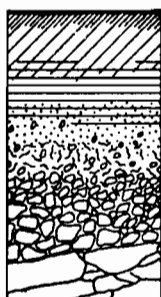


R. POSS, H. SARAGONI
et A. FORGET

ETUDES DES CONDUCTIVITES
HYDRAULIQUES
DANS LES TERRES DE BARRE



INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

CENTRE ORSTOM DE LOME



NOVEMBRE 1985

O R S T O M

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

CENTRE DE LOME

ETUDE DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES

DANS LES TERRES DE BARRE

POSS*, SARAGONI** et FORGET*

* CRSTOM, B.P. 375 LOME

** IRAT/TOGO, B.P. 1 163 LOME

Novembre 1985

ETUDE DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES DANS LES TERRES DE BARRE

P l a n

I. INTRODUCTION.

II. RAPPELS DE LA THEORIE

- 2-1. Etalonnage de l'humidimètre à neutrons
- 2-2. Détermination des conductivités hydrauliques

III. PROTOCOLE UTILISE.

- 3-1. Les parcelles
- 3-2. La méthode du drainage interne
- 3-3. La méthode du plan de flux nul
- 3-4. L'étalonnage de l'humidimètre

IV. DETERMINATION DES DROITES D'ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE

V. DETERMINATION DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES.

- 5-1. Calcul des humidités volumiques
- 5-2. Détermination du niveau de plan de flux nul et calcul du gradient de charge.
- 5-3. Calcul des variations de stock par unité de temps
- 5-4. Les conductivités hydrauliques

VI. CONCLUSION.

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXE 1 : Graphes des humidités pondérales en fonction des taux de comptage.

ANNEXE 2 : Tableaux de calcul des conductivités hydrauliques

ETUDE DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES

DANS LES TERRES DE BARRE

R. POSS, H. SARAGONI, A. FORGET

I. INTRODUCTION.

Au Togo méridional plus de 650 000 personnes se nourrissent essentiellement de maïs produit sur des sols ferrallitiques très homogènes appelés localement "*terres de Barre*". Mais la productivité de ces sols est faible (environ 600 kg de maïs en grande saison des pluies) en raison des effets conjugués d'une faible pluviométrie (1 000 mm par an environ assurant deux saisons de culture) et de carences minérales spectaculaires en azote et surtout en potasse.

Le programme de recherches en cours vise à définir les modalités d'alimentation en eau du maïs ainsi que les mouvements des éléments minéraux à l'intérieur du sol. Il est donc nécessaire de définir les flux hydriques à différentes profondeurs. Au cours des phases de ressuyage, qui dominent au cours de l'année (les pluies sont rares et peu abondantes) il est possible d'évaluer ces flux à l'aide de l'humidité à la profondeur considérée et de la conductivité hydraulique en appliquant la loi de DARCY généralisée. Il est donc nécessaire de déterminer la conductivité hydraulique du sol aux différentes profondeurs auxquelles les flux doivent être déterminés.

Cette détermination nécessite un suivi dans le temps de la tension de l'eau dans le sol et de l'humidité. Si les valeurs de tension sont directement lues sur les tensiomètres, les mesures d'humidité sont par contre déduites de taux de comptage obtenus à l'humidimètre à neutrons grâce à un délicat étalonnage. Après avoir rappelé la théorie, nous préciserons le dispositif expérimental permettant la mesure simultanée des conductivités hydrauliques et des coefficients d'étalonnage avant d'exposer l'ensemble des résultats.

II. RAPPELS DE LA THEORIE.

2.1. Etalonnage de l'humidimètre à neutrons.

A un niveau donné le taux de comptage neutronique T_c (valeur lue sur l'appareil corrigée en fonction de la valeur indiquée dans l'eau) est proportionnel à l'humidité volumique H_v :

$$H_v = a \times T_c + b \quad (1)$$

Les coefficients a et b peuvent être déterminés soit dans un laboratoire spécialisé (méthode du bloc graphique), soit au champ en effectuant des mesures simultanées de H_v et de T_c , méthode plus longue mais plus précise que nous avons adoptée (méthode gravimétrique).

Cependant la détermination de l'humidité d'un échantillon de sol (par séchage à l'étuve à 105°C) fournit l'humidité pondérale H_p , qui est liée à l'humidité volumique H_v par la relation :

$$H_v = d_a \times H_p \quad d_a = \text{densité apparente du sol}$$

Pour effectuer l'étalonnage il faut donc déterminer à chaque niveau de mesure les 3 valeurs T_c , d_a et H_p .

La relation (1) peut être modifiée afin de faire apparaître H_p :

$$H_v = d_a \times H_p \quad \text{d'où} \quad H_p = \frac{a}{d_a} T_c + \frac{b}{d_a} = \underline{a' T_c + b'}/$$

$$\begin{aligned} \text{avec} \quad a &= d_a \times a' \\ b &= d_a \times b' \end{aligned}$$

Nous avons donc cherché à établir pour chaque niveau les relations $H_p = f(T_c)$, les coefficients a et b étant calculés ensuite en multipliant par la densité apparente les coefficients a' et b'

2.2. Détermination des conductivités hydrauliques.

Tous les calculs reposent sur l'application de deux équations fondamentales :

- l'équation de la loi de DARCY généralisée :

$$q = - K(Hv) \frac{dH}{dz}$$

q : flux hydrique
 $K(Hv)$: conductivité hydraulique à l'humidité volumique Hv
 dH : gradient de charge hydraulique entre deux sections distantes de dz .

- l'équation de conservation de la masse exprimant que la différence entre les flux entrant et sortant est égale à la variation de la masse d'eau stockée dans le sol.

$$q^2 - q^1 = - \frac{dS}{dt}$$

q^1 : flux entrant par la face supérieure
 q^2 : flux sortant par la face inférieure
 dS : variation de stock dans la tranche de sol considérée
 dt : intervalle de temps considéré

Il faut préciser les conditions d'application de ces relations :

- l'écoulement doit être unidirectionnel, ce qui impose un important anneau de garde autour du site de mesure
- le milieu doit être rigide, ce qui est le cas des sols ferrallitiques à minéralogie dominée par le quartz et la kaolinite.
- les migrations sous l'effet des gradients osmotique et thermique doivent être négligeables, ce qui est le cas général dans les sols.
- l'air doit être à la pression atmosphérique dans les pores, condition assurée par un arrosage à l'aide de pluies simulées et l'étude de la phase de ressuyage seule.

Les deux méthodes utilisées pour déterminer les conductivités hydrauliques nécessitent la définition d'un niveau auquel le flux hydrique q_1 est nul. A un niveau quelconque, on peut alors écrire :

$$q(z) - 0 = - \frac{dSz}{dt}$$

$q(z)$: flux hydrique à la profondeur z
 dSz : variation de stock par unité de temps entre la profondeur de flux nul et la profondeur z .

En appliquant l'équation de DARCY :

$$\frac{dSz}{dt} = - K(Hv) \frac{dH}{dz} \quad \text{d'où il vient} \quad \boxed{K(Hv) = \left(\frac{dSz}{dt} \right) \% \left(\frac{dH}{dz} \right)} \quad (1)$$

Il faut donc simultanément à différents temps correspondant à des humidités différentes :

- évaluer l'humidité à chacun des niveaux étudiés
- déterminer le niveau du plan de flux nul
- calculer le gradient de charge hydraulique
- calculer la variation de stock par unité de temps entre ce niveau et les niveaux étudiés.

III. PROTOCOLE UTILISE.

3-1. Les parcelles.

Deux parcelles (P21 et P23) ont été étudiées simultanément. Toutes deux étaient équipées du même dispositif (photo 1) :

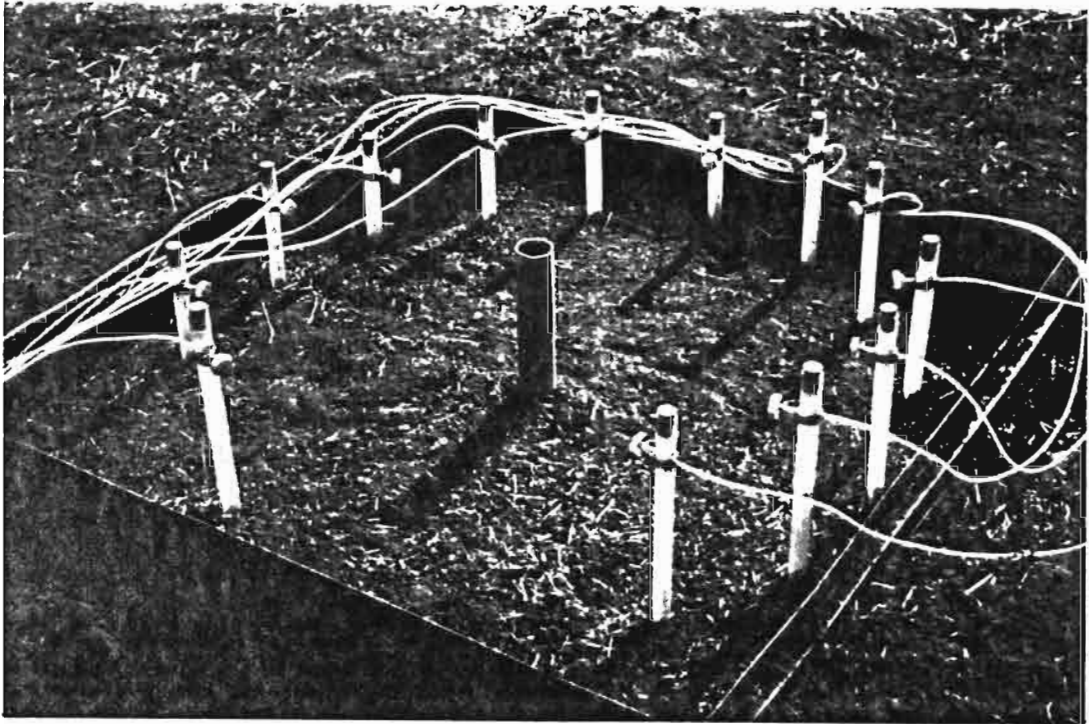


Photo 1.

- au centre de la parcelle un tube en PVC permettant l'accès de la sonde à neutrons (humidimètre SOLO 25 équipé d'une source de 40 m Ci) a été implanté à une profondeur de deux mètres. L'étalonnage gravimétrique a été effectué sur les deux parcelles et la bonne implantation vérifiée par ouverture de fosse d'observation à la fin de l'expérimentation

(photo 2). Les déterminations d'humidité ont été effectuées tous les 10 cm à

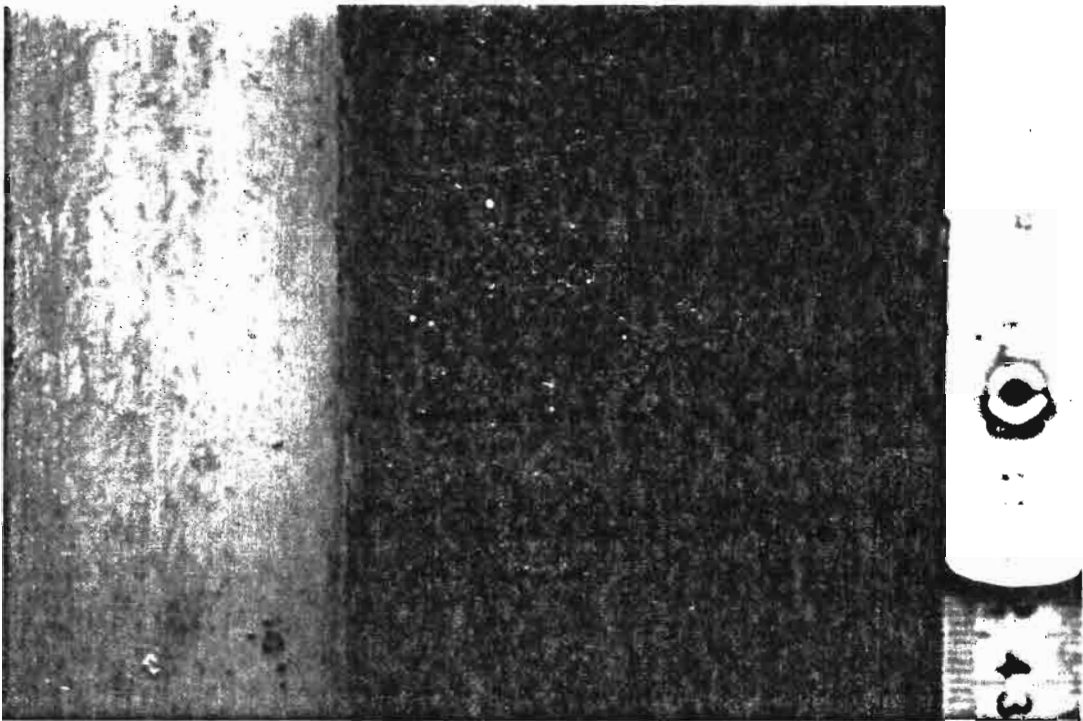
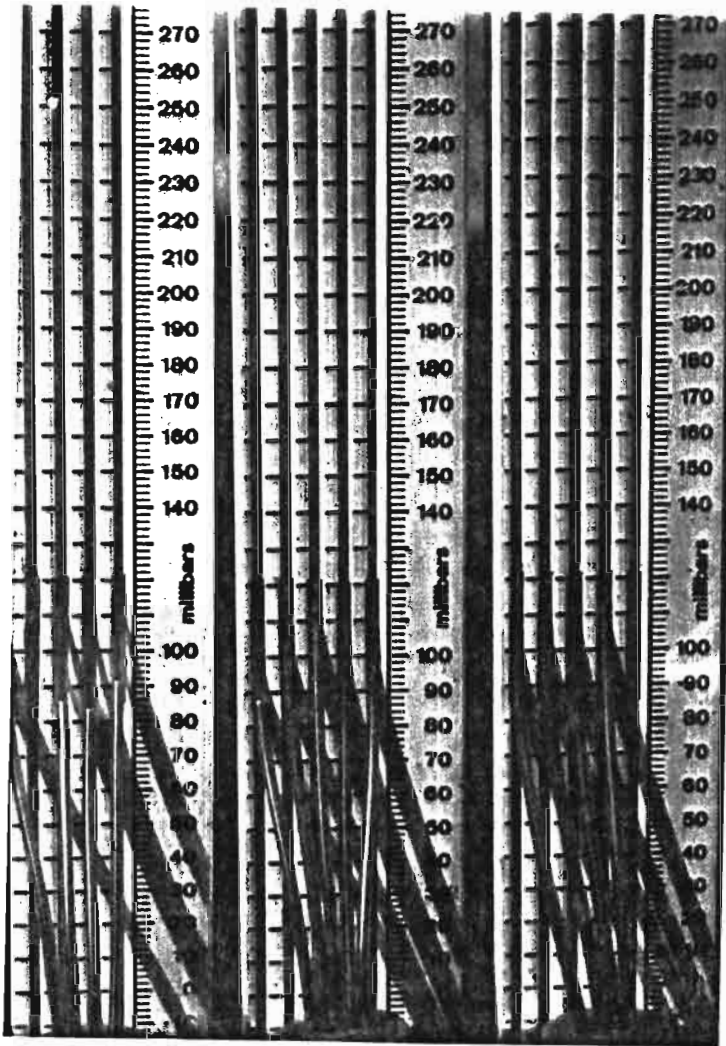


Photo 2.

partir de 5 cm avec un réflecteur en surface. Chaque série de mesure à l'humidimètre était encadrée de 3 mesures dans l'eau, afin de corriger la dérive électronique de l'appareil (POSS, 1985).

- une batterie de 14 tensiomètres a été répartie en cercle autour du tube de sonde, à une distance de 40 centimètres environ du tube (supérieure au rayon de la sphère d'influence de l'humidimètre). Les tensiomètres étaient échelonnés tous les 10 centimètres dans les 80 premiers centimètres, puis tous les 20 centimètres jusqu'à 190 cm : 5, 15, 25, 35, 45, 55, 75, 90, 110, 130, 150, 170 et 190 cm. La mise en place s'est effectuée par introduction en force de la bougie dans un trou de diamètre très légèrement plus faible. Les tensiomètres utilisés étaient des tensiomètres classiques à bougie en céramique, la



transmission des pressions s'effectuant par un capillaire plongeant verticalement dans du mercure, (photo 3) ce qui permet une lecture aisée des charges hydrauliques (matériel VARDEUX).

Chaque parcelle a été humidifiée par une série de 8 pluies simulées réparties sur 13 jours. Le simulateur de pluie utilisé était un infiltromètre à aspersion (ASSELINE et VALENTIN, 1978) permettant d'effectuer des pluies d'intensités variables sur une parcelle de 1 mètre carré. Le réglage de l'intensité s'effectuant par modification de l'angle de balancement du gicleur, la surface arrosée au cours des pluies est de l'ordre de quatre mètres sur deux - En raison d'un traitement différent de la surface du sol (labour initial sur 10 cm sur la première parcelle, paillage et labour à chaque pluie sur la

Photo 3.

deuxième) la lame d'eau infiltrée au cours des 7 premières pluies est de 198 mm dans la première parcelle et de 489 mm dans la seconde. Cette quantité est largement suffisante pour humecter le sol, la réserve utile étant de l'ordre de 125 mm sur deux mètres (POSS, FORGET, SARAGONI, 1984). Les deux parcelles ayant été de nouveau labourées avant la dernière pluie, la lame infiltrée y a été très voisine : 46 mm dans la première et 48 mm dans la seconde.

3-2. La méthode du drainage interne.

La méthode la plus simple pour calculer la conductivité hydraulique d'un sol est d'étudier son ressuyage après un important apport d'eau en supprimant toute évaporation à partir de la surface. Le plan de flux nul est donc en surface et le stock à prendre en compte dans l'équation (1) est la totalité du stock d'eau du sol entre la surface et la profondeur étudiée. C'est la méthode du "drainage interne" mise au point par HILLEL et al. (1972) et largement utilisée depuis.

Cette méthode a été utilisée sur les deux sites. Pendant une semaine, des mesures simultanées d'humidité et de charge hydraulique ont été réalisées sur les deux parcelles. Pour éviter toute évaporation les sites étaient protégés par une bâche de 3 mètres sur 5, elle-même recouverte d'herbes sèches afin d'éviter l'échauffement de la surface du sol. Pour obtenir la meilleure précision possible, les mesures étaient très rapprochées au début du ressuyage où les variations d'humidité sont rapides, alors qu'elles ne s'effectuaient que toutes les 24 heures à partir du 2^e jour :

n° de la mesure	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
temps après la fin de la pluie	0	15mn	30mn	45mn	1h	1h30	3h	6h	12h	1j	2j	3j	4j	5j	6j	7j

Tableau 1 : Espacement des mesures au cours du drainage interne.

Les comptages neutroniques ont été effectués en temps long, avec deux répétitions par niveau à partir de la 3^e heure.

3-3. La méthode du plan de flux nul.

Si la méthode du drainage interne est relativement aisée à mettre en oeuvre et ne pose pas de problèmes particuliers de dépouillement, elle ne permet pas toutefois d'accélérer aux faibles humidités car en l'absence d'évaporation les flux deviennent très faibles après quelques jours. Pour obtenir un assèchement du sol plus poussé il est nécessaire de débâcher le sol. Comme précédemment il faut mesurer simultanément l'humidité et les charges hydrauliques, mais l'interprétation est beaucoup plus délicate : en effet, à proximité de la surface, l'évaporation provoque un flux ascendant, alors qu'en

profondeur le flux descendant commencé dès le début du ressuyage se poursuit. Il est donc nécessaire de déterminer à chaque date la profondeur du plan de flux nul à partir duquel les variations de stock de l'équation (1) doivent être calculées (VACHAUD et al., 1978).

Après une semaine de suivi du drainage interne les deux parcelles ont donc été débâchées et les couples humidités-tensions mesurés tous les jours. l'expérimentation prévue pour un mois a été interrompue après 8 jours par un orage de 80 mm... A chaque niveau deux comptages neutroniques en temps long ont été effectués (erreur relative du comptage inférieure à 1,5 %, POSS 1985).

3-4. L'étalonnage de l'humidimètre.

Pour augmenter la précision de la relation $H_p = f(T_c)$, il faut effectuer des mesures dans une gamme d'humidité la plus large possible. C'est pourquoi les déterminations se sont effectuées en trois temps (tableau 2).

Profondeurs (cm)	Pose	Temps après la dernière pluie simulée						Démon-tage
		0	15 mn	30 mn	1 h	6 h	7 j	
0-10								
10-20								
20-30								
30-40								
40-50								
50-60								
60-70		-	-	-				
70-80		-	-	-				
80-90		-	-	-				
90-100		-	-	-				
100-110		-	-	-				
110-120		-	-	-				
120-130		-	-	-				
130-140		-	-	-				
140-150		-	-	-				
150-160		-	-	-				
160-170		-	-	-				
170-180		-	-	-				
180-190		-	-	-				
190-200		-	-	-				

Tableau 2 : Dates et profondeurs des mesures simultanées gravimétriques - humidimétriques utilisées pour l'étalonnage.

Les premières mesures se sont effectuées à la mise en place des tubes : tous les 10 centimètres l'échantillon recueilli à la tarière en forant le trou du tube était soigneusement homogénéisé et échantillonné dans deux boîtes hermétiques. Le même jour le tube était mis en place et le taux de comptage déterminé à chaque niveau.

Nous avons ensuite suivi le ressuyage des parcelles au cours de l'expérience de drainage interne. Des expérimentations précédentes (POSS, FORGET, SARAGON 1984) ayant montré un ressuyage très rapide des horizons supérieurs nous avons effectué des mesures sur les 60 premiers centimètres juste à la fin de la pluie, puis après 15 et 30 minutes. Trois autres séries de mesure ont été effectuées après 1 heure, puis 6 heures et enfin 1 semaine.

Les dernières mesures ont été réalisées lors du démontage du tube : après avoir effectué une série de mesures à la sonde, une fosse a été immédiatement ouverte et des échantillons prélevés à proximité du tube. Cette fosse a également permis de vérifier le bon contact entre le tube et le sol.

Quant aux mesures de densités apparentes, elles ont été effectuées au cylindre de 250 cm³. Six répétitions ont été réalisées sur les horizons de surface et quatre répétitions sur les horizons de profondeur.

IV. DETERMINATION DES DROITES D'ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE.

Profondeurs (cm)	P 21			P 23		
	a'	b'	r	a'	b'	r
0-10	0,069	-4,65	0,95	0,062	-2,57	0,97
10-20	0,035	3,39	0,96	0,027	4,73	0,95
20-30	0,041	0,88	0,97	0,028	4,10	0,96
30-40	0,050	-1,91	0,97	0,035	2,37	0,90
40-50	0,058	-4,48	0,93	0,029	3,94	0,91
50-60	0,051	-1,78	0,98	0,035	2,74	0,97
60-70	0,056	-2,73	0,99	0,035	3,38	0,98
70-80	0,046	0,095	0,99	0,045	-0,66	0,96
80-90	0,051	-1,92	0,99	0,058	-6,12	0,99
90-100	0,047	-0,91	0,99	0,075	-14,27	0,89
100-110	0,043	0,14	0,99	0,075	-14,48	0,97
110-120	0,027	5,92	0,72	0,071	-13,1	0,97
120-130	0,047	-2,01	0,99	0,047	-2,34	0,98
130-140	0,061	-8,44	0,97	0,047	-2,76	0,95
140-150	0,045	-2,47	0,98	0,032	2,83	0,66
150-160	0,160	-53,6	0,87	0,068	-12,87	0,95
160-170	0,050	-4,95	0,96	0,064	-11,51	0,80
170-180	0,057	-8,45	0,91	0,056	-7,85	0,87
180-190	0,037	1,44	0,92	0,047	-3,49	0,83
190-200	0,044	-1,84	0,97	0,059	-9,07	0,95

Tableau 3 : Coefficients des droites $H_p = a' T_c + b'$ et coefficients de corrélation.

Le calcul des équations des droites de corrélation entre les humidités pondérales et les taux de comptage pour les différents niveaux des deux tubes étudiés (tableau 3) fait apparaître un coefficient de corrélation très généralement supérieur à 0,90.

Cependant ce coefficient est dans les deux cas plus faible pour les horizons de profondeur : la précision du calcul y est moins bonne qu'en surface car les variations d'humidité y sont plus faibles ce qui introduit une grande incertitude.

La comparaison des nuages de points obtenus permet d'effectuer des regroupements par sites et par groupes d'horizons (cf. annexe 1).

Une corrélation peut alors être effectuée (tableau 4) sur l'ensemble des valeurs ainsi regroupées. Multipliés par la densité apparente au niveau considéré, les coefficients des droites de corrélations fournissent les coefficients a et b des droites d'étalonnage.

Il apparaît alors qu'il est tout à fait légitime d'effectuer des mesures à 5 cm (avec réflecteur neutronique) à condition d'utiliser pour ce niveau des coefficients d'étalonnage spéciaux très différents des coefficients de profondeur. Il est toutefois nécessaire de positionner très précisément la source dans le sol car une faible erreur en hauteur modifie considérablement le nombre de neutrons ralentis revenant au détecteur.

En profondeur la précision des valeurs des coefficients d'étalonnage reste faible en raison de la faible variation d'humidité observée. Au niveau des calculs ultérieurs ce manque de précision intervient peu en raison justement de cette constance de l'humidité : à ces niveaux les variations de stock restent faibles.

Profondeurs (cm)	a'	b'	r	da	a	b
0-10	0,071	-5,47	0,96	1,62	0,115	-8,86
10-20	0,031	4,19	0,94	1,51	0,047	6,32
20-30	0,037	1,84	0,91	1,51	0,056	2,78
30-40						
40-50						
50-60	0,038	2,80	0,91	1,47	0,056	4,12
60-70						
70-80						
80-90						
90-100	0,035	3,12	0,75	1,48	0,052	4,62
100-110						
110-120						
120-130	0,042	-0,67	0,84	1,48	0,062	-0,99
130-140						
140-150						
150-160						
160-170	0,051	-5,14	0,87	1,48	0,075	-7,61
170-180						
180-190						
190-200						

Tableau 4 : Coefficients des droites $H_p = a' T_c + b'$ et coefficients des droites $H_v = a T_c + b$ par groupe d'horizons.

Le suivi du ressuyage d'un sol après un important d'eau permet donc, par des mesures d'humidité simultanées à la tarière et à l'humidimètre à neutrons, d'établir les droites d'étalonnage pour les différents horizons d'une manière simple et fiable couvrant une large gamme d'humidité, du moins pour les horizons supérieurs. Cette méthode nécessite toutefois un important travail de terrain tant pour les prélèvements gravimétriques que pour la détermination des densités apparentes.

V. DETERMINATION DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES,

Le calcul des différents paramètres intervenant dans la détermination des coefficients de conductivité hydraulique s'est effectué à chacun des temps auxquels avaient été mesurés les couples humidité - charge hydraulique (entre 0 et 410 heures). Pour chacune des deux parcelles 7 niveaux ont été retenus (5, 15, 30, 50, 75, 100, 125, 150 et 175 cm), pour lesquels les conductivités hydrauliques ont été calculées.

5-1. Calcul des humidités volumiques.

En représentant l'évolution de l'humidité volumique de chaque niveau de mesure en fonction du logarithme du temps (figures 1 et 2) nous retrouvons, après un temps de ressuyage variable, la relation linéaire classique (OGATA et RICHARDS, 1957). Il faut noter qu'à la fin de la pluie l'humidité des horizons profonds continue à croître pendant plus d'une heure, ce qui correspond au temps nécessaire au front d'humectation pour parvenir à ce niveau. Le ressuyage ne débute qu'ensuite (doù l'impossibilité de calculer la conductivité hydraulique en profondeur dans la première heure suivant la fin de la pluie). Cependant l'incertitude liée au comptage neutronique lui-même et celle, surtout nette près de la surface, liée à la précision du niveau de la sonde dans le sol introduit une variabilité dans la détermination de l'humidité volumique. C'est pourquoi l'évolution de l'humidité en fonction du temps a été ajustée sur une loi logarithmique.

$$H_v = a + b \text{ Log } (t)$$

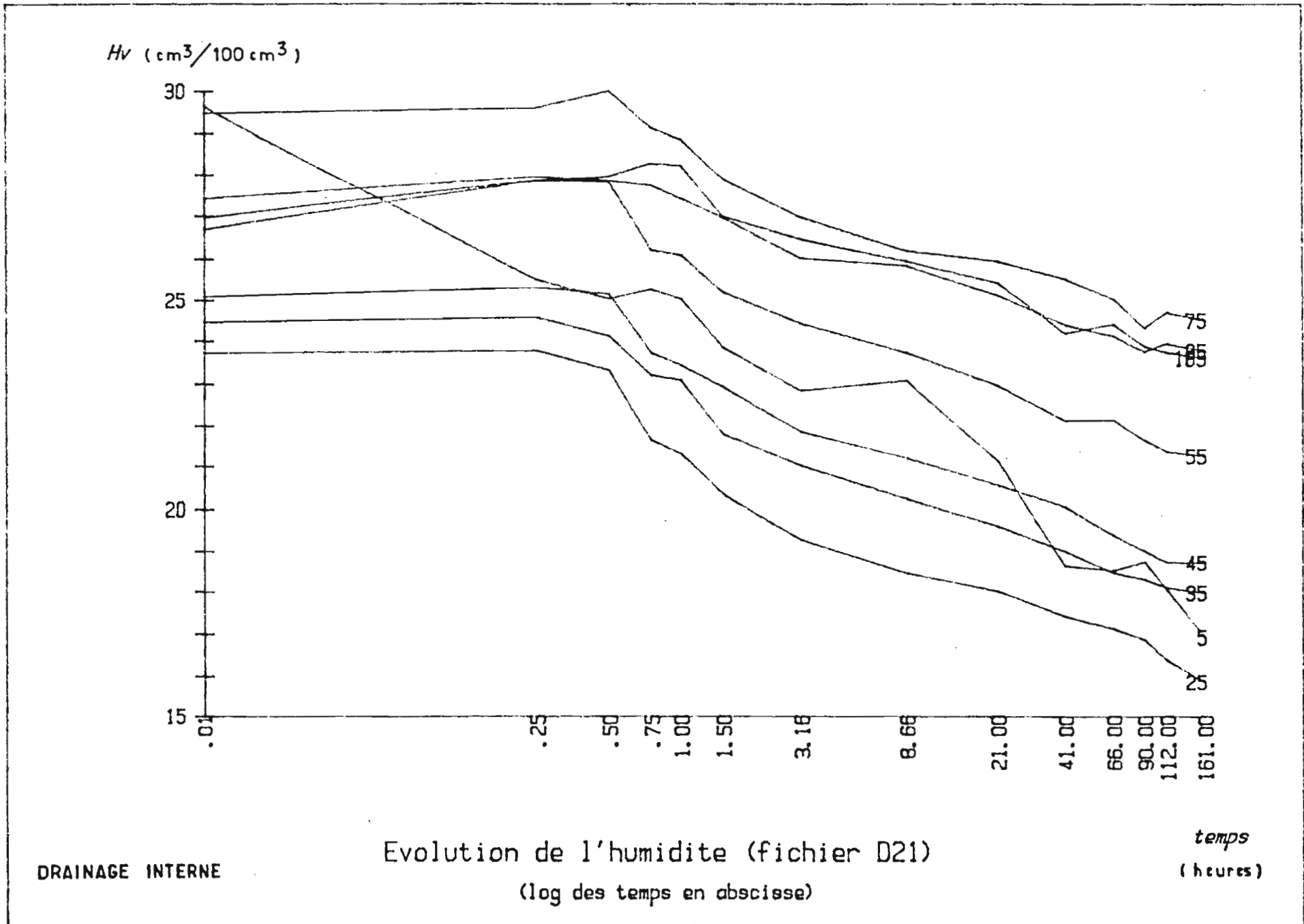


Figure 1

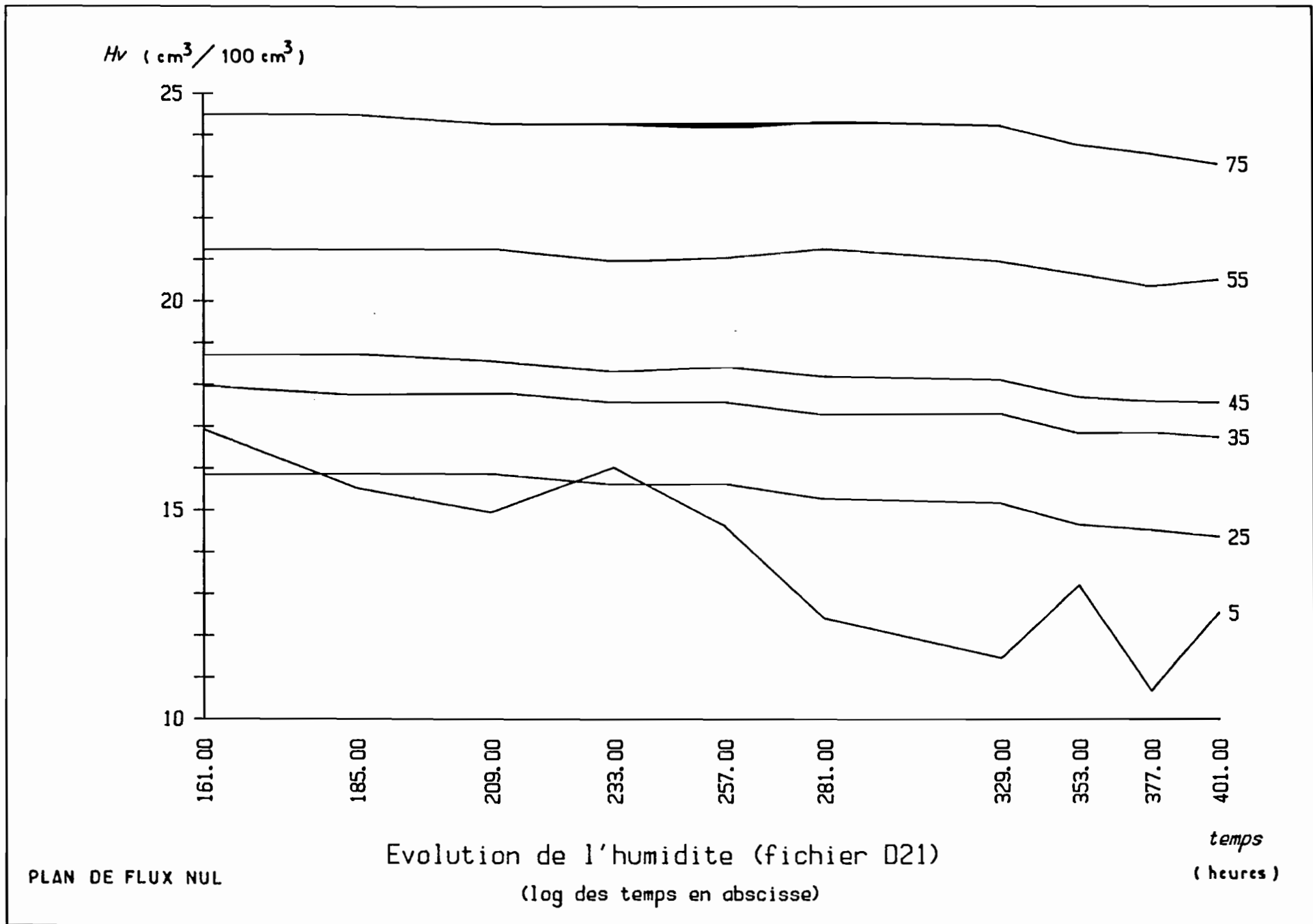


Figure 2

Tableau 5 : Ajustement de l'évolution de l'humidité volumique (cm³/100 cm³) en fonction du temps (heures) sur une loi logarithmique $H_v = a + b \text{Log} t$.

Profondeur (cm)	Parcelle 21						Parcelle 23					
	Drainage interne			Plan de Flux nul			Drainage interne			Plan de flux nul		
	a	b	r	a	b	r	a	b	r	a	b	r
5	24,3	-1,29	0,98	45,8	-5,73	0,83	-	-	-	68,1	-8,53	0,89
15	19,9	-1,06	0,96	27,5	-2,50	0,95	22,0	-1,43	0,95	35,8	-3,82	0,94
25	21,5	-1,12	0,98	26,9	-2,07	0,96	22,9	-1,38	0,97	31,1	-2,80	0,96
35	22,8	-1,04	0,99	25,4	-1,44	0,95	24,2	-1,32	0,98	29,2	-2,13	0,96
45	23,6	-1,03	0,99	26,7	-1,52	0,96	25,7	-1,45	0,97	28,9	-1,92	0,93
55	26,2	-1,03	0,98	26,8	-1,04	0,84	28,4	-1,41	0,98	30,0	-1,64	0,95
75	28,7	-0,90	0,98	31,1	-1,26	0,85	29,6	-1,00	0,98	28,8	-0,81	0,75
95	27,3	-0,75	0,99	29,2	-1,01	0,76	28,5	-0,63	0,97	27,9	-0,47	0,69
105	27,7	-0,83	0,98	27,2	-0,66	0,71	28,9	-0,58	0,99	28,9	-0,58	0,67
125	27,1	-0,83	0,99	30,1	-1,31	0,91	28,5	-0,79	0,97	27,5	-0,56	0,60
145	28,3	-0,60	0,95	30,1	-0,93	0,79	29,3	-0,57	0,98	28,6	-0,46	0,53
155	28,7	-0,56	0,96	31,7	-1,07	0,71	29,2	-0,53	0,97	29,7	-0,65	0,57
175	29,0	-0,64	0,94	30,9	-0,92	0,62	29,7	-0,60	0,94	31,7	-0,96	0,45

Les coefficients de corrélations sont élevés au cours de la phase de drainage interne, mais beaucoup plus faibles, surtout en profondeur, au cours de la deuxième partie de l'expérimentation (tableau 5). Les relations calculées restent toutefois utilisables, la dispersion des mesures étant du même ordre en surface qu'en profondeur (figures 3 et 4).

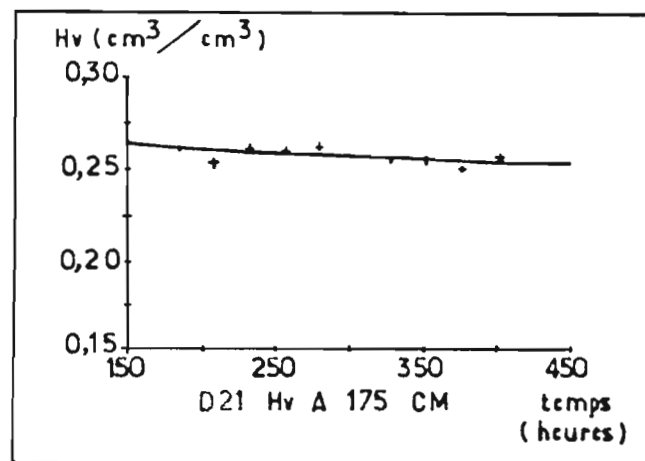
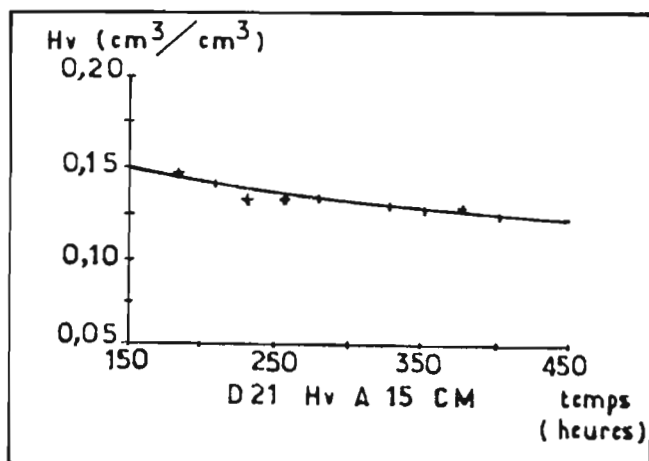


Figure 3 : Evolution de l'humidité volumique après débâchage à 15 cm (Parcelle 21)

Figure 4 : Evolution de l'humidité volumique après débâchage à 175 cm (Parcelle 21)

Les valeurs d'humidités retenues ont alors été estimées à partir de ces ajustements pour les 7 profondeurs étudiées, par interpolation linéaires entre les deux niveaux les plus proches lorsque ces profondeurs ne correspondaient pas aux profondeurs de mesure. Les résultats ont été reportés dans les tableaux de résultats figurant en annexe 2.

5-2. Détermination du niveau de plan de flux nul et calcul du gradient de charge.

En raison de différentes sources d'erreur (marée barométrique, présence de bulles d'air dans les capillaires, dilatations par variations de température...) l'évolution des charges hydrauliques n'est pas régulière en fonction du temps (figure 5). Contrairement à l'humidité il n'est pas possible d'ajuster les courbes sur une loi mathématique simple. C'est pourquoi l'ajustement a été effectué manuellement (figure 6). Les profils tensiométriques ont alors été tracés avec les valeurs lissées (figure 7) afin d'estimer la profondeur du plan de flux nul. Il est toujours délicat d'estimer avec précision la profondeur de ce plan, mais l'erreur éventuelle intervient peu : en effet les circulations à proximité du plan sont faibles, donc les variations de stock intervenant dans le calcul de dS/dt dans l'équation (1) y sont également très limitées, et le calcul montre qu'elles sont en pratique négligeables. Dans notre cas pendant les huit jours où le sol est resté découvert, on peut estimer que le plan de flux nul est demeuré en permanence à une profondeur de 20 centimètres.

A partir des valeurs lissées des charges le gradient de charge dH/dz a été calculé à partir des deux valeurs les plus proches encadrant la profondeur étudiée (cf. tableau en annexe 2).

5-3. Calcul des variations de stock par unité de temps.

Avec les valeurs brutes d'humidités volumiques à chaque niveau et la profondeur du plan de flux nul les stocks ont été calculés à chacun des temps et reportés sur des graphes (figures 8 et 9). Il apparaît nettement une relation de type logarithmique entre le stock et le temps à partir d'une demi-heure environ après le début du ressuyage ce qui dérive de la relation $H_v = a + b \text{Log}(t)$ vue précédemment (VIEILLEFON, 1983). Les équations $S = a + b \text{Log}(t)$ ont donc été calculées pour chacune des profondeurs (tableau 6).

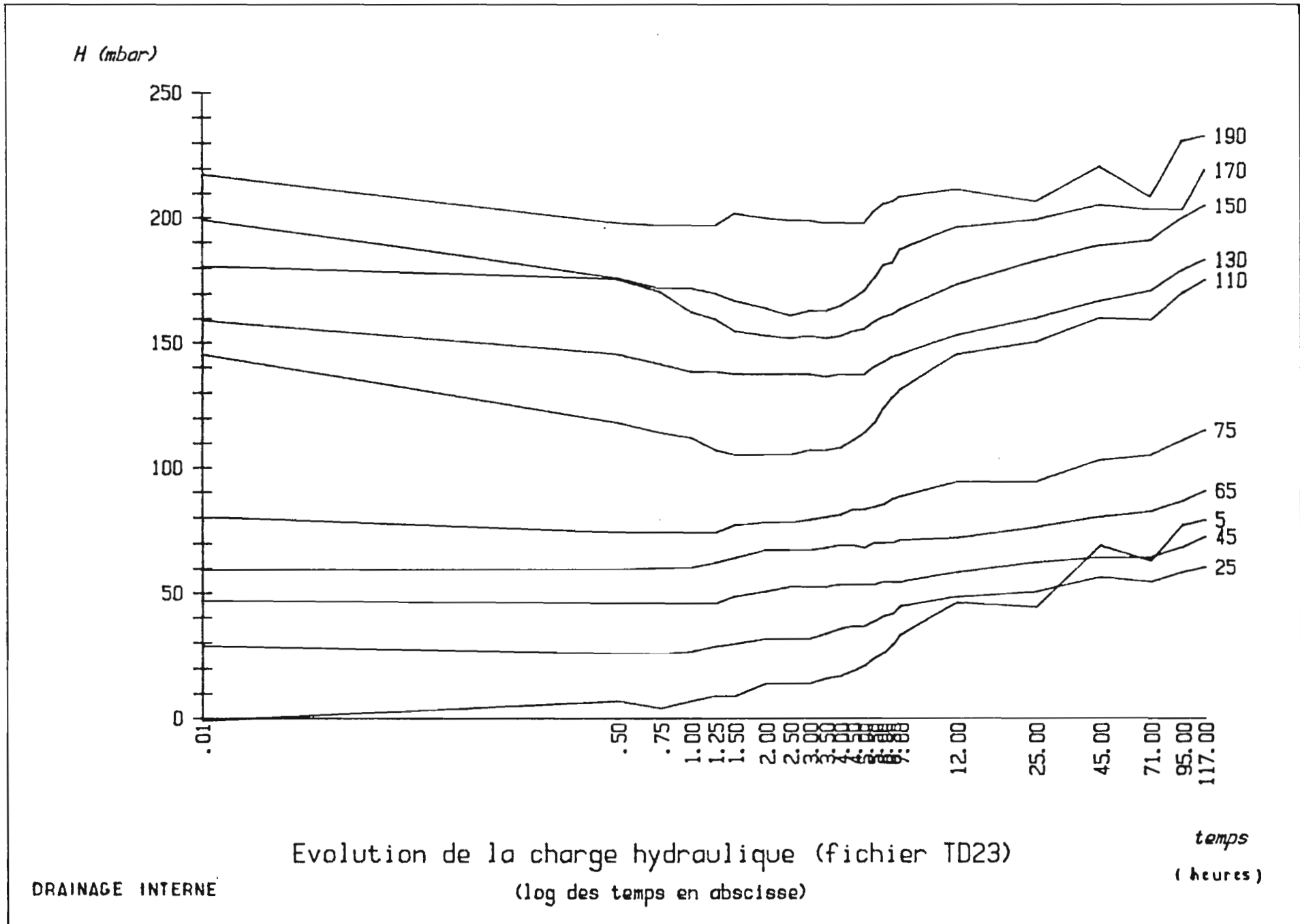


Figure 5

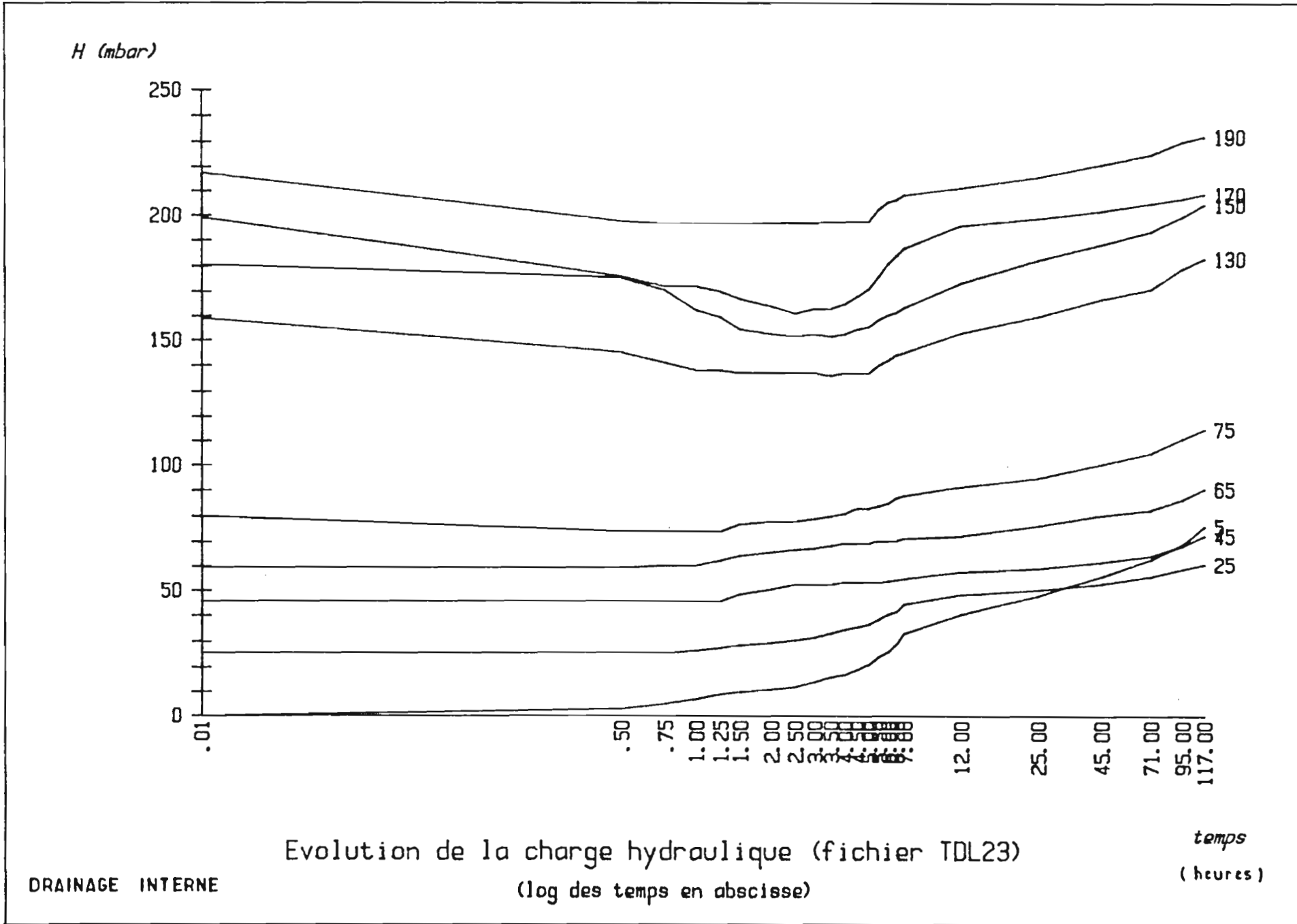


Figure 6

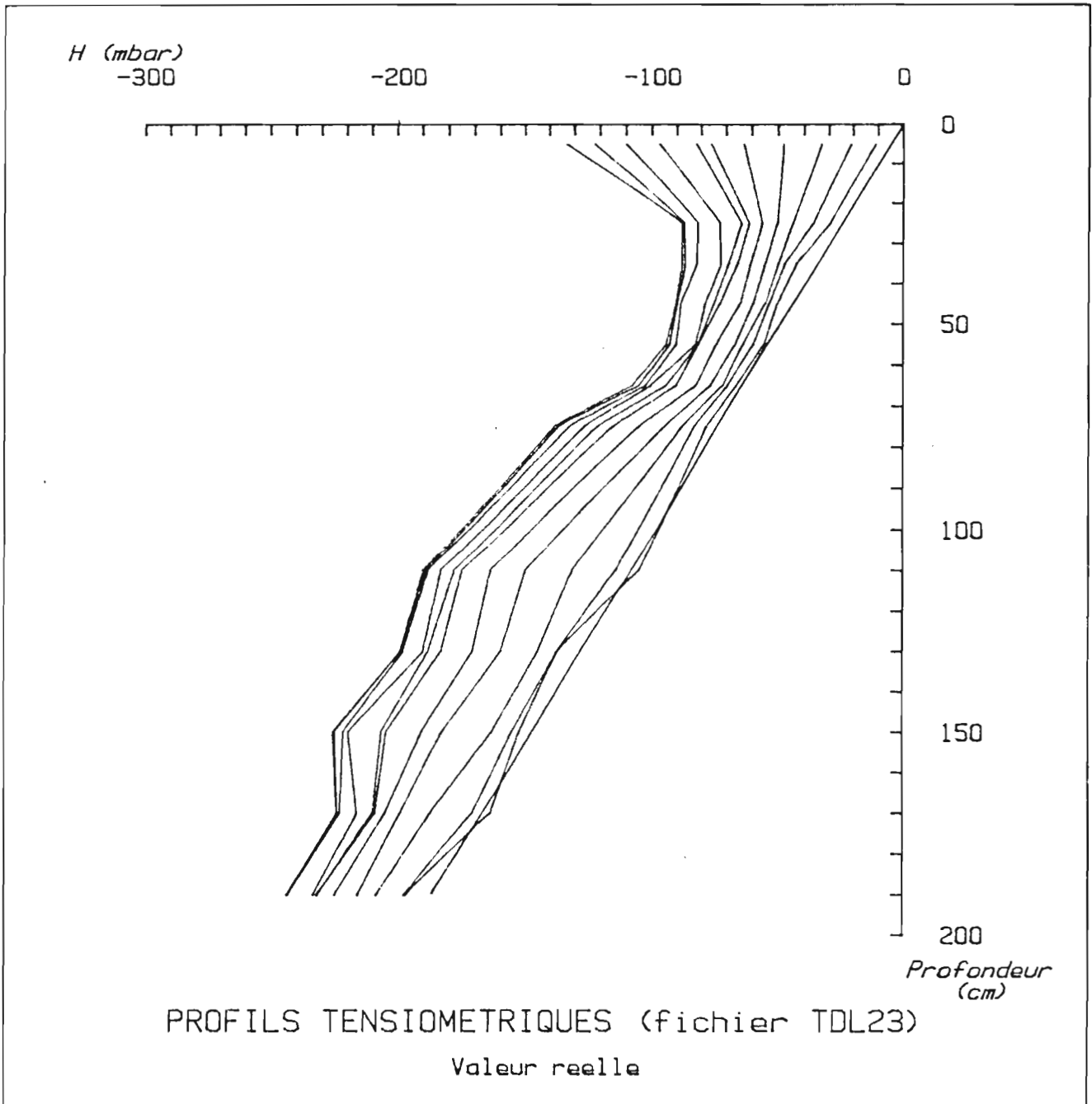
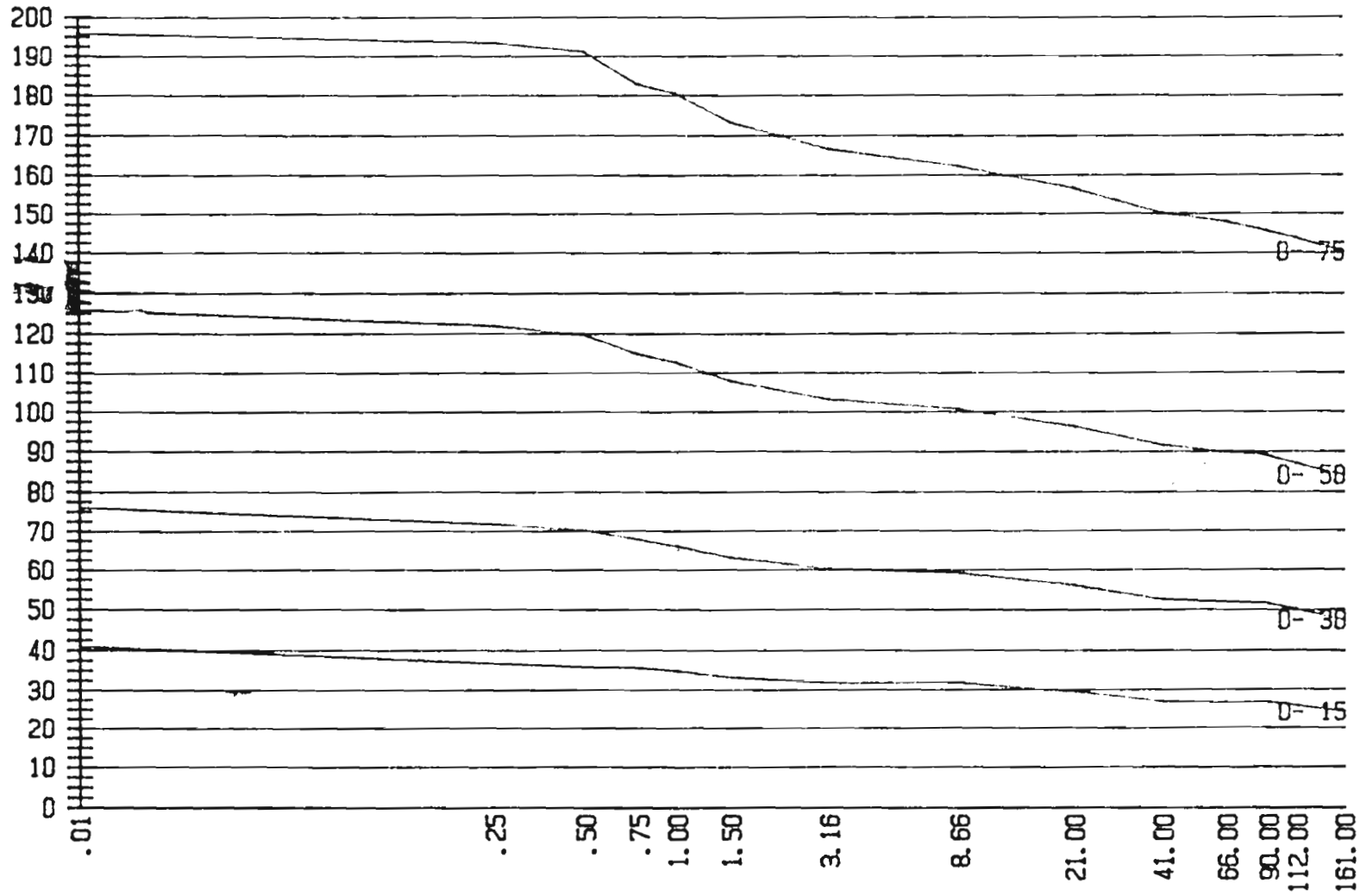


Figure 7

Stock (mm)



Evolution du stock (fichier D21)

(log des temps en abscisse)

temps
(heures)

DRAINAGE INTERNE

Figure 8

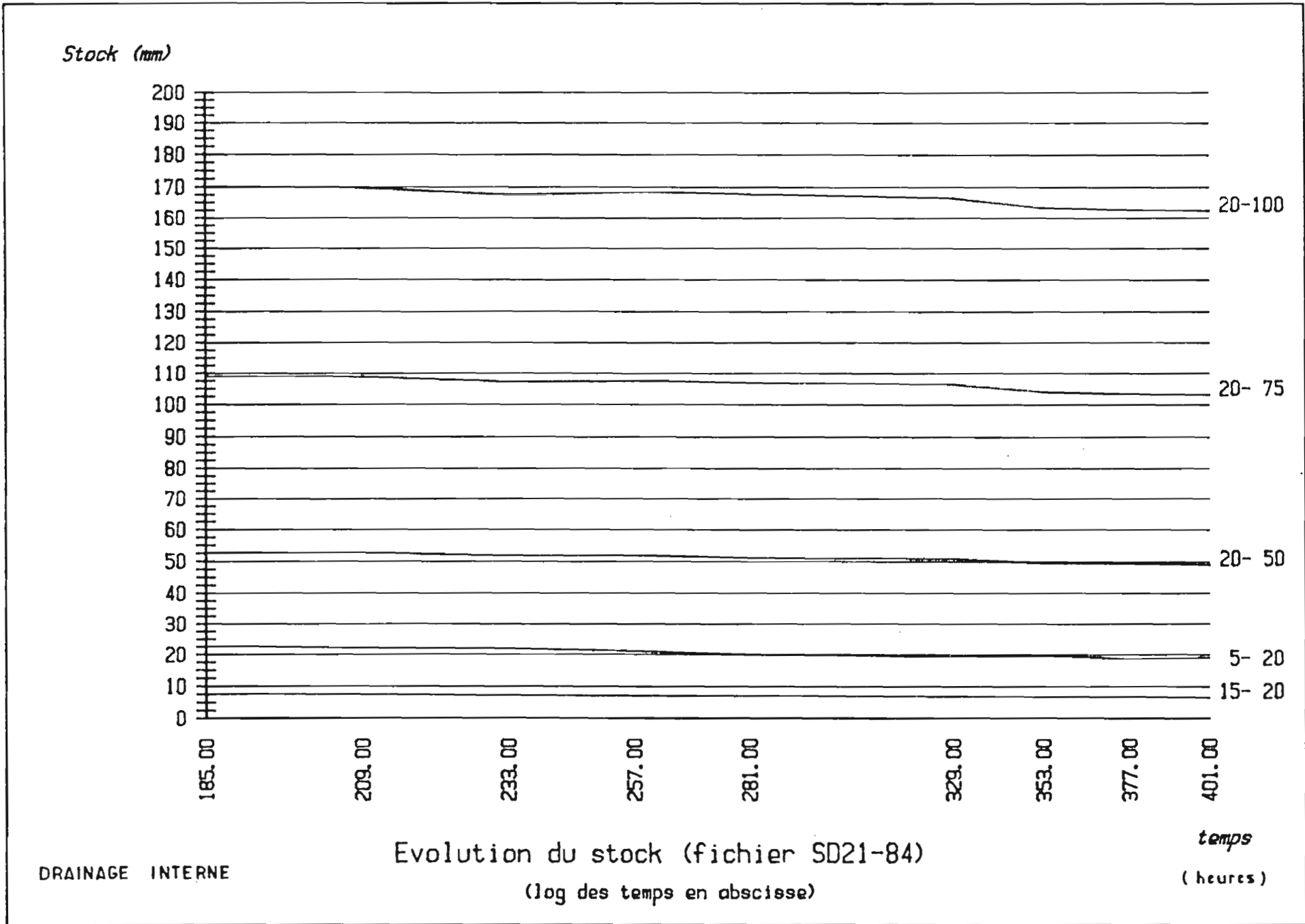


Figure 9

Parcelle 21								Parcelle 23							
Drainage interne				Plan de flux nul				Drainage interne				Plan de flux nul			
Profondeur (cm)	a	b	r	Profondeur (cm)	a	b	r	Profondeur (cm)	a	b	r	Profondeur (cm)	a	b	r
0-5	-	-	-	5-20	49,0	-5,32	0,96	0-5	-	-	-	5-20	50,6	-4,96	0,82
0-15	39,8	-1,75	0,99	15-20	10,9	-1,19	0,97	0-15	45,5	-1,94	0,92	15-20	11,4	-1,22	0,91
0-30	65,13	-3,24	0,97	20-30	23,6	-2,05	0,97	0-30	66,9	-2,36	0,97	20-30	23,7	-2,06	0,93
0-50	106,8	-5,60	0,99	20-50	70,2	-5,03	0,96	0-50	107,7	-4,26	0,99	20-50	70,5	-5,10	0,95
0-75	163,9	-7,90	0,99	20-75	131,7	-7,92	0,95	0-75	166,3	-6,52	0,99	20-75	131,9	-8,03	0,97
0-100	223,9	-9,95	0,99	20-100	196,3	-10,65	0,92	0-100	227,9	-8,28	0,99	20-100	192,7	-9,61	0,96
0-125	283,8	-11,86	0,99	20-125	256,9	-12,56	0,92	0-125	291,1	-9,74	0,99	20-125	256,3	-11,13	0,96
0-150	356,8	-13,62	0,99	20-150	332,5	-14,84	0,88	0-150	365,6	-11,39	0,99	20-150	331,6	-12,83	0,95
0-175	439,0	-14,70	0,99	20-175	427,8	-18,18	0,90	0-175	451,9	-13,06	0,99	20-175	419,1	-14,68	0,94

Tableau 6 : Ajustement de l'évolution du stock (mm) compris entre le plan de flux nul et différentes profondeurs en fonction du temps (heures) sur une loi $S = a + b \text{ LOG } t$.

En dérivant ces équations, la variation de stock par unité de temps est obtenue immédiatement :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{b}{t}$$

Cette relation a permis de calculer toutes les valeurs dS/dt correspondant aux temps étudiés (cf. tableaux en annexe 2).

5-4. Les conductivités hydrauliques.

De l'ensemble des résultats regroupés en annexe 2 il ressort en premier lieu que l'interruption prématurée de l'expérimentation par l'orage n'entraîne pas de conséquences importantes pour l'évaluation des conductivités dans le but de déterminer les flux : en effet pour les humidités minimales atteintes au cours de l'expérimentation les conductivités sont déjà inférieures à 0,05 mm/h, soit moins de 0,1 mm/j, valeur inférieure à la précision que l'on peut obtenir sur les variations de stock à l'aide de l'humidimètre.

En comparant les valeurs obtenues aux mêmes niveaux pour les mêmes humidités sur les deux parcelles les différences observées varient de l'ordre de 1 à 10 pour les horizons superficiels et jusqu'à 1 à 50 pour les horizons profonds. Cette importante variabilité, toujours rencontrée même dans les sols les plus homogènes, constitue le principal obstacle à l'utilisation de cette méthode pour évaluer les flux.

Une analyse factorielle des correspondances et une classification hiérarchique réalisées sur les valeurs d'humidité volumique permettent d'effectuer des regroupements (figure 10) conformes à l'organisation du profil :

- le niveau 5 cm s'individualise nettement par une faible décroissance de la conductivité en fonction de la diminution d'humidité. Il correspond au niveau le plus sableux du profil (8 % d'argile)
- le niveau 15 cm correspond à la base des horizons labourés
- les niveaux 30 et 50 cm correspondent à des horizons où le taux d'argile passe de 10 % à 30 %. L'irrégularité du gradient d'argile explique la dispersion des résultats.
- les niveaux 75, 100 et 125 cm correspondent à un horizon homogène où le taux d'argile est de l'ordre de 35 %.
- dans les horizons profonds le taux d'argile atteint 45 %.

A partir des valeurs de l'ensemble des deux sites regroupées par niveau, il est possible d'ajuster linéairement le logarithme de la conductivité sur l'humidité volumique, ce qui fournit une relation de la forme :

$$K = a \times \text{Exp} (b \times H_v)$$

Les coefficients de corrélations obtenus (tableau 7) reflètent la forte dispersion des résultats.

CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE DAVIE

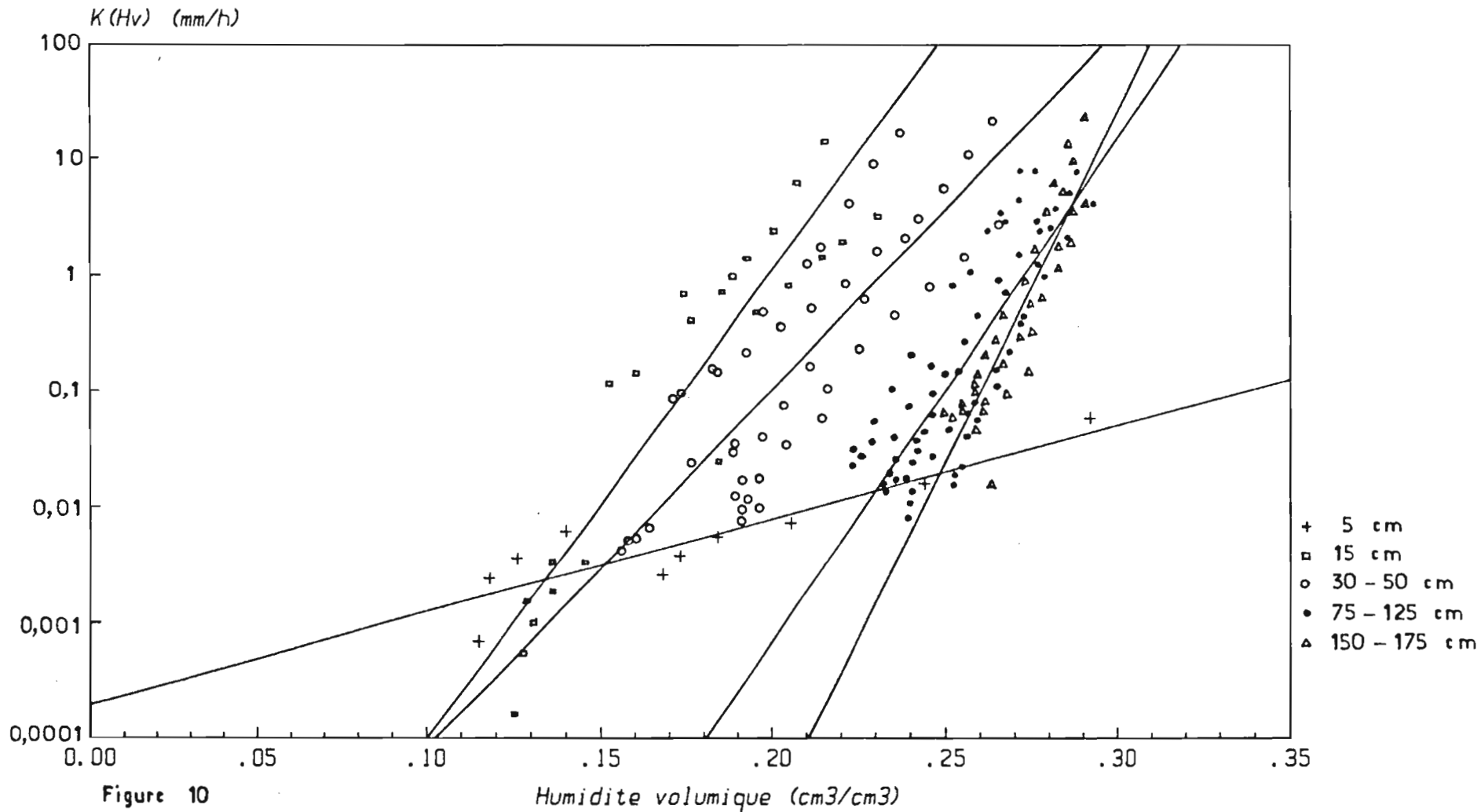


Tableau 7 : Relations $K(Hv) = f(Hv)$ pour les différents niveaux (K en mm/h, Hv en cm³/cm³).

Profondeurs (cm)	LOG (K) = axb Hv			K = a' x exp (bxHv)	
	a	b	r	a'	b
5	-8,52	18,5	0,90	$1,99 \times 10^{-4}$	18,5
15	-18,5	93,7	0,93	$8,79 \times 10^{-9}$	93,7
30 à 50	-16,5	71,6	0,84	$6,83 \times 10^{-8}$	71,6
75 à 125	-27,4	101,1	0,84	$1,20 \times 10^{-12}$	101,1
150 à 175	-38,9	140,9	0,92	$1,33 \times 10^{-7}$	140,9

Cependant cette dispersion est inférieure aux différences de conductivité entre les niveaux, surtout jusqu'à 50 cm (nuages de points disjoints sur la figure 10). Il est donc impératif d'utiliser des relations K (Hv) différentes pour chacun. Cependant les pentes des droites de corrélation diffèrent peu, sauf en surface. Elles sont voisines de celles trouvées sur sol Dior du Sénégal (Vachaud et al., 1978) et au Brésil (Grohmann et al., 1976) = respectivement de l'ordre de 50 et de 110. Il serait peut-être envisageable de relier cette décroissance aux caractéristiques de l'espace poral dans les sols tropicaux...

CONCLUSION.

Le suivi de l'assèchement d'un sol à l'aide de tensiomètres et de mesures d'humidité échelonnées judicieusement dans le temps permet de calculer avec précision les coefficients de conductivité hydraulique de la loi de DARCY généralisée, surtout si, comme c'est le cas ici, l'étalonnage gravimétrique des tubes de sonde à neutrons est réalisé simultanément. Cependant l'utilisation pratique des résultats pour déterminer les flux reste délicate en raison de l'importante dispersion des résultats d'une parcelle à l'autre. C'est pourquoi d'autres mesures seront effectuées sur les sites mêmes où est étudiée l'évolution des concentrations en éléments minéraux en suivant l'assèchement du sol au cours de la grande saison sèche (méthode du bilan naturel).

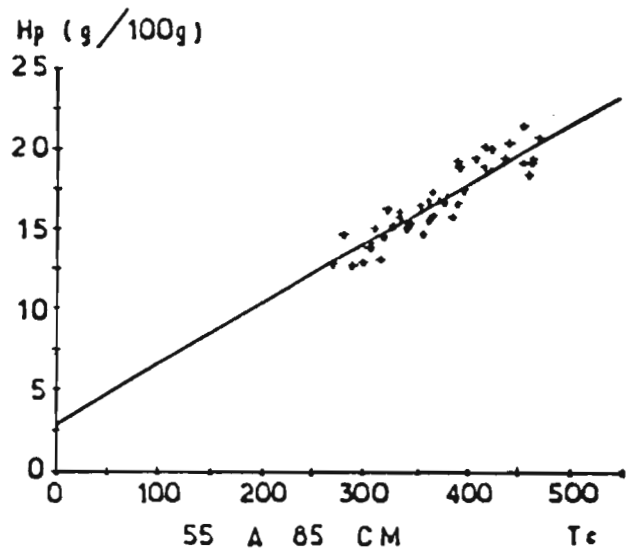
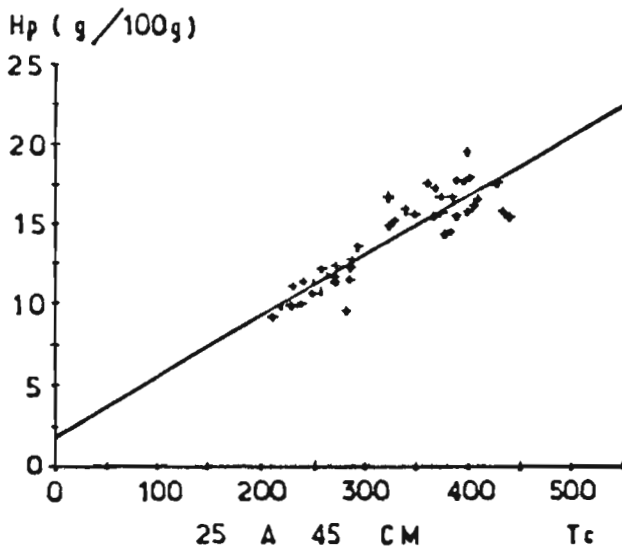
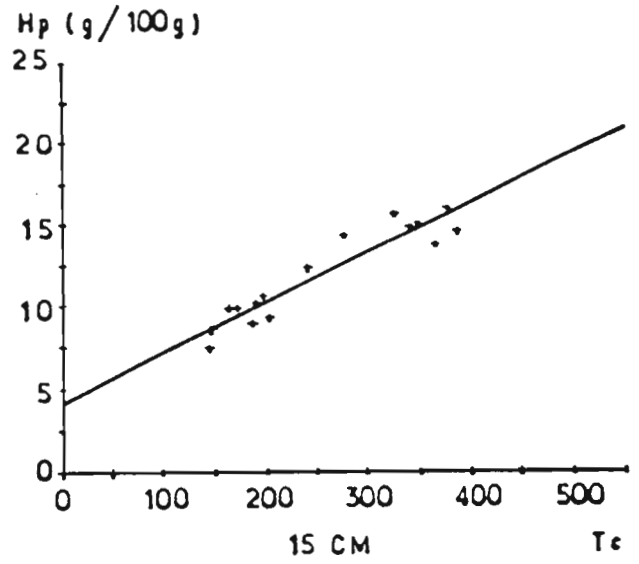
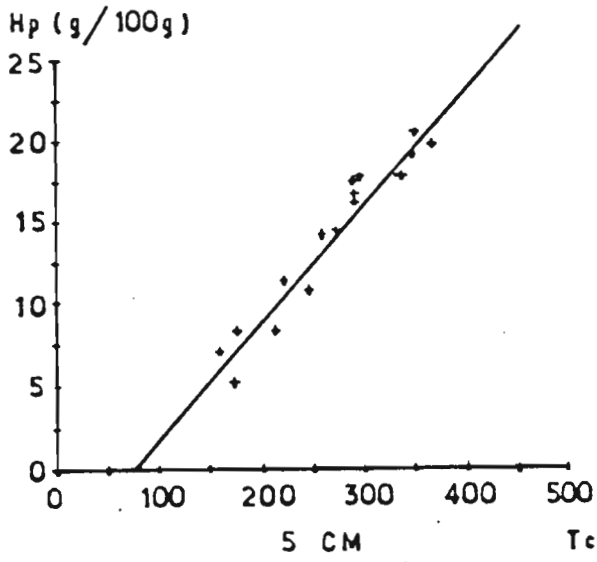
Les analyses factorielles des correspondances et les classifications hiérarchiques ont été réalisées par M. CHEVILLOTTE à l'Atelier Informatique de l'ORSTOM à Bondy.

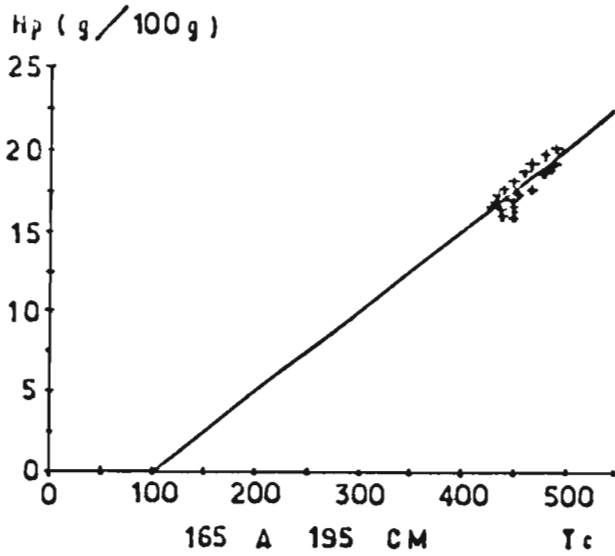
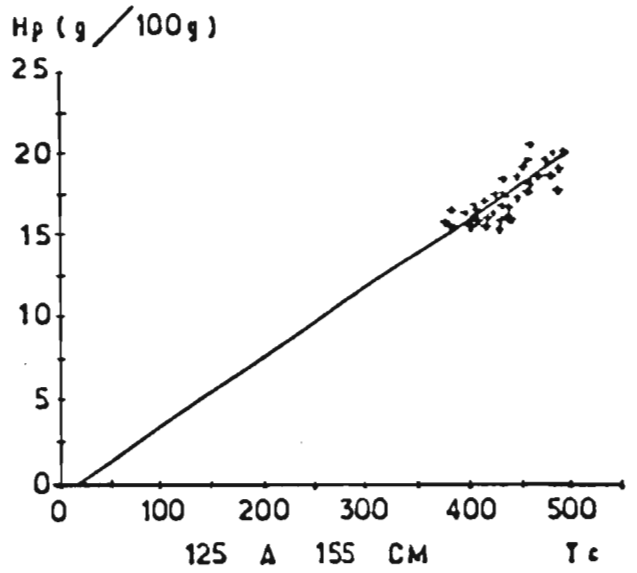
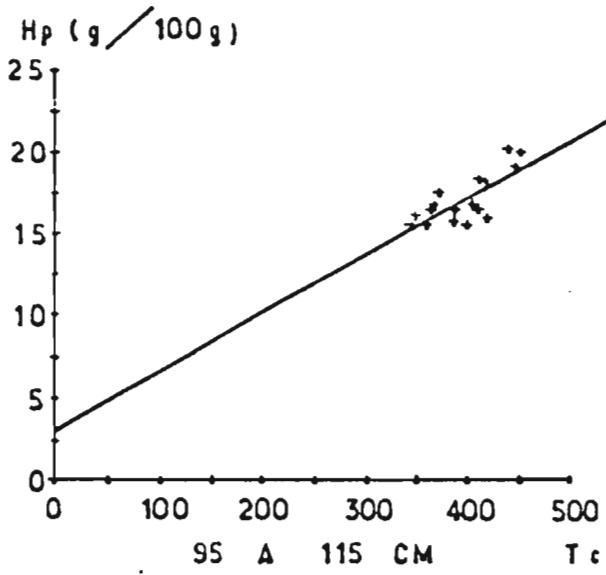
BIBLIOGRAPHIE

- ASSELINE (J.), VALENTIN (C.), 1978. - Construction et mise au point d'un infiltromètre à Aspersion. *Cah. ORSTOM.*, Sér. Hydrol., 15 (4) : 321-349.
- GROHMANN (F.), BRUNINI (O.), REICHARDT (K.), 1976. - Condutividade hidraulica do SOLO. Circular n° 53, Instituto agronomico de Sao Paulo, 28 p.
- HILLEL (D.), KRENTOS (V. D.), STYLIANOV (Y.), 1972. - Procedure and a test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. - *Soil. Sci.*, 114 : 395 - 400.
- OGATA et RICHARDS (L. A.), 1957. - Water content changes following irrigation of bare field-soil that is protected from evaporation - *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 21:355-356.
- POSS (R.), 1985. - La précision du comptage neutronique avec l'humidimètre SOLO 25. Définition des protocoles de mesure. *Bull. GFHN*, n° 16, à paraître.
- POSS (R.), FORGET (A.), SARAGONI (H.), 1984. - Quelques propriétés physiques et hydrodynamiques des terres de Barre - Etude des sols de la station IRAT de DAVIE. Rapp. ORSTOM (LOME), 32 p., multigr.
- VACHAUD (G.), DANCETTE (C.), SONKO (S.), THONY (J. L.), 1978. - Méthodes de caractérisation hydrodynamique insitu d'un sol non saturé - Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agro.*, 29 (1) : 1-36.
- VIEILLEFON (J.), 1983. - Sur un mode de calcul simplifié des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé à nappe peu profonde - Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies 1983. IAEA (Vienne) : 23-39.

A N N E X E 1.

GRAPHES DES HUMIDITES PONDERALES EN FONCTION
DES TAUX DE COMPTAGE





A N N E X E 2

TABLEAUX DE CALCUL DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES.

CALCUL DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

Profondeur 15 cm.

Profondeur 30 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,25	21,5	-16	-7,02	-0,46	15,3
0,5	20,7	-17	-3,51	-0,53	6,6
1	20,0	-20	-1,75	-0,71	2,5
2	19,25	-23	-0,88	-0,61	1,4
3	18,8	-27	-0,58	-0,60	0,97
9,5	17,6	-37	-0,18	-0,44	0,42
41	16,0	-49	-0,043	-0,29	0,15
91	15,2	-63	-0,019	-0,16	0,12
162	14,6	-71	-0,011	0	-
258	13,6	-73	-0,0046	2,55	0,0018
330	13,0	-84	-0,0036	3,68	9,8 x 10 ⁻⁴
380	12,7	-90	-0,031	5,58	5,6 x 10 ⁻⁴
402	12,5	-96	-0,030	18,24	1,6 x 10 ⁻⁴

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dh/dz	K mm/h
0,25	23,7	-4	-12,98	-0,75	17,3
0,5	22,9	-4	-6,49	-0,71	9,1
1	22,2	-6	-3,24	-0,78	4,2
2	21,4	-8	-1,62	-0,87	1,8
3	21,0	-11	-1,08	-0,82	1,3
9,5	19,7	-17	-0,34	-0,69	0,49
41	18,2	-26	-75 x 10 ⁻³	-0,50	0,16
91	17,3	-37	-36 x 10 ⁻³	-0,36	55 x 10 ⁻³
162	16,7	-42	-20 x 10 ⁻³	-0,23	57 x 10 ⁻³
258	16,4	-36	-7,9 x 10 ⁻³	-1,16	6,8 x 10 ⁻³
330	16,0	-36	-6,2 x 10 ⁻³	-1,11	5,6 x 10 ⁻³
380	15,7	-36	-5,4 x 10 ⁻³	-0,99	5,4 x 10 ⁻³
402	15,6	-36	-5,1 x 10 ⁻³	-1,11	4,6 x 10 ⁻³

Profondeur 50 cm.

Profondeur 75 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dh/dz	K mm/h
0,25	26,3	-9	-22,4	-1,0	22,4
0,5	25,6	-9	-11,2	-1,0	11,2
1	24,9	-11	-5,6	-0,96	5,8
2	24,2	-14	-2,8	-0,87	3,2
3	23,8	-17	-1,9	-0,90	2,1
9,5	22,6	-23	-0,59	-0,95	0,62
41	21,1	-31	-0,14	-0,81	0,17
91	20,3	-41	-61 x 10 ⁻³	-0,81	76 x 10 ⁻³
162	19,7	-49	-35 x 10 ⁻³	-0,86	40 x 10 ⁻³
258	19,6	-45	-20 x 10 ⁻³	-1,21	16 x 10 ⁻³
330	19,3	-48	-15 x 10 ⁻³	-1,32	12 x 10 ⁻³
380	19,1	-48	-13 x 10 ⁻³	-1,40	9,5 x 10 ⁻³
402	19,1	-52	-13 x 10 ⁻³	-1,58	7,9 x 10 ⁻³

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dh/dz	K mm/h
0,25	29,9	-17	-	-	-
0,5	29,3	-14	-	-	-
1	28,7	-11	-7,9	-0,96	8,3
2	28,1	-14	-3,9	-0,99	4,0
3	27,7	-18	-2,6	-1,02	2,6
9,5	26,7	-26	-0,83	-1,12	0,74
41	25,35	-35	-0,19	-1,22	0,16
91	24,6	-43	-87 x 10 ⁻³	-1,32	66 x 10 ⁻³
162	24,1	-47	-49 x 10 ⁻³	-1,27	38 x 10 ⁻³
258	24,1	-51	-31 x 10 ⁻³	-1,22	25 x 10 ⁻³
330	23,8	-52	-24 x 10 ⁻³	-1,33	18 x 10 ⁻³
380	23,7	-56	-21 x 10 ⁻³	-1,28	16 x 10 ⁻³
402	23,6	-59	-20 x 10 ⁻³	-1,09	16 x 10 ⁻³

Profondeur 5 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
258	14,0	-109	-0,021	3,29	6,3 x 10 ⁻³
330	12,6	-135	-0,016	4,45	3,6 x 10 ⁻³
380	11,8	-164	-0,014	5,94	2,4 x 10 ⁻³
402	11,5	-288	-0,013	18,24	0,7 x 10 ⁻³

CALCUL DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

Profondeur 100 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,25	28,6	-26	-	-	
0,5	28,1	-18	-	-	
1	27,5	-11	-9,9	-1,19	8,4
2	27,0	-13	-5,0	-1,07	4,6
3	26,6	-17	-3,3	-1,07	3,1
9,5	25,7	-22	-1,0	-0,97	1,1
41	24,6	-38	-0,24	-1,31	0,18
91	23,9	-52	-0,11	-1,20	78 x 10 ⁻³
162	23,5	-58	-61 x 10 ⁻³	-1,49	41 x 10 ⁻³
258	23,5	-64	-41 x 10 ⁻³	-1,59	26 x 10 ⁻³
330	23,35	-68	-32 x 10 ⁻³	-1,63	20 x 10 ⁻³
380	23,2	-69	-26 x 10 ⁻³	-1,78	16 x 10 ⁻³
402	23,2	-70	-26 x 10 ⁻³	-1,89	14 x 10 ⁻³

Profondeur 125 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,25	28,3	-42	-	-	
0,5	27,7	-42	-	-	
1	27,1	-30	-11,9	-1,23	8,3
2	26,5	-30	-5,9	-1,62	3,7
3	26,2	-30	-4,0	-1,5-	2,6
9,5	25,2	-30	-1,2	-1,26	0,85
41	24,0	-37	-0,29	-1,31	0,22
91	23,4	-57	-0,13	-1,13	0,11
162	22,9	-65	-73 x 10 ⁻³	-1,28	57 x 10 ⁻³
258	22,85	-77	-48 x 10 ⁻³	-1,28	38 x 10 ⁻³
330	22,5	-79	-38 x 10 ⁻³	-1,30	29 x 10 ⁻³
380	22,35	-82	-33 x 10 ⁻³	-1,01	33 x 10 ⁻³
402	22,3	-8-	-31 x 10 ⁻³	-1,33	23 x 10 ⁻³

Profondeur 150 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,25	29,3	-41	-	-	
0,5	28,9	-34	-	-	
1	28,5	-30	-13,6	-0,97	14,0
2	28,1	-35	-6,8	-1,07	6,4
3	27,9	-38	-4,5	-1,23	3,7
9,5	27,2	-44	-1,4	-1,49	0,96
41	26,4	-54	-0,33	-1,24	0,27
91	25,9	-63	-0,15	-1,08	0,14
162	25,6	-71	-84 x 10 ⁻³	-1,11	76 x 10 ⁻³
258	25,4	-71	-58 x 10 ⁻³	-0,77	75 x 10 ⁻³
330	25,1	-71	-45 x 10 ⁻³	-0,72	62 x 10 ⁻³
380	25,0	-71	-39 x 10 ⁻³	-0,63	62 x 10 ⁻³
402	24,9	-71	-37 x 10 ⁻³	-0,58	64 x 10 ⁻³

Profondeur 175 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,25	29,9	-34	-	-	
0,5	29,5	-27	-	-	
1	29,0	-22	-12,7	-0,59	24,9
2	28,6	-30	-7,3	-0,75	9,8
3	28,3	-36	-4,9	-0,89	5,5
9,5	27,6	-43	-1,5	-0,92	1,7
41	26,6	-51	-0,38	-0,62	0,44
91	26,1	-59	-0,16	-0,78	0,21
162	25,8	-66	-91 x 10 ⁻³	-0,76	0,12
258	25,6	-66	-70 x 10 ⁻³	-0,7-	95 x 10 ⁻³
330	25,6	-66	-55 x 10 ⁻³	-0,72	77 x 10 ⁻³
380	25,5	-66	-48 x 10 ⁻³	-0,74	65 x 10 ⁻³
402	25,4	-66	-45 x 10 ⁻³	-0,58	78 x 10 ⁻³

CALCUL DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

Profondeur 15 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	23,0	+1	-3,9	-1,13	3,4
1	22,0	-2	-1,9	-0,99	2,0
1,5	21,45	-4	-1,3	-0,88	1,5
3	20,45	-8	-0,65	-0,77	0,84
6	19,5	-18	-0,32	-0,68	0,48
12	18,5	-30	-0,16	-0,22	0,74
25	17,4	-34	-78 x 10 ⁻³	-0,11	0,71
45	16,6	-40	-43 x 10 ⁻³	0	-
95	18,4	-49	-13 x 10 ⁻³	0,51	25 x 10 ⁻³
166	16,3	-58	-7,3 x 10 ⁻³	0	-
262	14,5	-70	-4,6 x 10 ⁻³	1,42	3,3 x 10 ⁻³
336	13,6	-81	-3,6 x 10 ⁻³	1,08	3,4 x 10 ⁻³
384	13,1	-90	-3,2 x 10 ⁻³	1,72	1,8 x 10 ⁻³
406	12,9	-95	-3,0 x 10 ⁻³	1,97	1,5 x 10 ⁻³

Profondeur 30 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	24,5	-1	-1,6	-1,03	1,5
1	23,55	-2	-0,80	-0,97	0,82
1,5	23,0	-5	-1,6	-0,95	1,7
3	22,1	-8	-0,79	-0,92	0,85
6	21,1	-15	-0,39	-0,75	0,53
12	20,2	-20	-0,20	-0,55	0,36
25	19,2	-23	-94 x 10 ⁻³	-0,43	0,22
45	18,4	-26	-52 x 10 ⁻³	-0,34	0,15
95	18,9	-31	-22 x 10 ⁻³	-0,62	35 x 10 ⁻³
166	17,6	-36	-12 x 10 ⁻³	-0,51	24 x 10 ⁻³
262	16,4	-42	-7,8 x 10 ⁻³	0	-
336	15,8	-52	-6,1 x 10 ⁻³	0	-
384	15,5	-57	-5,3 x 10 ⁻³	0	-
406	15,4	-58	-5,1 x 10 ⁻³	0	-

Profondeur 50 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	28,1	+3	-1,9	-0,70	2,8
1	27,1	+3	-0,97	-0,81	1,2
1,5	26,5	-1	-2,8	-0,97	2,9
3	25,5	-5	-1,4	-0,92	1,5
6	24,5	-8	-0,71	-0,89	0,80
12	23,5	-12	-0,36	-0,77	0,46
25	22,5	-13	-0,17	-0,71	0,24
45	21,6	-16	-95 x 10 ⁻³	-0,83	0,11
95	21,4	-24	-54 x 10 ⁻³	-0,92	58 x 10 ⁻³
166	20,4	-30	-31 x 10 ⁻³	-0,91	34 x 10 ⁻³
262	19,6	-31	-19 x 10 ⁻³	-1,11	18 x 10 ⁻³
336	19,1	-39	-15 x 10 ⁻³	-0,91	17 x 10 ⁻³
384	18,9	-41	-13 x 10 ⁻³	-1,00	13 x 10 ⁻³
406	18,8	-43	-13 x 10 ⁻³	-0,40	31 x 10 ⁻³

Profondeur 75 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	30,3	+1	-	-	-
1	29,6	+1	-	-	-
1,5	29,2	-2	-4,3	-1,00	4,3
3	28,5	-4	-2,2	-1,00	2,2
6	27,8	-10	-1,1	-1,08	1,0
12	27,1	-16	-0,54	-1,36	0,40
25	26,4	-20	-0,26	-1,67	0,16
45	25,8	-25	-0,14	-1,74	83 x 10 ⁻³
95	25,1	-36	-85 x 10 ⁻³	-1,78	47 x 10 ⁻³
166	24,6	-46	-48 x 10 ⁻³	-1,71	28 x 10 ⁻³
262	24,25	-51	-31 x 10 ⁻³	-1,89	16 x 10 ⁻³
336	24,0	-57	-24 x 10 ⁻³	-1,65	14 x 10 ⁻³
384	23,9	-61	-21 x 10 ⁻³	-1,91	11 x 10 ⁻³
406	23,9	-63	-20 x 10 ⁻³	-2,42	8,2 x 10 ⁻³

Profondeur 5 cm.

heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dt mm/h	dH/dz	K mm/h
95	29,2	-64	-52 x 10 ⁻³	0,88	59 x 10 ⁻³
166	24,4	-77	-30 x 10 ⁻³	1,90	16 x 10 ⁻³
262	20,55	-92	-19 x 10 ⁻³	2,56	7,4 x 10 ⁻³
336	18,4	-105	-15 x 10 ⁻³	2,62	5,6 x 10 ⁻³
384	17,3	-117	-13 x 10 ⁻³	3,43	3,8 x 10 ⁻³
406	16,8	-128	-12 x 10 ⁻³	4,73	2,6 x 10 ⁻³

CALCUL DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

Profondeur 100 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dc mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	29,1	-8	-	-	-
1	28,7	-2	-	-	-
1,5	28,5	+5	-5,5	-1,00	5,5
3	28,0	+3	-2,8	-1,00	2,8
6	27,6	-14	-1,4	-1,04	1,3
12	27,2	-34	-0,69	-1,46	0,7
25	26,8	-40	-0,33	-1,44	0,23
45	26,4	-48	-0,18	-1,59	0,12
95	25,9	-60	-0,10	-1,77	57 x 10 ⁻³
166	25,6	-68	-58 x 10 ⁻³	-1,38	42 x 10 ⁻³
262	25,4	-73	-37 x 10 ⁻³	-1,67	22 x 10 ⁻³
336	25,2	-78	-29 x 10 ⁻³	-1,48	19 x 10 ⁻³
384	25,2	-79	-25 x 10 ⁻³	-1,55	16 x 10 ⁻³
406	25,1	-80	-24 x 10 ⁻³	-1,44	16 x 10 ⁻³

Profondeur 125 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dc mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	29,0	-15	-	-	-
1	28,5	-8	-	-	-
1,5	28,2	-7	-	-	-
3	27,6	-7	-3,2	-1,00	3,2
6	27,1	-12	-1,6	-0,98	1,6
12	26,5	-23	-0,81	-0,87	0,93
25	25,9	-30	-0,39	-0,84	0,46
45	25,5	-37	-0,22	-0,74	0,29
95	24,9	-49	-0,12	-0,77	0,15
166	24,6	-58	-67 x 10 ⁻³	-0,68	98 x 10 ⁻³
262	24,4	-60	-42 x 10 ⁻³	-0,95	45 x 10 ⁻³
336	24,2	-68	-33 x 10 ⁻³	-1,02	32 x 10 ⁻³
384	24,1	-69	-29 x 10 ⁻³	-0,83	35 x 10 ⁻³
406	24,1	-69	-27 x 10 ⁻³	-0,89	31 x 10 ⁻³

Profondeur 150 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dc mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	29,6	-25	-	-	-
1	29,2	-12	-	-	-
1,5	29,0	-4	-	-	-
3	28,6	-2	-3,8	-1,00	3,8
6	28,2	-10	-1,9	-0,98	1,9
12	27,8	-23	-0,95	-0,87	1,1
25	27,4	-32	-0,46	-0,82	0,56
45	27,1	-38	-0,25	-0,88	0,29
95	26,6	-40	-0,14	-0,75	0,18
166	26,3	-56	-77 x 10 ⁻³	-0,63	0,12
262	26,0	-69	-49 x 10 ⁻³	-0,74	66 x 10 ⁻³
336	25,9	-71	-38 x 10 ⁻³	-0,71	54 x 10 ⁻³
384	25,8	-75	-33 x 10 ⁻³	-0,72	46 x 10 ⁻³
406	25,8	-75	-32 x 10 ⁻³	-0,67	47 x 10 ⁻³

Profondeur 175 cm.

t heures	Hv cm ³ /cm ³	h cm	dS/dc mm/h	dH/dz	K mm/h
0,5	30,1	-6	-	-	-
1	29,7	-2	-	-	-
1,5	29,4	+3	-	-	-
3	29,0	+7	-4,3	-1,00	4,3
6	28,6	-11	-2,2	-1,07	2,0
12	28,2	-26	-1,1	-0,92	1,2
25	27,7	-29	-0,52	-0,82	0,64
45	27,4	-32	-0,29	-0,92	0,32
95	27,3	-37	-0,15	-1,06	0,15
166	26,7	-40	-68 x 10 ⁻³	-0,90	98 x 10 ⁻³
262	26,3	-46	-56 x 10 ⁻³	-0,35	0,16
336	26,1	-53	-44 x 10 ⁻³	-0,53	82 x 10 ⁻³
384	25,9	-54	-38 x 10 ⁻³	-0,51	75 x 10 ⁻³
406	25,9	-54	-36 x 10 ⁻³	-0,50	72 x 10 ⁻³

O R S T O M

Direction générale:

213, rue Lafayette 75480 Paris Cédex 10

Service Central de Documentation

70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

O R S T O M

B. P. 375 LOME - Togo