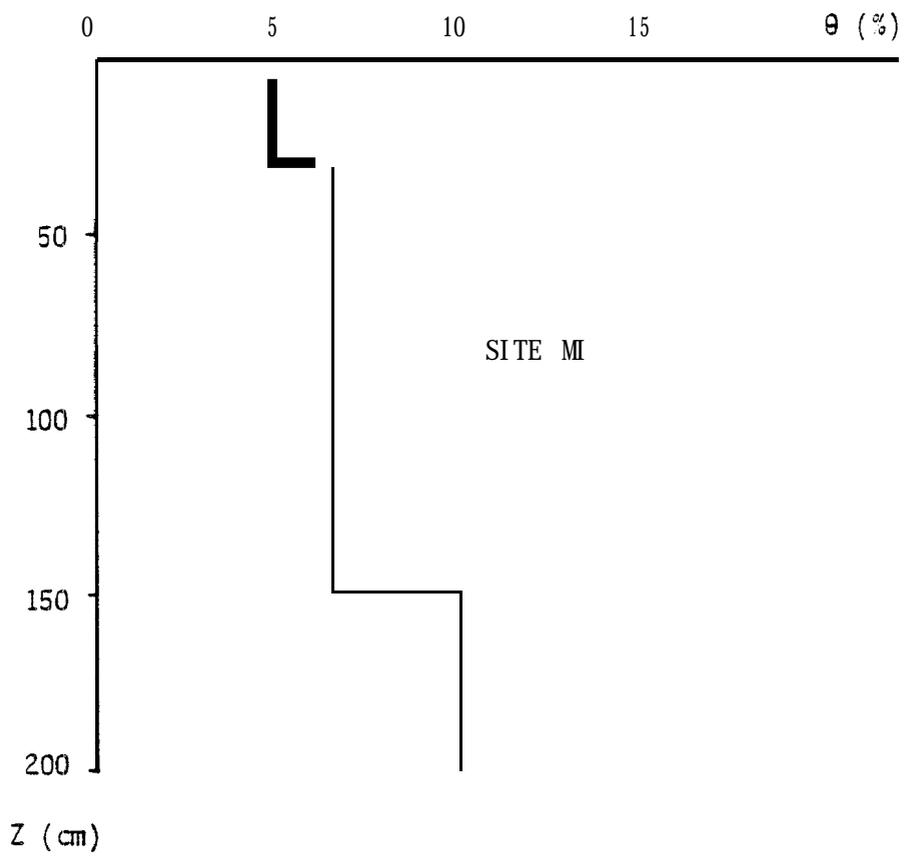
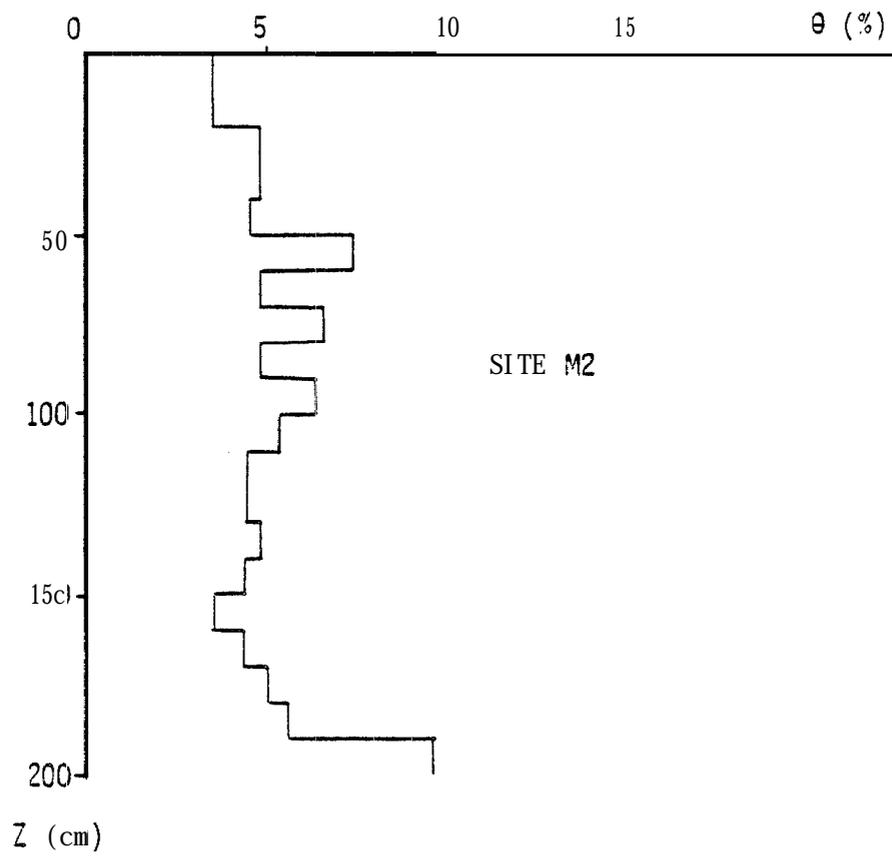
- PHILIP J.R. - 1974
Recent progress in the solution of non linear diffusion equations.
Soil Science, vol. 177, (257-264).
- REMSON I., HORNBERGER G.M., MOLZ F.D. - 1971
Numerical methods in subsurface hydrologie.
John Wiley, New-York.
- ROGGWSKI A.S. - 1972
Watershed Physics : Soil variability Criteria.
Water Resources Research, vol. 1, n°4, (1015-1023).
- SHARMA M.L., GANDER.A., HUNT C.G. - 1980
Spatial variability of infiltration in a watershed
J. Of. Hydrol., vol. 45, n° 1/2, (101-122)
- SMILES D.E., KNIGHT J.H. - 1976
A note on the use of the Philip infiltration equation.
Aust. J. Soil Res. vol.14, (103-108).
- SMITH R.E., HEBBERT R.H.B. - 1979
A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration.
Water Resources Research, vol. 15, n°2, (419-429).
- THONY J.L. - 1970
Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés.
Thèse de Docteur-Ingénieur, Grenoble (740 pages).
- TRICKER A. - 1978
The infiltration cylinder : some comments on its use.
Journal of Hydrology, vol. 36, (383-391).
- TURNER N.C., PARLANGE J.Y. - 1974
Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water.
Soil Science, vol. 118, n°2 (70-77).
- VACHAUD G., VAUCLIN M., IMBERNON J., PIERI C., DANCETTE C., DIATTA S. - 1982
Etude des pertes en eau et en matières minérales sous culture considérant La variabilité spatiale du sol.
Soumis au 12ème Congrès International de Sciences du Sol - New-Delhi.
- VAN GENUCHTEN M.TH. - 1979
A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.
- VAUCLIN M. - 1975
Etude expérimentale et numérique du drainage de nappes à surface libre. Influence de la zone non saturée.
Thèse de Docteur de l'Université - Grenoble (196 pages).
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G. - 1979
Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés.
Presses Universitaires de Grenoble (763 pages).

ANNEXES

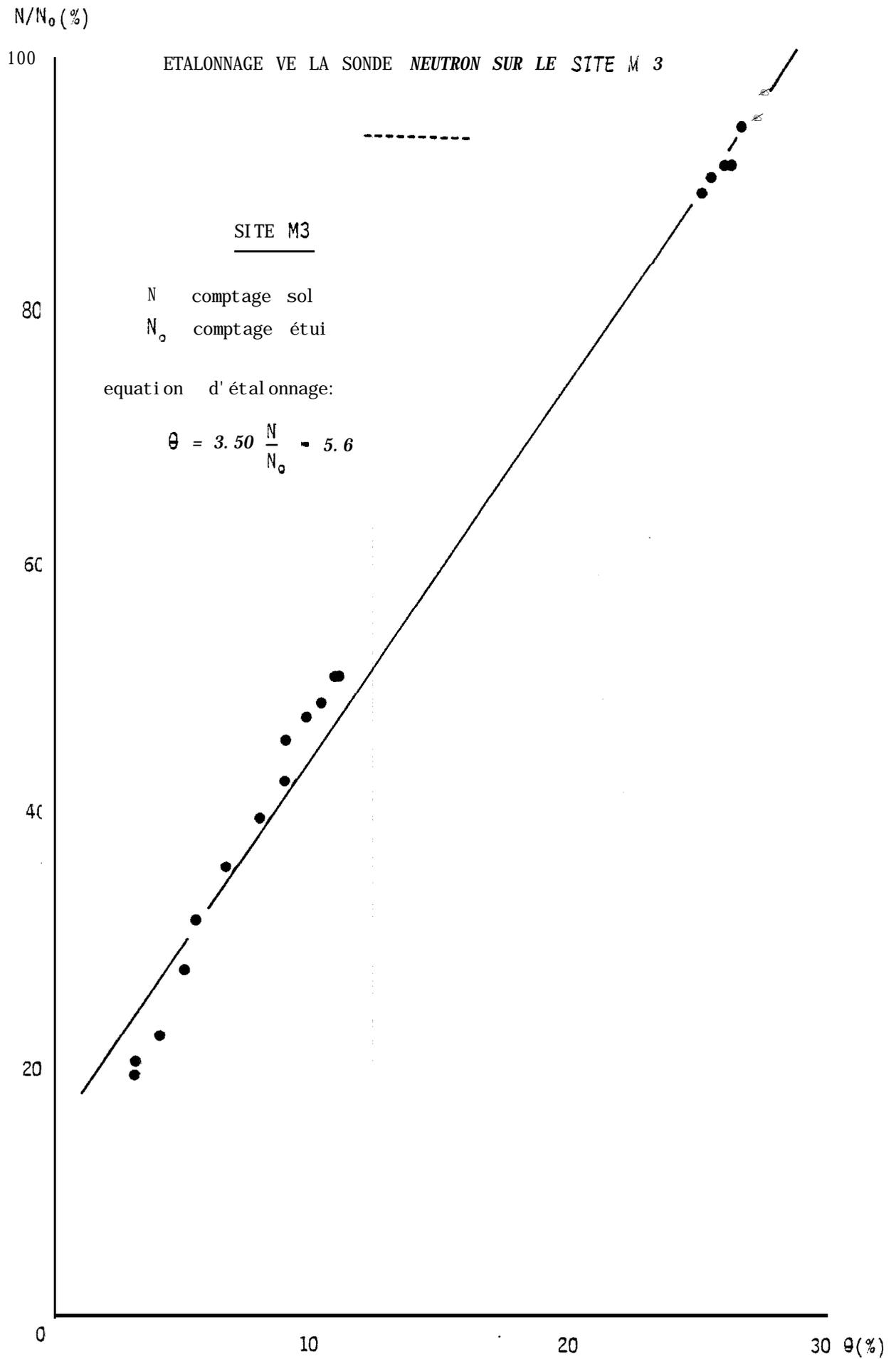
ANNEXE n° I

PROFILS VE DENSITE ET VE TEXTURE





A N N E X E n ° II



A N N E X E n ° III

V E R I F I C A T I O N D E L A N O R M A L I T E D ' A P R E S

L A D I S S Y M E T R I E E T L ' A P L A T I S S E M E N T (A I V A Z I A N , 1 9 7 0)

- e - - - - - , - - - - - p - - - - -

1) Calcul des coefficients empiriques de dissymetrie et d'aplatissement

— coefficient de dissymetrie:

$$\hat{\delta}_1(N) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - \bar{Z})^3}{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - \bar{Z})^2 \right]^{\frac{3}{2}}}$$

— coefficient d'aplatissement:

$$\hat{\delta}_2(N) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - \bar{Z})^4}{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - \bar{Z})^2 \right]^2} - 3$$

2) Calcul des écarts quadratiques moyens

— de la dissymetrie:

$$\sigma_{\hat{\delta}_1(N)} = \sqrt{\frac{6(N-2)}{(N+1)(N+3)}}$$

— de l'aplatissement:

$$\sigma_{\hat{\delta}_2(N)} = \sqrt{\frac{24 N (N-2)(N-3)}{(N+1)^2 (N+3)(N+5)}}$$

A N N E X E n ° IV

ESTIMATION DU VARIOGRAMME ET DU CORRELOGRAMME SPATIAL

1) VARIOGRAMME

Quand le phénomène étudié se développe dans un plan, \vec{h}^* est un vecteur de composantes (h_1^*, h_2^*) , de même que x désigne un point de coordonnées (x_1, x_2) . Le **variogramme** est alors une fonction des deux variables h_1^* et h_2^* , ou, en coordonnées polaires, une fonction du module h^* , distance entre les points, et de l'angle polaire w .

$$\gamma(\vec{h}^*) \equiv \gamma(h_1^*, h_2^*) \equiv \gamma(h^*, w)$$

Les points expérimentaux étant irrégulièrement espacés dans le plan, on procède à des regroupements par classe de distance et d'angle pour calculer les écarts quadratiques moyens. On peut aussi considérer le variogramme global, c'est-à-dire toutes directions confondues ; celui-ci est alors une fonction du seul module h^* . C'est ce type de variogramme que nous avons déterminé pour notre étude, dans le souci d'avoir un nombre de couples suffisant dans chacune des classes de distance. Il a été calculé pour des valeurs de h^* multiples du pas à l'aide de la formule suivante :

$$\gamma(h^*) = \frac{1}{2N(h^*)} \sum_{i=1}^{N(h^*)} \left[Z(x_i + h^*) - Z(x_i) \right]^2$$

2) CORRELOGRAMME

Un avantage du variogramme est de travailler sur des écarts quadratiques moyens, donc sans souci de la manière dont on considère les couples de points. Par contre, le **corrélogramme** qui **représente** un coefficient de corrélation entre deux points distants de h^* , est très sensible au sens des couples (la corrélation obtenue avec les couples (X_1, X_2) et (X_1, X_3) est différente de celle obtenue avec (X_1, X_2) et (X_3, X_1) j. Il est donc nécessaire de se fixer une direction privilégiée (un vecteur).

Dans notre cas, nous nous sommes fixés un sens de circulation, consistant à balayer un angle de sélection de 90° suivant la direction correspondant à la diagonale 11, 47. Il est clair que le corrélogramme calculé dépendra du sens de circulation adopté et variera avec celui-ci.

La formulation du corrélogramme s'exprimera de la façon suivante :

$$\rho(h^*) = \frac{\text{COV}(Z(x_i+h^*), Z(x_i))}{\sigma_{Z(x)}}$$

avec :

$$\text{cov}(Z(x+h^*), Z(x)) = \frac{1}{N(h^*)} \sum_{i=1}^{N(h^*)} \left[Z(x_i+h^*) - \bar{Z}(x_i+h^*) \right] \cdot$$

$$\cdot \left[Z(x_i) - \bar{Z}(x_i) \right]$$

et :

$$\sigma_{Z(x+h^*)}^2 = \frac{1}{N(h^*)} \sum_{i=1}^{N(h^*)} \left[Z(x_i+h^*) - \bar{Z}(x_i+h^*) \right]^2$$