

MINISTERE DE L'AGRICULTURE

DIRECTION DES RESSOURCES EN EAU ET EN SOL

DIVISION DES SOLS

ETUDE DU REGIME HYDRIQUE ET DE LA SALURE EN PERIMETRE IRRIGUE SUR SOL GYPSEUX SALE

COMPTE RENDU DE LA CAMPAGNE DE MESURES 1979 - 1980

Par : J. VIEILLEFON & P. ZANTE, Pédologues à l'O.R.S.T.O.M. (1981)

E-S 190

ETUDE DU REGIME HYDRIQUE ET DE LA SALURE EN PERIMETRE IRRIGUE
SUR SOL GYPSEUX SALE

COMPTE-RENDU DES CAMPAGNES DE MESURES 1979-1980
SUR LA PARCELLE DE AOUINET

par J. VIEILLEFON et P. ZANTE

AVRIL 1981

Cette étude est réalisée dans le cadre de la Convention ORSTOM - DRES,
et bénéficie d'une aide de la DGRST.

AVANT-PROPOS

Les expériences rapportées ci-après avaient pour but de tester les possibilités d'utilisation de méthodes de mesures "in situ" des caractéristiques hydrodynamiques et des caractères de salure dans un sol gypseux salé à encroûtement gypseux de nappe.

Pour l'étude du régime hydrique, on a utilisé les méthodes de mesures des relations entre la teneur en eau du sol et la conductivité hydraulique en milieu non saturé, mettant en oeuvre sonde à neutrons et tensiomètres. (On a dû examiner l'influence de l'existence et des fluctuations d'une nappe sur ces caractéristiques et sur la réalisation de la mesure).

Pour l'étude de la salure, on a employé divers capteurs, salinity-sensors et sondes quadripôles.

I - CARACTERISATION DU SITE EXPERIMENTAL

1 LOCALISATION DU PERIMETRE IRRIGUE DES AOUINET

Ce périmètre, situé à 15 km au nord de Gabès, (figure 1), sur la bordure est de la route Sfax-Gabès (GP 1), peut être intégré dans la série des oasis littorales de la Djeffara, et plus particulièrement de celles de la région nord de Gabès, à savoir Bou Chemma, Rhenouche, Methoula, Oudref, qui totalisent 1100 ha sans leurs extensions.

1-1 Morphologie

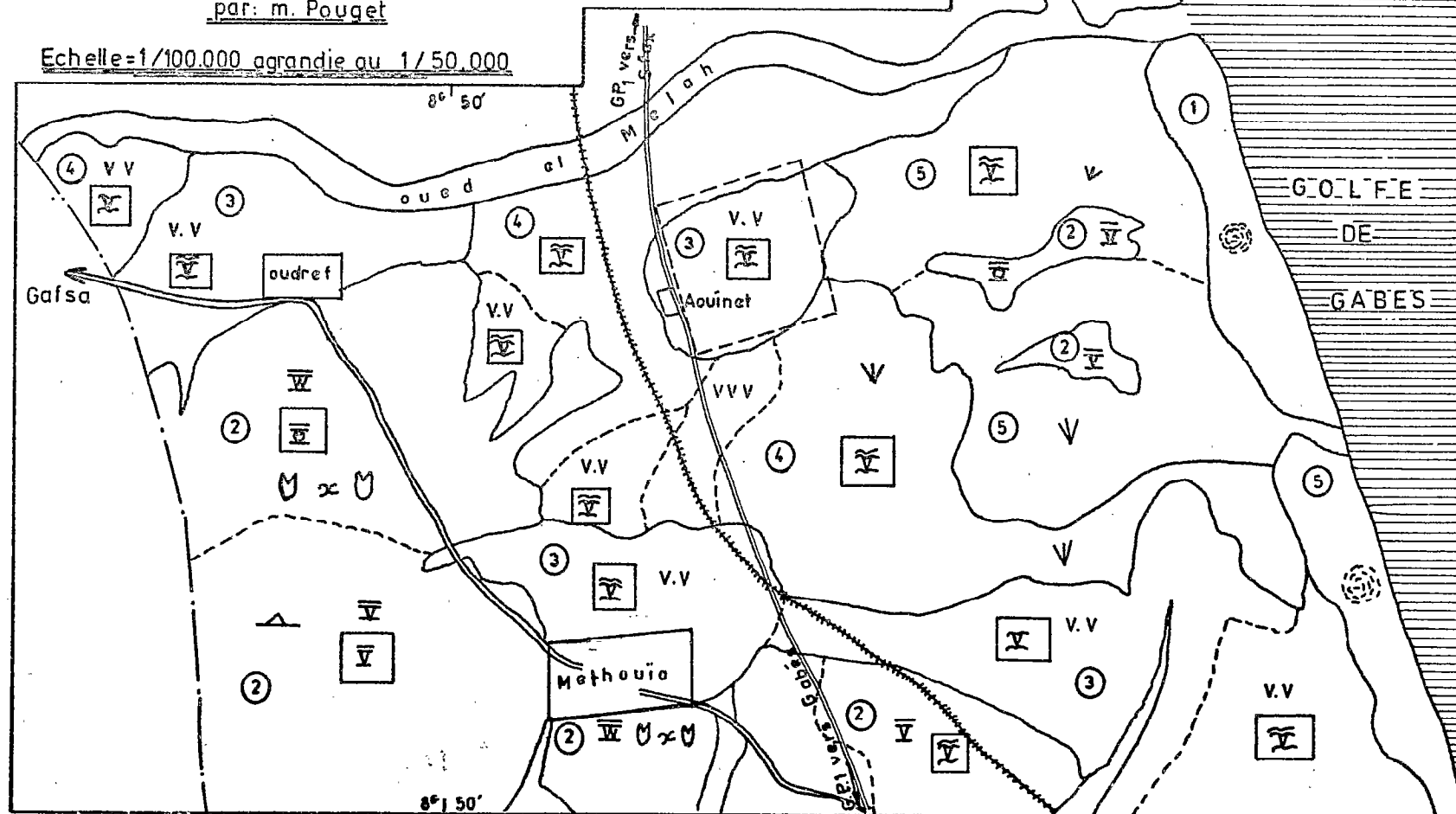
La morphologie de la région située entre Gabès au sud, l'oued Akarit au nord et le chott Fedjedj à l'ouest est caractérisée par la présence de glacis à croûtes gypseuses s'inclinant doucement de l'ouest vers l'est jusqu'à la mer, et formés à partir des argiles sablo-gypseuses du Miocène qui constituent le substrat général de la région.

Ces glacis sont entaillés par des oueds prenant naissance sur les reliefs les plus importants situés au nord-est (Djebel Fatnassa), au sud (Djebel Dissa), et sur les buttes témoins constituant le Drâa Oudref. L'oued El Melah, qui borde le périmètre au nord, entaille largement le glacis dont les berges sont fortement encroûtées, ce qui atteste d'une compétence incomparablement plus grande que ce que l'on observe actuellement.

Extrait de: ETUDE PEDOLOGIQUE DE GABES.NORD.ES n°246

par: m. Pouget

Echelle=1/100.000 agrandie au 1/50.000



SIGNES PARTICULIERS

UxU: Argile sableuse gypseuse

VVV: Gypse diffus.

V.V: Horizon de surface à texture sablo-gypseuse

(S): Dunes.

Δ: Microdunes.

V: Hydromorphie temporaire

W: Croûte gypseuse en surface

II: Galets encroûtés 40a120 cm

Profondeur en cm	G y p s e	
	Encroûtement	Encroûtement de nappe
0 - 40	V	V
40-120	W	W
>120	V	V

Limite de périmètre

1. Sols minéraux Bruts, non climatiques, d'apport, éolien.
2. Sols calcomagnésimorphes, gypseux, à accumulation localisée, à croûte ou encroûtement gypseux.
3. Sols halomorphes, à structure non dégradée, sols salins, à horizon superficiel friable.
4. Sols salins à alcalis à encroûtement de nappe
5. Sols hydrohalomorphes de sebkrets

FIGURE : 1

De grandes sebkhas littorales constituent le delta des oueds et c'est sur leur bord oriental que l'on rencontre les oasis.

1-2 Sols et végétation

Dans la région des Aouinet les sols (cf POUGET 1965) se répartissent essentiellement en 4 classes, qui, sur une séquence allant des collines d'Oudref à la mer comprennent :

- sur les collines des sols calcomagnésimorphes gypseux à croûte gypseuse dure discontinue, dont l'association végétale dominante est à base de *Annarhinum brevifolium*, *Atractylis serratuloides*, *Helianthemum kahiricum*, *Gymnocarpus decander*, *Astragalus armatus*,
- à la suite des précédents des sols alluviaux halomorphes, à alcali non lessivés, à encroûtement salin superficiel, sur alluvions de texture variable, sableuse en surface, plus fine en profondeur, contenant de 30 à 60 % de gypse, avec un encroûtement gypseux de nappe situé entre 40 et 120 cm de profondeur. C'est le domaine d'une steppe à halophytes : *Halocnemum strobilaceum*, *Frankenia thymifolia*, *Limonium guyonianum*, *Arthrocnemum indicum*, *Salsola tetrandra*.

Sur ces sols se sont développés les oasis. Du fait des aménagements pratiqués lors de leur mise en culture (irrigation, drainage, apports organiques) ces sols sont maintenant, lorsqu'ils sont en bon état, des sols halomorphes à structure non dégradée, du groupe salin à horizon superficiel friable.

- entre le périmètre aménagé et le cordon littoral à sols minéraux bruts d'apport éolien, s'étend la sebkha Rahia, constituée de sols hydromorphes salés en profondeur, dominée de lambeaux de terrasses à encroûtement gypseux de surface.

1-3 Les nappes

La nappe superficielle, chargée en sels surtout dans la zone des oasis, exploitée par puits de surface (85 en 1974 dans la zone Gabès-Akarit) fournit un débit limité à 11 l/s, de salure variable, de 3 à 18 g/l.

La nappe de la Djeffara circule dans les couches géologiques du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Elle s'étend de l'oued Akarit jusqu'à Zarzis-Djerba et est divisée en plusieurs secteurs. Le secteur de Gabès-Nord est caractérisé par deux aquifères :

- calcaires du Sénonien inférieur aux alentours de Gabès,
- sables continentaux du Miocène de Rhenouche à l'oued Akarit. Dans la région de Methoula, Oudref, Aouinet, ces sables reposent sur les grès et marnes gypseuses du Weald qui en forment le toit.

Cette nappe profonde émerge naturellement par un grand nombre de sources alimentant les oasis, mais la baisse régulière du niveau piézométrique entraîne son exploitation par pompage. Là aussi la teneur en sels est variable (tableau 1).

1-4 Climat

La station météorologique de référence est celle de Gabès SM dont les caractéristiques climatiques sont portées dans les tableaux 2 et 3.

La proximité de la mer fait que la région est très ventilée. On ne relève que 15 % de calmes en moyenne. Cependant la vitesse des vents est modérée (70 % ont une vitesse inférieure à 10 m/s). Sur une période de plus de 6 mois par an, centrée sur l'été, le secteur dominant est E-NE ; il amène des vents frais et humides. Durant l'hiver le secteur W-WSW prédomine, avec des vents continentaux plus violents, froids et secs, parfois chargés de sable.

Synthèse climatique

Avec un quotient pluviothermique d'Emberger compris entre 15 et 20, le climat de la région de Gabès se classe dans l'étage bioclimatique méditerranéen aride, sous-étage inférieur, variante à hiver doux. Il est caractérisé par :

- une pluviosité généralement faible, très variable et irrégulièrement répartie sur 8 mois de l'année,

	Ca	Mg	Na	K mg/l	So ₄	Cl	Co ₃ H ₁	<u>RS</u>	pH	Cd ^{te}
Méthouia 1	328	149	575	41	1267	816	156	3400	7,85	4,4
Aouinet	480	230	1265	55	1608	2023+	159	6200	7,55	8,02
	496	130	891	49	1392	1420	125	4640	8,0	6,4
El Adala	416	130	719	39	1392	1065	156	3980	7,7	5,6
Lesseps Bligny	480	139	920	49	1620	1491	156	5180	7,65	7,0
Lesseps 7676/5	376	96	518	29	1258	745	149	3260	7,9	4,25
Bouchemma 2	352	125	460	25	1296	674	162	3100	7,6	4,0
Oudref	368	106	575	45	1171	852	137	3220	7,95	4,3
El Akarit	704	331	2185	69	2400	3514	149	10000	7,75	12,8

TABLEAU N° 1

Caractéristiques chimiques des eaux de la nappe captive.

Région de GABES-Nord

(Analyses Hydrogéologie - Labo DRES Gabès Juillet 1980)

TABLEAU N° 2

Principales caractéristiques climatiques
de la station météorologique de GABES - SM

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Pluie moyenne mm	17,1	35,0	28,6	19,7	19,9	18,2	20,6	14,3	8,1	1,5	0,4	0,8	186,5
Evap. PICHE mm	192	158	132	133	133	132	167	141	186	189	229	229	2022
ETP TURC (1) mm	142	102	74	56	57	74	105	127	151	169	185	175	1417
ETP Kikuyn mm	129	101	76	57	63	56	97	128	164	170	203	187	1431
Déficit mm	122,9	60,5	49,6	36,0	36,3	56,5	86,7	109,5	146,0	167,4	184,6	174,4	1233
Température moyenne °C	25,5	21,6	16,5	12,2	10,9	12,4	15,3	17,7	20,9	23,8	26,7	27,4	19,3
Nb j. Sirocco		8			5			9			6		28

NB : Déficit = ETP Turc - Pluie moyenne

Pluie annuelle maximale enregistrée : 533,6 mm (1975-76)

Pluie annuelle minimale enregistrée : 36,4 mm (1943-44)

TABLEAU N° 3

Températures caractéristiques - GABES - SM (1901-1960)

$\frac{T_x + T_u}{2}$	$\bar{T}_x$	$\bar{T}_u$	$\bar{T}_{xa}$	$\bar{T}_{ua}$	$\bar{T}_x - \bar{T}_u$
19,3	32,7	5,9	50	-3	26,8

$\frac{T_x + T_u}{2}$: Amplitude moyenne annuelle

$\bar{T}_x$: Moyenne des maxima du mois le plus chaud (juillet)

$\bar{T}_u$: Moyenne des minima du mois le plus froid (janvier)

$\bar{T}_{xa}$, $\bar{T}_{ua}$ Maximum et minimum absolus

$\bar{T}_x - \bar{T}_u$: Amplitude thermique annuelle maximale

Température moyenne de janvier : 11,6°

Température moyenne de juillet : 26,8°

- un été chaud et sec et un hiver relativement doux,
- des vents réguliers et généralement faibles, de secteur est durant l'été plus forts et plus irréguliers, de secteur W-SW l'hiver,
- un déficit hydrique très important.

1-5 Situation de la parcelle dans le périmètre des Aouinet

Aménagé sur l'emplacement d'une ancienne palmeraie, le périmètre est divisé en parcelles de 2 ha environ, entourées de fossés de drainage à ciel ouvert, et peuvent être irriguées en tête de parcelle par un canal d'irrigation généralement bétonné. Cependant la parcelle expérimentale (figure 2) est alimentée actuellement par une segula en terre, source de pertes d'eau importantes. C'est sur la moitié est de cette parcelle actuellement en jachère qu'ont été installés les dispositifs de mesure dont il sera question plus loin.

1-6 Résumé des études précédentes

Une étude a été effectuée sur l'ensemble cultivé et en jachère de la parcelle en 1979 (SBIKHA). 4 irrigations ont été pratiquées de février à mai, dont les résultats ont montré une grande hétérogénéité dans les transferts d'eau et de sels.

On observe en effet de fortes variations de teneur en eau entre les points de mesure pour une même irrigation. Par ailleurs, les mouvements de la nappe relevés par un réseau de piézomètres semblent montrer que l'écoulement de cette nappe se fait en sens inverse de l'orientation des fossés de drainage, ce qui expliquerait le gradient de salure constaté dans la seconde partie de cette étude.

On a pu constater également que la parcelle en jachère, bien que plus salée que la partie cultivée, se dessalait mieux que cette dernière au cours de l'irrigation.

Enfin il a semblé que les fortes irrigations pratiquées (200 à 300 mm en 4 jours environ) ont un effet de dessalement moindre qu'une pluie de 30 mm, par suite de la forte teneur en sels de l'eau d'irrigation (4,8 g/l au forage, 6,8 g/l à l'entrée de la parcelle).



ECHELLE 1/500

- 1⊙ : Site de mesure de la conductivité apparente
- P: Piezomètres
- xT: Tensiomètres et Tubes de soude à neutrons

- : Parcelle en jachère
- : Parcelle après labour du 7/7/80

Il a donc été décidé d'entreprendre une étude plus précise des transferts d'eau et de sels dans cette parcelle, qui peut être considérée comme assez représentative des sols d'oasis de la région, mais dans un état nettement plus salé que les sols actuellement cultivés.

2 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE DE LA PARCELLE

Afin de contrôler les variations de la salinité du sol de la parcelle dans le temps et dans l'espace, nous avons mis en place un quadrillage de 16 points de mesure (figure 2).

Sur ces 16 points de mesure, on a procédé à une cartographie globale préliminaire de la salure par la méthode des sondages électriques.

Méthodologie sommaire des sondages électriques

2-1 Principe de la méthode

La méthode, basée sur la loi d'Ohm, consiste à mesurer la résistivité apparente du sol. Utilisée en géologie et pour les recherches d'eau elle s'est révélée intéressante dans le diagnostic de la salure des sols (RHOADES et al. 1971)

La résistivité apparente, que, par analogie avec la mesure de la conductivité des extraits saturés de sol, on transforme ici en "conductivité apparente", est fonction de la conductivité de la solution du sol, mais également de la teneur en eau et de la conductivité propre du matériau essentiellement due à ses sites d'échange, son complexe absorbant.

$$CE_a = f (CE_{ss} \times \theta) + CE_s$$

Le dispositif utilisé est constitué de 4 électrodes alignées enfoncées de 6 à 8 cm dans le sol et également espacées (dispositif WENNER). On envoie par l'intermédiaire des électrodes extérieures un courant continu d'intensité I et on mesure entre les électrodes intérieures une différence de potentiel ΔV . D'où l'on tire :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} = K.R$$

K est un facteur géométrique fonction de l'écartement des électrodes. Pour le dispositif WENNER on a $K = 2 \pi a$ (a étant l'écartement interélectrodes) ; transformé en conductivité apparente, il vient :

$$CE_a \text{ (mmhos/cm)} = \frac{10}{2\pi a \text{ (cm)} R \text{ (ohm)}}$$

2-2 Pratique de la mesure

Deux types d'utilisation ont été employés, la méthode horizontale et la méthode verticale.

Dans la première, on utilise des électrodes-piquets en bronze ou acier inoxydable disposés à des intervalles croissants autour du point central. Chaque mesure est théoriquement l'expression de la conductivité apparente d'une tranche de sol de plus en plus épaisse à partir de la surface. On estime en effet que la profondeur d'investigation est sensiblement égale à l'écartement entre deux électrodes consécutives (a).

Dans la seconde, on utilise une sonde constituée de 4 anneaux en laiton qui jouent le rôle des 4 électrodes. La sonde est progressivement enfoncée dans le sol et mesure donc la conductivité apparente de volumes de mêmes dimensions. Auparavant on a déterminé le facteur de la sonde par immersion dans plusieurs solutions de conductivités connues en mesurant la résistance. On a alors :

$$K = CE \times R \quad (K = 20 \text{ pour la sonde utilisée})$$

Pour que la valeur ainsi mesurée soit ramenée à 25° C, il est nécessaire de mesurer simultanément la température, ce qui n'est possible qu'avec la méthode verticale.

$$CE_{25^\circ} = K \times \frac{f_t}{R_t} \quad f_t \text{ est le facteur de correction à la température } t, \text{ lu dans des tables.}$$

2-3 Etalonnage des mesures de conductivité apparente

Des couvertures de la parcelle ont été réalisées à des dates différentes sur les 16 points de mesure, d'abord par la méthode horizontale, selon deux directions perpendiculaires et jusqu'à 2 mètres de profondeur, et simultanément par la méthode verticale jusqu'à 1 mètre.

Pour étalonner ces mesures par rapport à la conductivité de l'extrait saturé du sol, on a effectué des prélèvements de sol aux mêmes points.

2-4 Résultats obtenus

a) Méthode horizontale

A partir des mesures de CE_a pour des épaisseurs croissantes de sol, on a essayé une méthode de calcul préconisée par BARNES (1952) qui considère les couches de sol successives comme des résistances en parallèle, ce qui permettrait de calculer la conductivité de chaque couche. Malheureusement il n'a pas été possible d'obtenir de bonnes relations avec les conductivités mesurées sur extrait saturé. La méthode horizontale prospectant, au fur et à mesure de l'écartement des électrodes, non seulement de plus grandes profondeurs de sol, mais aussi de plus grands volumes s'étendant latéralement, l'hétérogénéité du sol vient perturber grandement ces relations.

Une étude théorique récente du problème montre que l'hypothèse d'une profondeur de prospection électrique égale à l'espacement interélectrode n'est pas fiable. (NADLER 1980).

Cette méthode ne peut donc servir que comme une approche globale grossière de la répartition de la salure. On trouvera dans les figures 3-A à -G, une représentation spatiale pour diverses épaisseurs de sol. On remarque dès la couche 0-10 cm un gradient de salure NE-SW avec des maxima vers les points 3 et 8, d'une amplitude de 2 à 7 mmhos/cm. Cette tendance s'affirme en profondeur (0-30 à 0-100 cm), le maximum se centrant sur le point 3. Le gradient s'affaiblit ensuite par l'influence des couches profondes pour se maintenir de 2,5 à 5,5 pour la couche 0-200 cm.

FIG.3A AOUINET : CARTE ISOHYALINE (ECa mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 10 cm)

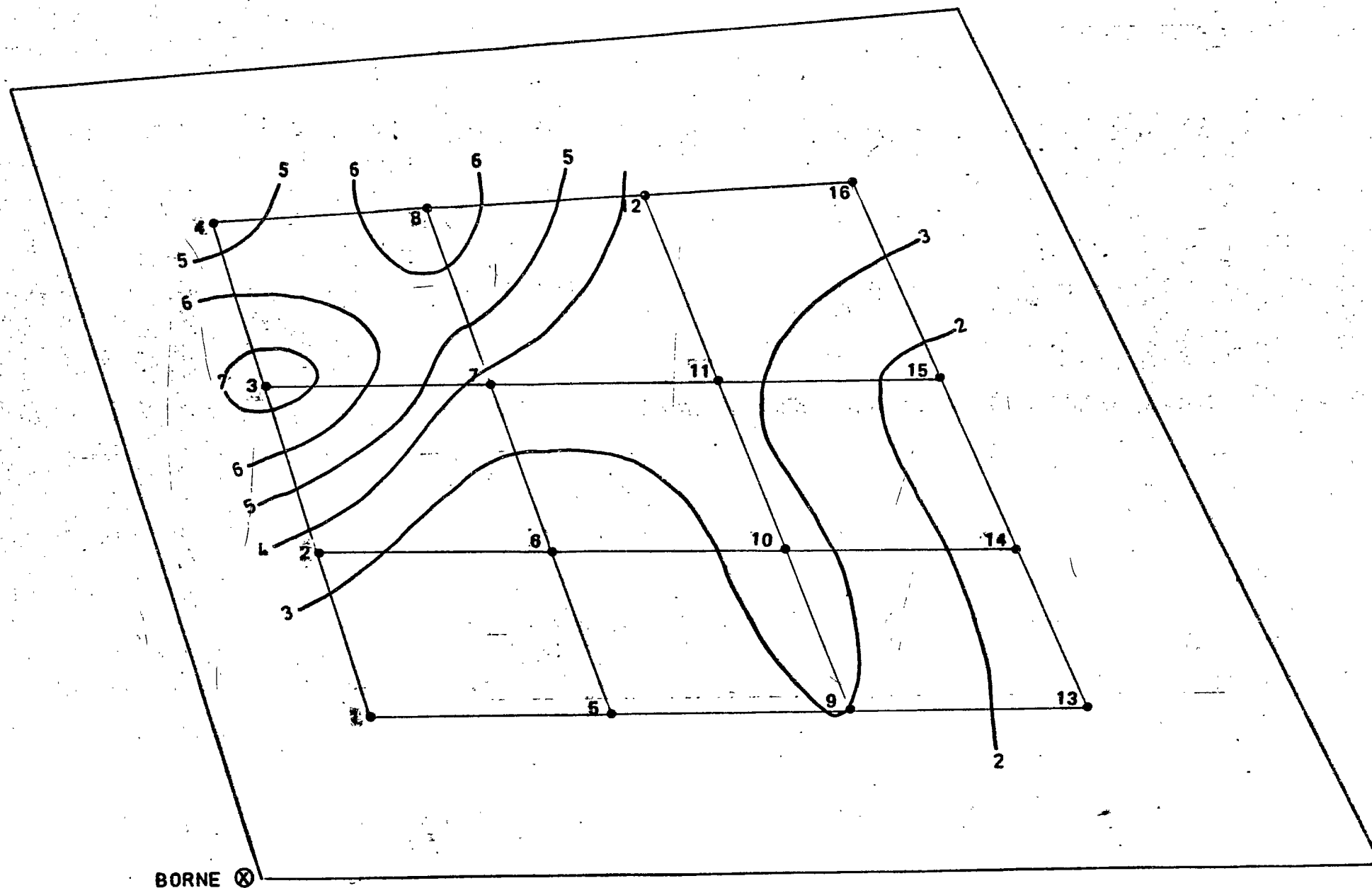


FIG.3B AOUINET : CARTE ISOHYALINE (ECa mmhos-cm)
 METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979
 (0 - 30 cm)

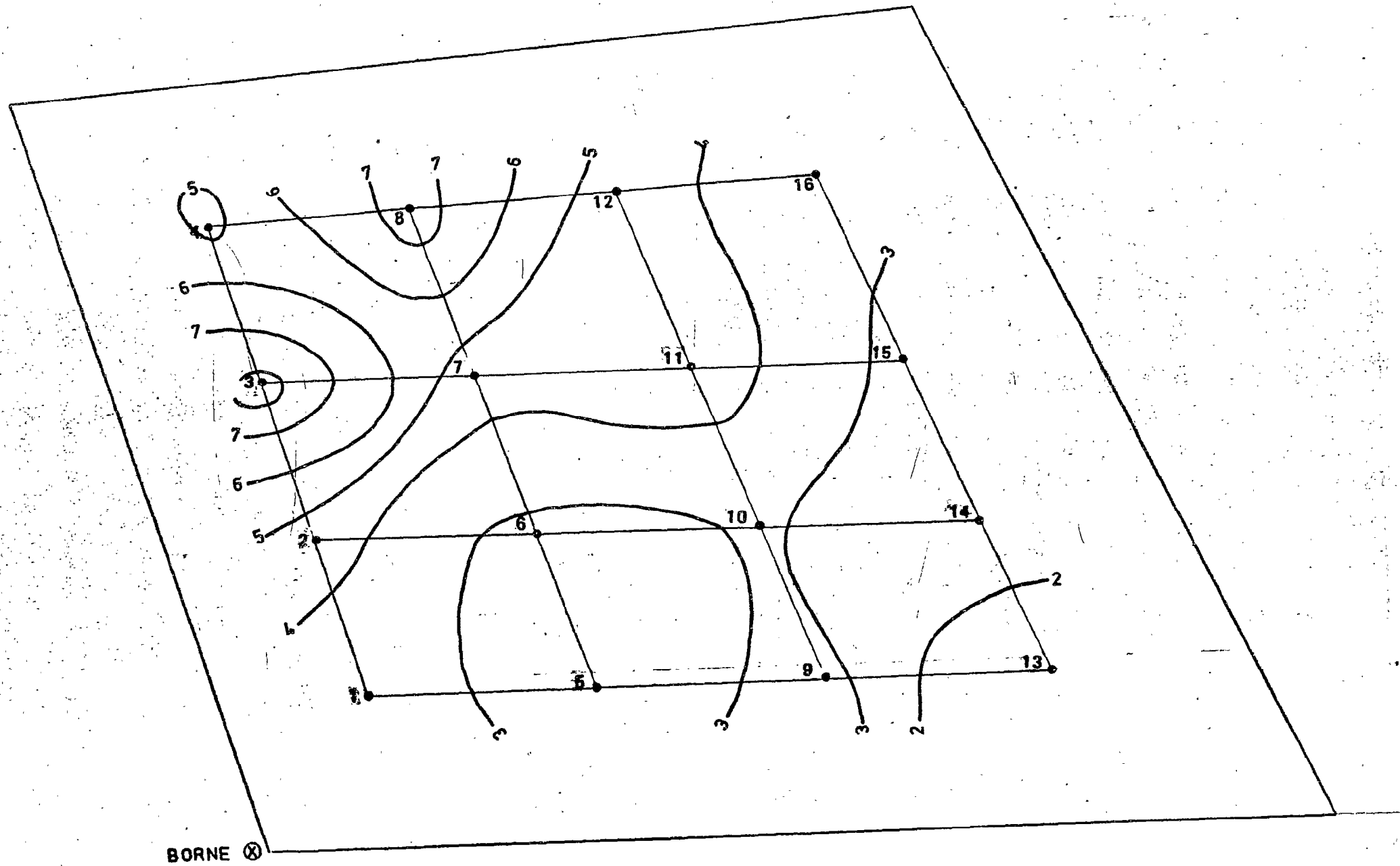


FIG.3C AOUINET : CARTE ISOHYALINE (ECa mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 50 cm)

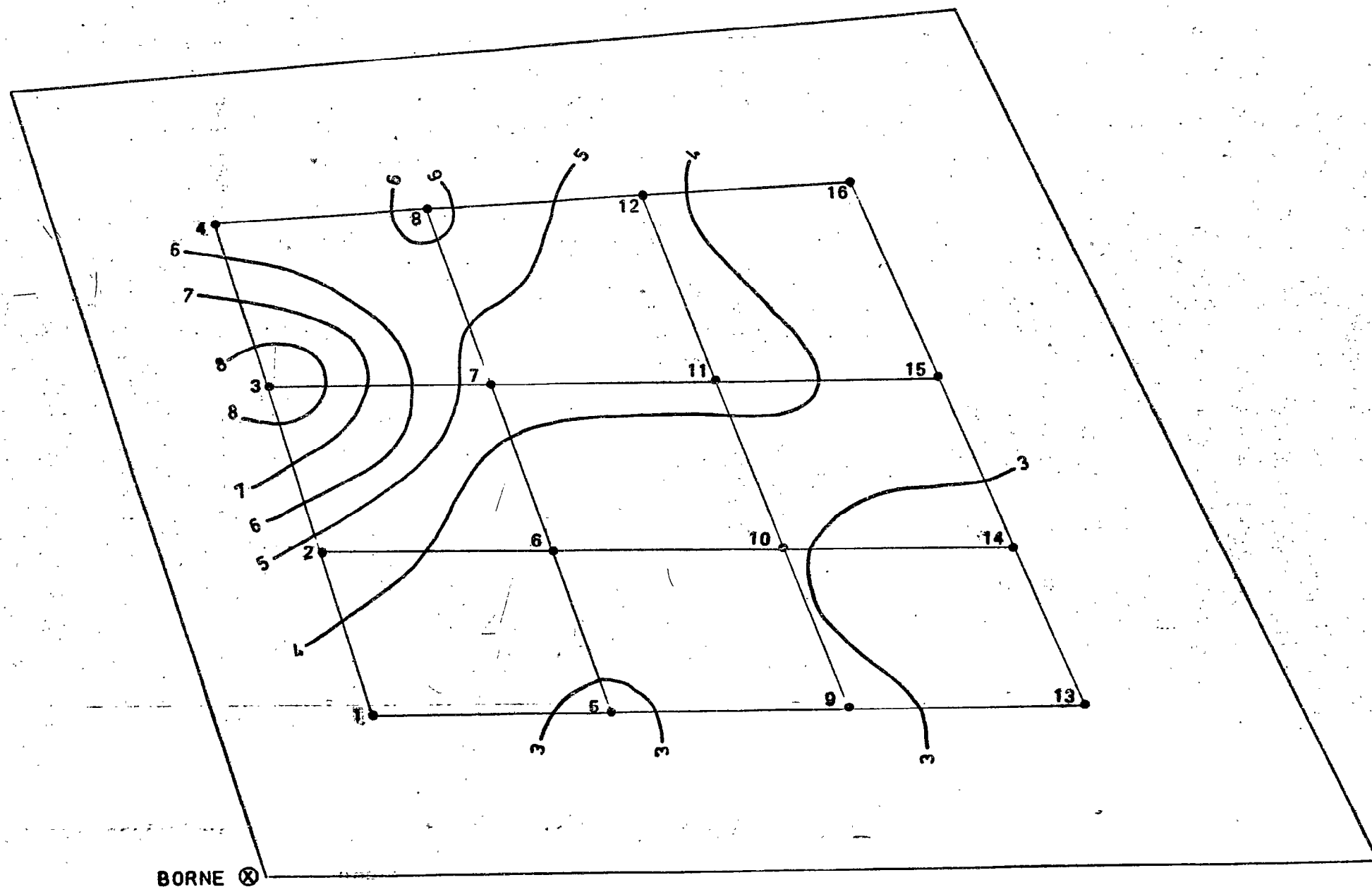


FIG.3D AOUINET : CARTE ISOHYALINE (ECa mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 70 cm)

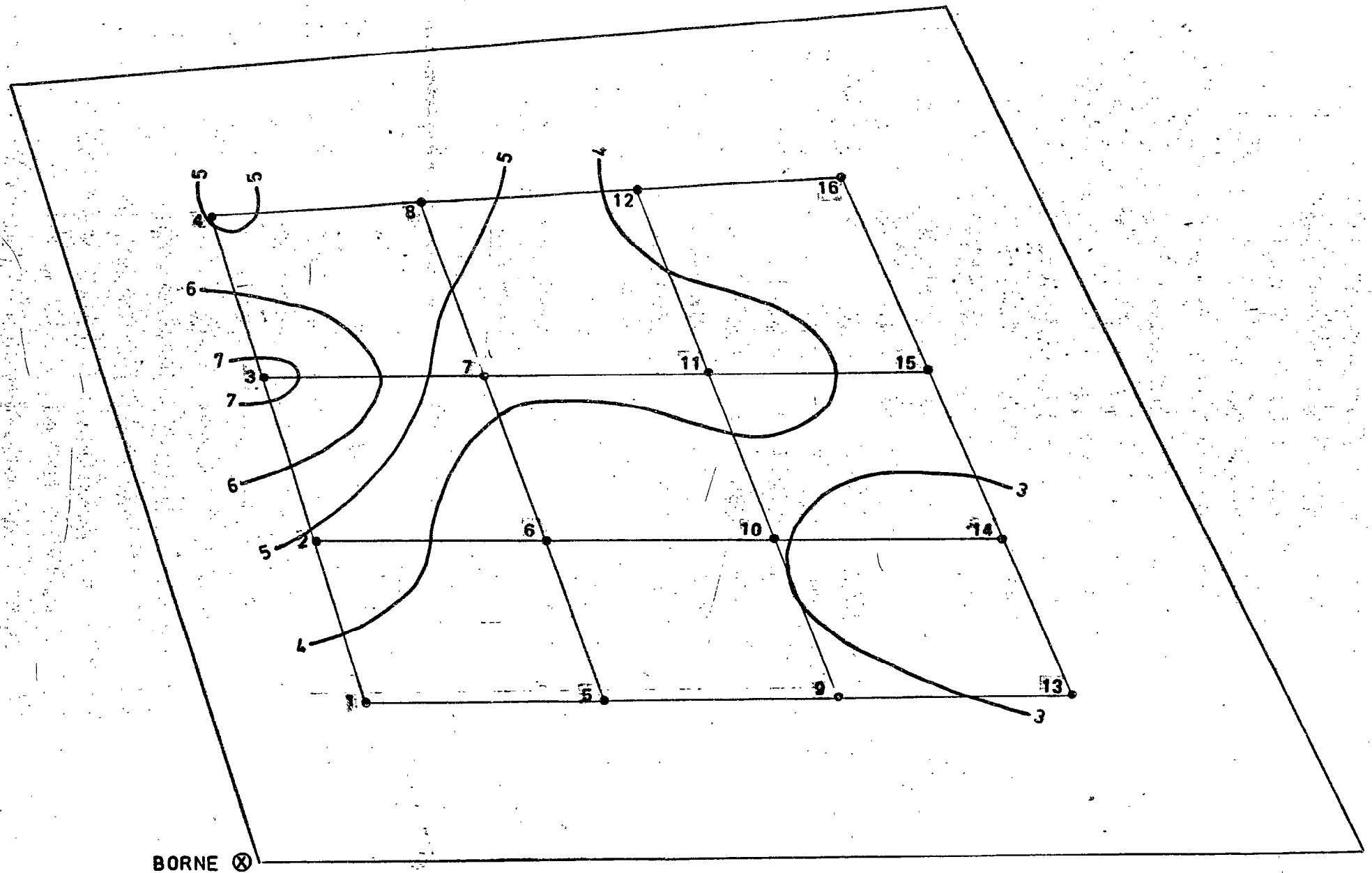


FIG.3E AOUINET : CARTE ISOHYALINE (ECd mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 10 cm)

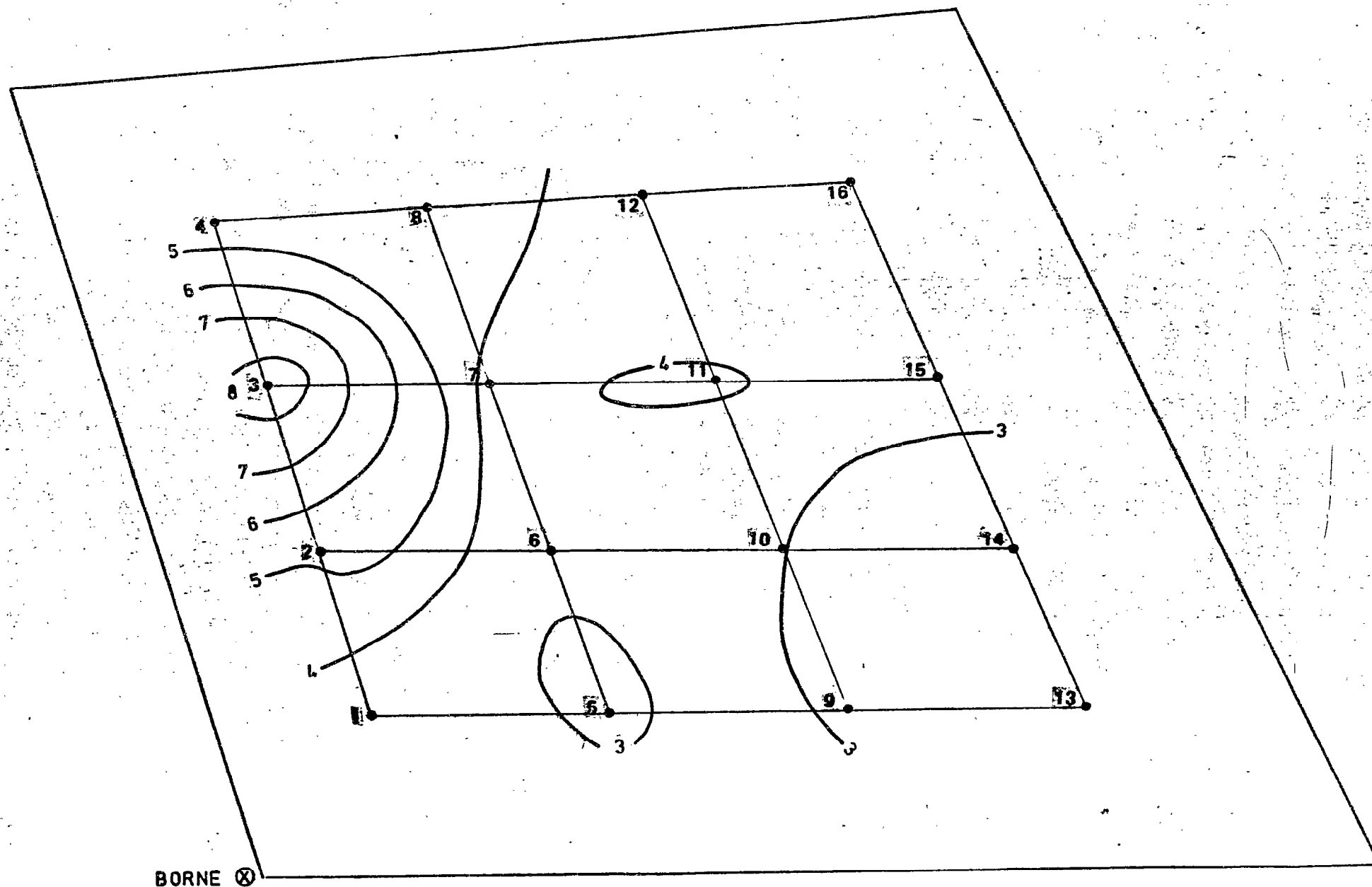


FIG.3F AOUINET : CARTE ISOHYALINE (E_{Ca} mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 150 cm)

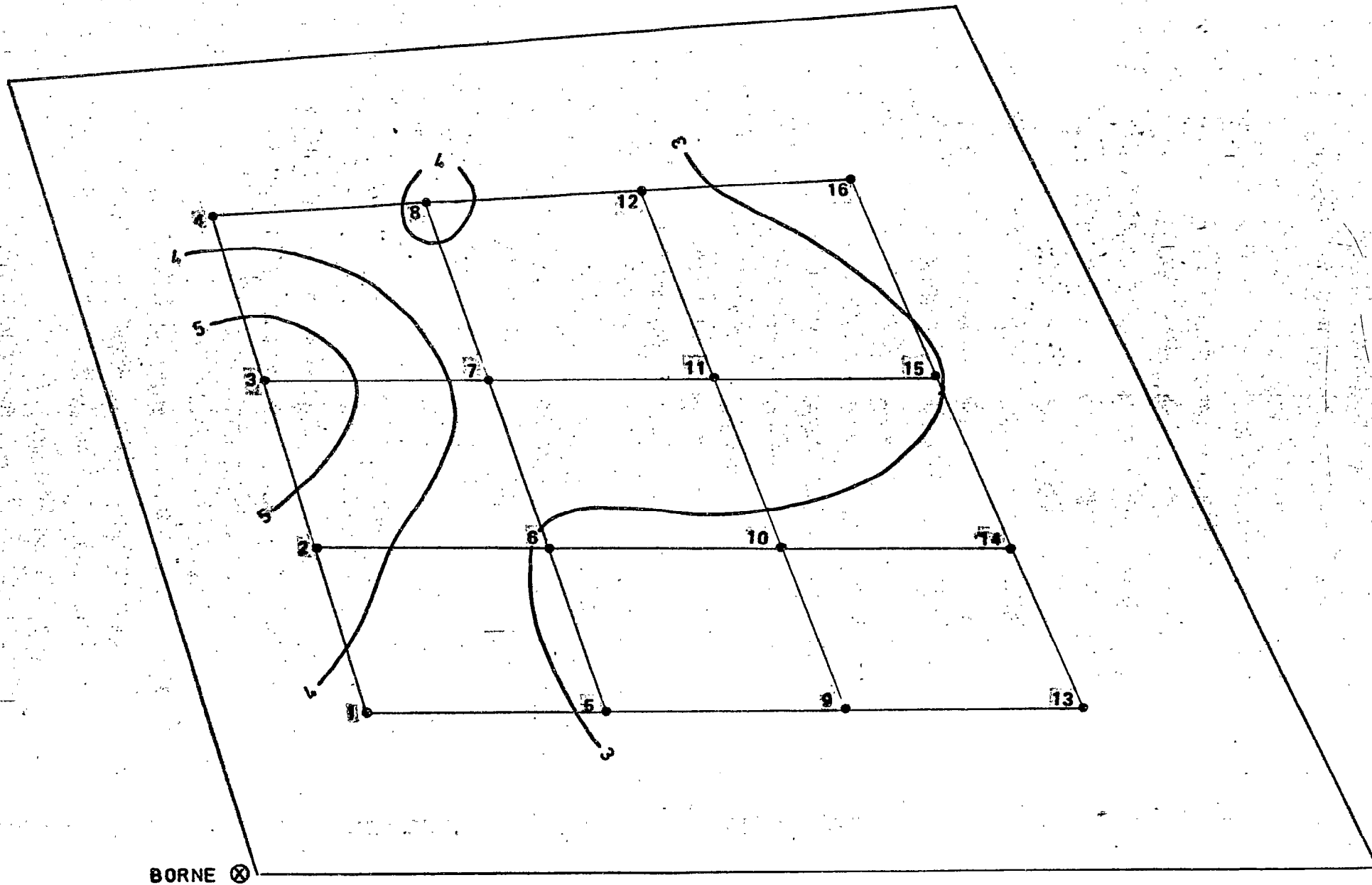
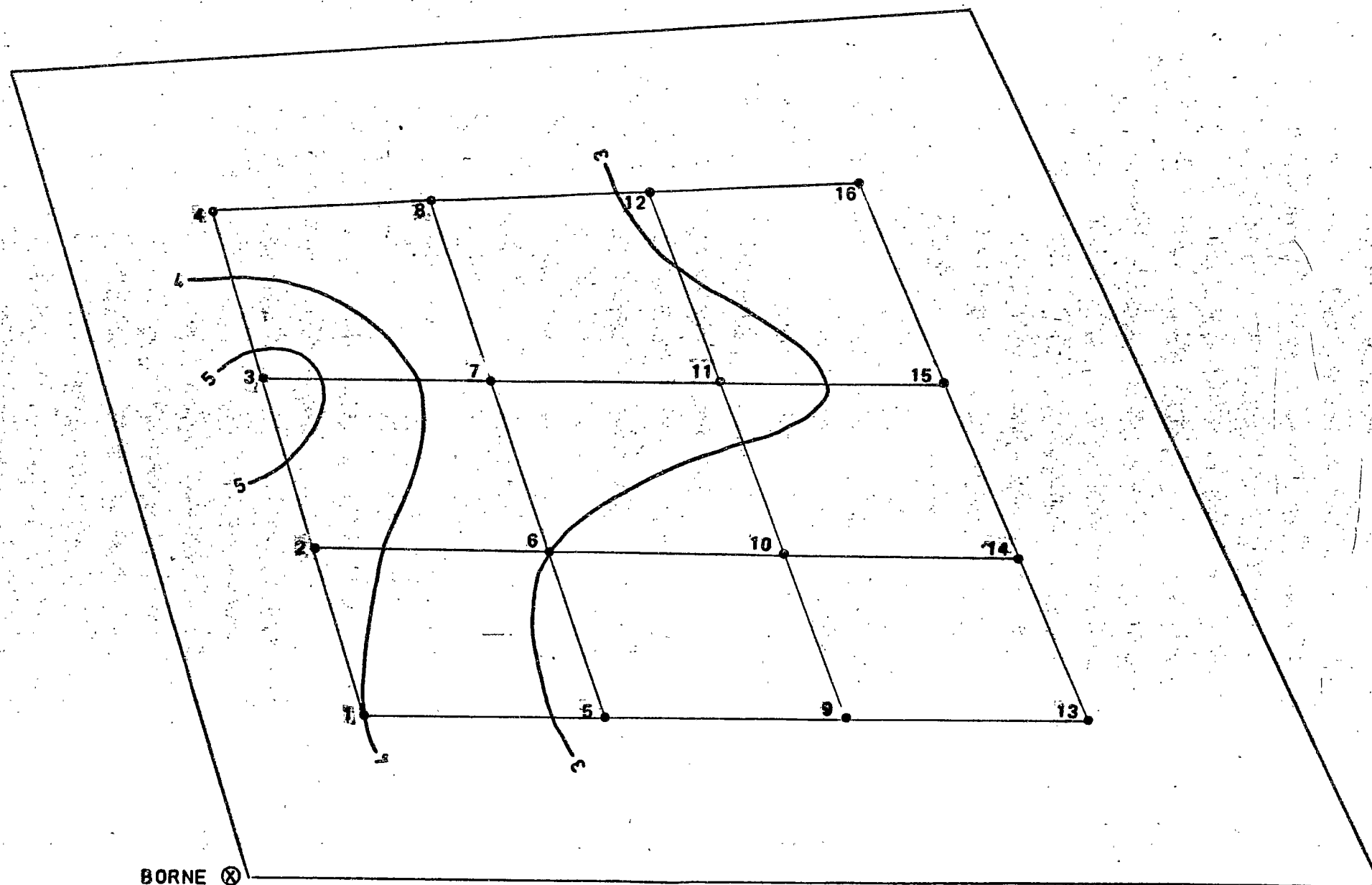


FIG.3G AOUNET : CARTE ISOHYALINE (ECa mmhos-cm)

METHODE HORIZONTALE 30 MAI 1979

(0 - 200 cm)



b) Méthode verticale

La mesure à l'aide de la sonde a été mise en oeuvre en août 1979 et mars 1980.

1. Campagne d'août 1979

Les résultats obtenus ne permettent pas d'obtenir de relation entre la conductivité apparente et les valeurs de la conductivité de l'extrait saturé (CE_e) des échantillons prélevés simultanément. Il semble que cela soit dû à l'état de dessiccation du sol, qui, d'une part, ne permet pas un bon contact entre la sonde et le sol, d'autre part, provoque la cristallisation des sels dans ce sol très salé, gênant ainsi la transmission du courant, alors qu'ils sont complètement dissouts dans l'extrait saturé. On constate en effet que les valeurs de la conductivité apparente CE_a apparaissent trop faibles pour les valeurs élevées de CE_e (figure 4).

2. Campagne de mars 1980

Ces mesures se situant vers la fin de la saison des pluies, les résultats sont nettement meilleurs et permettent d'étudier un certain nombre de relations entre la conductivité apparente CE_a , la conductivité de l'extrait saturé CE_e des prélèvements simultanés aux mêmes profondeurs, et la conductivité de la solution du sol CE_{ss} , calculée à partir de CE_e , et des teneurs en eau in situ et dans la pâte saturée, selon la formule :

$$CE_e \times PS = CE_{ss} \times H_p$$

Il est remarquable par ailleurs, que ces relations hautement significatives ont pu être obtenues, non en comparant les valeurs obtenues sur un même profil à des dates différentes, mais à partir de 16 profils effectués à la même date, ce qui permet de prendre en compte l'hétérogénéité de la parcelle.

Relation CE_a / CE_e par profil

On remarque sur la figure 5 donnée en exemple pour les points 6, 7, 10 et 11 qui encadrent la station de mesure principale T_5 , que dans la zone des faibles valeurs de CE_e (inférieures à 20 mmhos) la diminution de CE_a est plus forte qu'au dessus. Il semble que dans ce cas, la contribution des surfaces d'échange du complexe à la conductivité soit plus importante que celle de l'eau interstitielle, ce qui modifie la relation, comme l'ont montré SHAINBERG et al. (1980), mais pour des valeurs de CE_e nettement plus faibles.

FIG. 4 - Relation CEa - CEe - Sonde verticale (AOUT 1979)

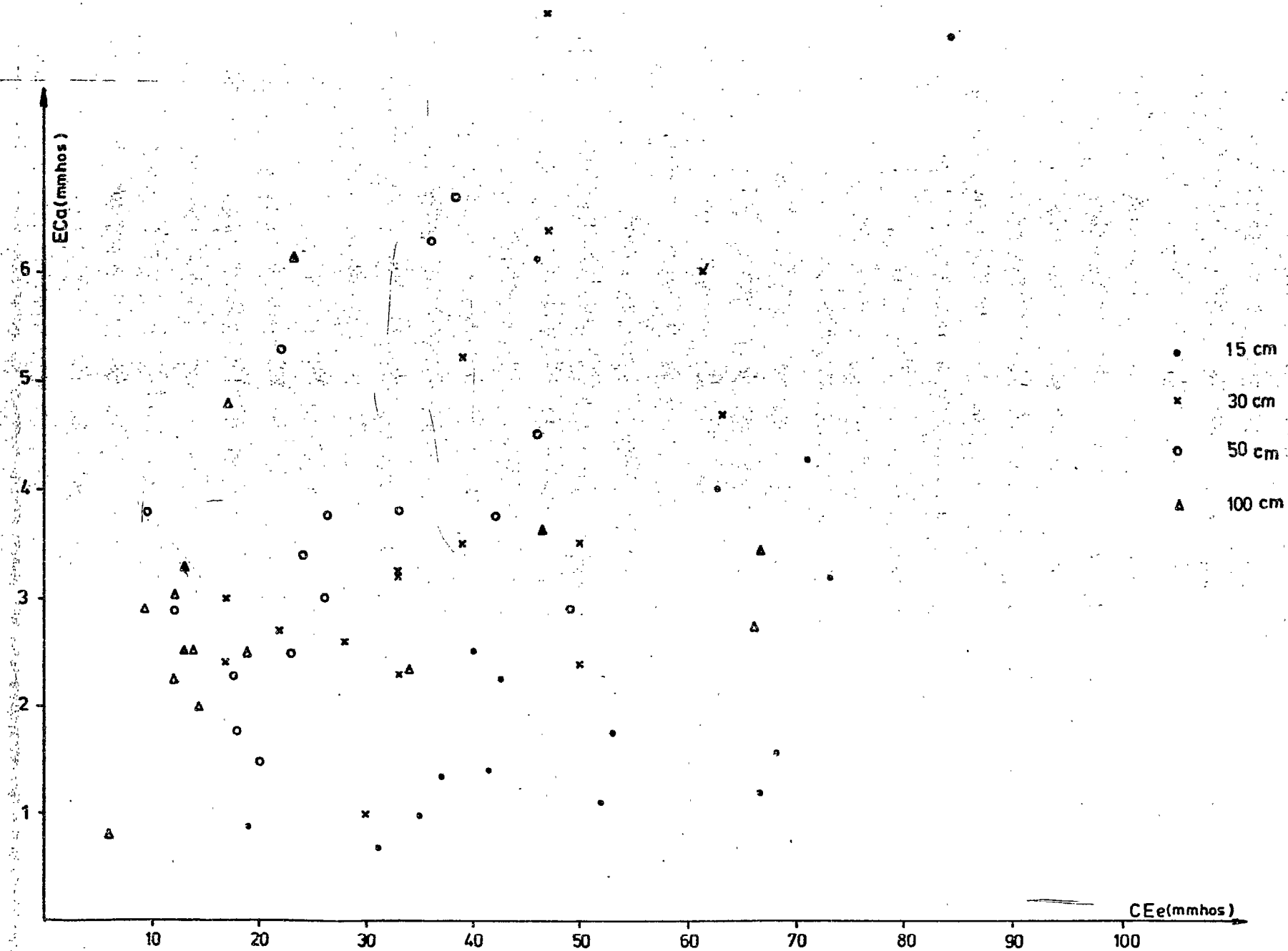
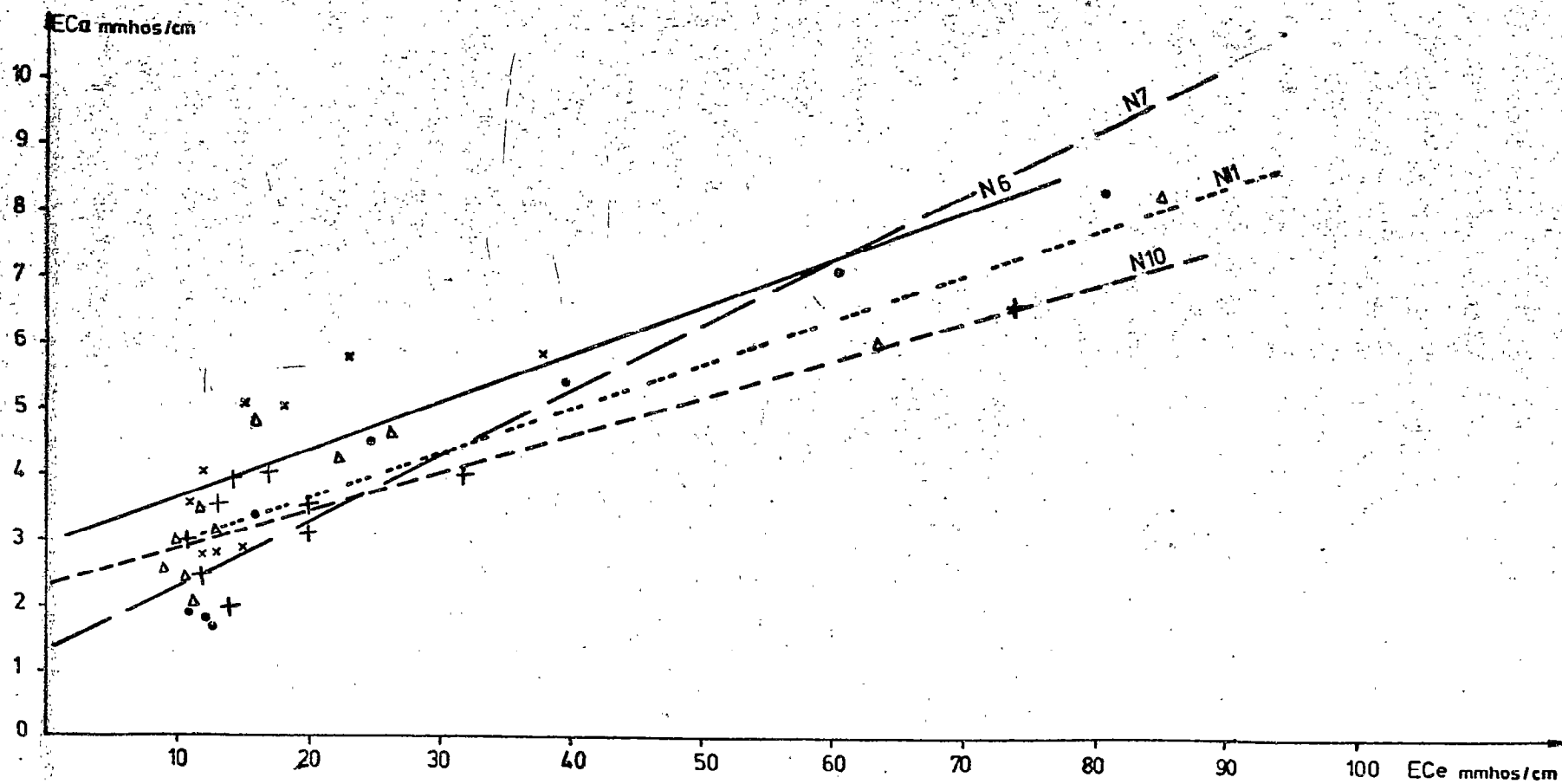


FIG.5

Relation E_{Ca} - E_{Ce} par profils
(25/3/1980)

* N6
• N7
+ N10
Δ N11



Il en ressort qu'après dessallement du sol, des relations différentes devront être établies entre CE_a , CE_e , CE_{ss} et la teneur en sels.

Relation CE_e / CE_a sur l'ensemble de la parcelle

Les résultats obtenus se regroupent en deux ensembles, en fonction de la profondeur. Pour le premier, rassemblant les mesures effectuées aux cotes 20, 30 et 40 cm, les mesures à 10 cm n'ayant pu être toutes retenues en raison d'un mauvais contact avec la sonde verticale, on a obtenu la relation suivante, illustrée dans la figure 6-A :

$$CE_e = 6,89 CE_a - 1,19 \quad r = 0,802 \text{ pour 42 couples}$$

Le second rassemble les mesures effectuées de 50 à 100 cm inclus (figure 6-B) et donne :

$$CE_e = 3,29 CE_a + 4,25 \quad r = 0,909 \text{ pour 85 couples}$$

On remarque que la corrélation est meilleure pour les horizons profonds. On pourrait alors penser que cela est dû au fait que les humidités sont moins dispersées en profondeur que vers la surface, or, il n'en est rien comme le montrent les calculs de moyenne et d'écart-type de la teneur en eau de chaque couche au niveau de la parcelle (tableau 4).

TABLEAU 4

Teneurs en eau à différentes cotes

Profondeur	Moyenne	Ecart-type
10 cm	17,4 %	1,41
20 cm	18,5	1,63
30 cm	20,7	2,05
40 cm	24,1	3,08
50 cm	29,6	5,66
60 cm	30,5	4,90
70 cm	31,7	3,46
80 cm	32,2	3,37
90 cm	31,1	2,64
100 cm	30,4	3,81

FIG. 6A - RELATION CE_e / CE_a (25/3/1980)

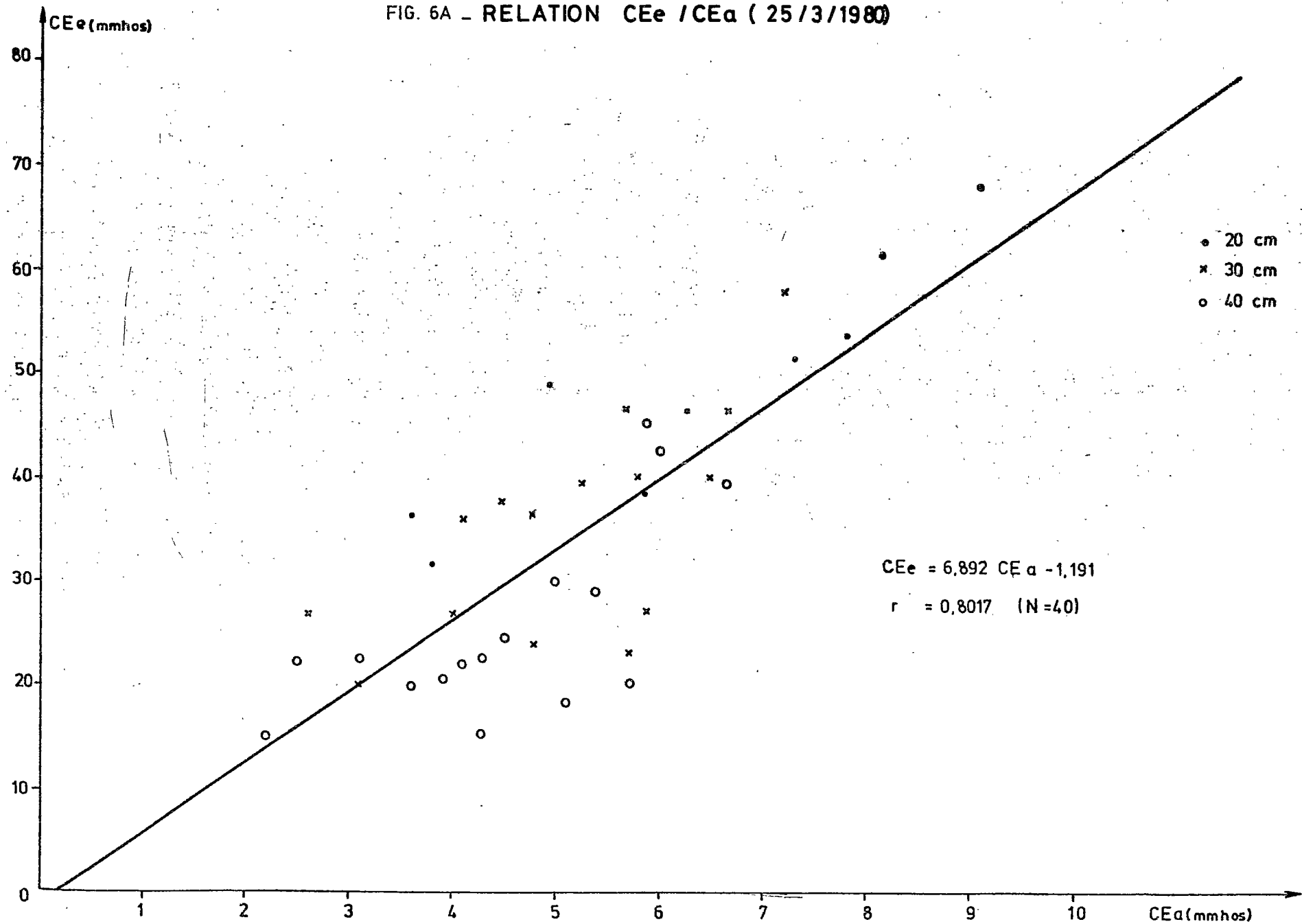
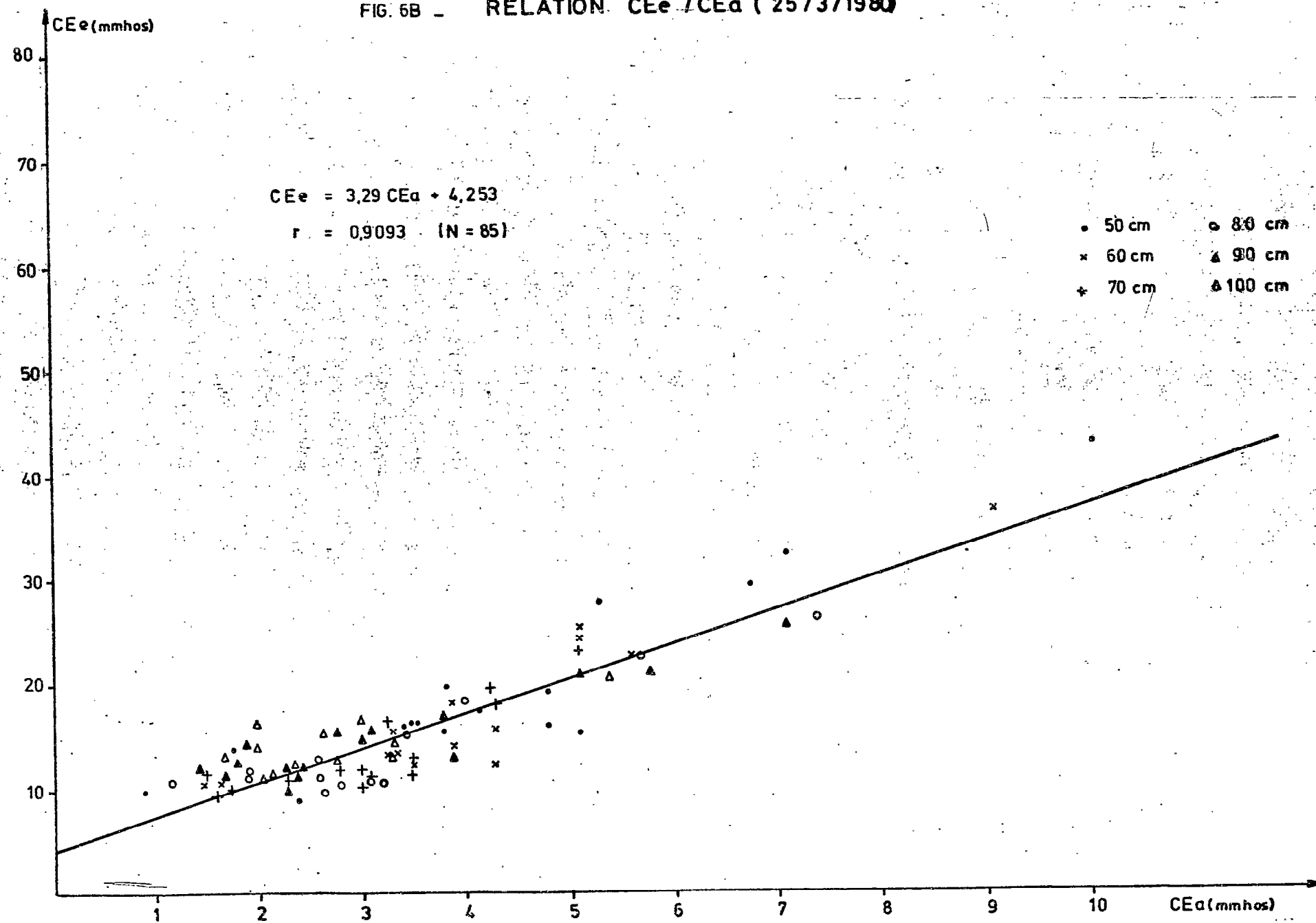


FIG. 6B - RELATION. CE_e / CE_a (25/3/1980)



La raison doit plutôt en être la présence de sels cristallisés dans les horizons supérieurs.

Relation CE_a / CE_{ss} sur l'ensemble de la parcelle

On trouve respectivement, en effectuant le même regroupement que ci-dessus :

$$CE_{ss} = 15,41 \quad CE_a - 19,18 \quad r = 0,807 \text{ pour 40 couples à 20, 30, 40 cm}$$

$$CE_{ss} = 5,52 \quad CE_a + 5,65 \quad r = 0,892 \text{ pour 85 couples de 50 à 100}$$

Cette relation est équivalente à la précédente pour les horizons profonds car tous les sels sont effectivement dissouts à des teneurs en eau voisines de 30 % en poids. Par contre, pour les couches superficielles on constate une amélioration de la corrélation car pour CE_{ss} on tient mieux compte des sels effectivement dissouts.

Relation CE_a / teneur en sels sur l'ensemble de la parcelle

Si tous les sels sont sous forme dissoute, il est possible d'estimer la quantité présente à partir de la conductivité de la solution du sol et de la teneur en eau. Sachant que l'on a

$$CE_{ss} \times H_p \% = CE_e \times PS$$

et compte tenu d'un facteur multiplicateur moyen de 0,064 si la conductivité est mesurée en millimhos (U.S.D.A. 1954), il vient :

$$\% \text{ sels dans le sol} = (CE_e \times PS) \times \frac{0,064}{100}$$

Il a été établi une relation entre la conductivité apparente et la teneur en sels, qui s'avère relativement étroite. On a ainsi :

$$\% \text{ sels} = 0,150 CE_a + 0,022 \quad r = 0,837 \text{ pour 40 couples à 20, 30, 40 cm}$$

$$\% \text{ sels} = 0,113 CE_a + 0,090 \quad r = 0,934 \text{ pour 85 couples de 50 à 100 cm}$$

Les relations obtenues aux différentes cotes sont portées dans le tableau 5 et regroupées sur les figures 7-A et 7-B.

On remarque, malgré la variabilité spatiale attendue, une bonne corrélation entre les 16 profils; celle-ci étant, pour toute cote sauf 20 cm, meilleure pour % sels / CE_a que pour CE_a / CE_e ou CE_a / CE_{ss} .

L'homogénéité de la parcelle peut encore être montrée par la comparaison des profils de CE_a , CE_e , CE_{ss} et % sels pour les points voisins de la station T_5 (figure 8-A, B, C, D). On observe une légère dispersion dans les 30 cm supérieurs, qui s'estompe en profondeur, en particulier pour CE_e et CE_{ss} .

Après étalonnage, la mesure électrique à l'aide de la sonde verticale permet donc d'estimer la teneur en sels du sol quelle que soit sa teneur en eau, au moins au-dessus d'un certain seuil, et donc de suivre l'évolution de la salure dans le temps.

Comme pour la méthode horizontale, on peut dessiner la répartition de la salure par des isohyales tirées de ces relations. A titre d'exemple on a porté sur les figures 9-A et B les isohyales concernant la cote 20 cm, obtenues :

- soit à partir de la mesure de la conductivité apparente
- soit à partir du calcul de la teneur en sels.

On voit que les deux cartes obtenues sont très voisines, montrant un pôle de salure plus élevée vers les points 3, 4, 7 et un pôle moins salé aux points 10 et 13. On observe donc, ce qui se vérifie aux autres profondeurs, un gradient SW/NE, dont on verra plus loin qu'il est associé à un approfondissement de la nappe phréatique.

CONCLUSIONS

Les études rapportées ici montrent que la mesure électrique de la conductivité apparente, qui n'est pas une méthode de diagnostic de classement des sols salés, puisque ce dernier repose sur la connaissance de la conductivité de l'extrait saturé, est par contre un moyen intéressant de connaître la quantité moyenne de sels contenus dans le sol, d'en examiner la répartition non seulement dans le profil mais aussi au niveau d'une parcelle, et peut donc permettre d'en suivre l'évolution au cours du lessivage des sels ou de l'irrigation.

TABLEAU N° 5

Relations CE_e/CE_a , CE_a/CE_{ss} et $CE_a/\%$ sels
à différentes cotes

Cote	CE_e / CE_a	$\% \text{ Sels} / CE_a$
20 cm	$CE_e = 5,592 CE_a + 13,218$ $r = 0,9193$	$\% \text{ Sel} = 0,135 CE_a + 0,217$ $r = 0,667$
30 cm	$CE_e = 5,559 CE_a + 6,815$ $r = 0,6856$	$\% \text{ Sel} = 0,115 CE_a + 0,216$ $r = 0,7030$
40 cm	$CE_e = 5,319 CE_a + 1,377$ $r = 0,7098$	$\% \text{ Sel} = 0,125 CE_a + 0,050$ $r = 0,7992$
50 cm	$CE_e = 3,643 CE_a + 3,976$ $r = 0,9390$	$\% \text{ Sel} = 0,1324 CE_a - 0,003$ $r = 0,9564$
60 cm	$CE_e = 3,689 CE_a + 2,288$ $r = 0,9236$	$\% \text{ Sel} = 0,1310 CE_a - 0,001$ $r = 0,9524$
70 cm	$CE_e = 2,173 CE_a + 3,672$ $r = 0,8355$	$\% \text{ Sel} = 0,126 CE_a + 0,024$ $r = 0,9103$
80 cm	$CE_e = 2,943 CE_a + 4,454$ $r = 0,9316$	$\% \text{ Sel} = 0,099 CE_a + 0,110$ $r = 0,9726$
90 cm	$CE_e = 2,614 CE_a + 6,474$ $r = 0,9153$	$\% \text{ Sel} = 0,092 CE_a + 0,183$ $r = 0,9572$
100 cm	$CE_e = 1,948 CE_a + 9,14$ $r = 0,8222$	$\% \text{ Sel} = 0,074 CE_a + 0,254$ $r = 0,9375$
CE_{ss} / CE_a		
20 cm	$CE_{ss} = 14,138 CE_a + 3,825$ $r = 0,9068$	70 cm $CE_{ss} = 5,588 CE_a + 3,673$ $r = 0,8452$
30 cm	$CE_{ss} = 6,997 CE_a + 26,327$ $r = 0,5246$	80 cm $CE_{ss} = 4,574 CE_a + 6,514$ $r = 0,9159$
40 cm	$CE_{ss} = 8,446 CE_a + 0,7052$ $r = 0,6643$	90 cm $CE_{ss} = 4,987 CE_a + 7,837$ $r = 0,8988$
50 cm	$CE_{ss} = 5,318 CE_a + 7,424$ $r = 0,8967$	100 cm $CE_{ss} = 5,234 CE_a + 8,849$ $r = 0,8575$
60 cm	$CE_{ss} = 6,804 CE_a + 0,419$ $r = 0,8987$	

FIG.7A- RELATION %Sel / CEa (25/3/1980)

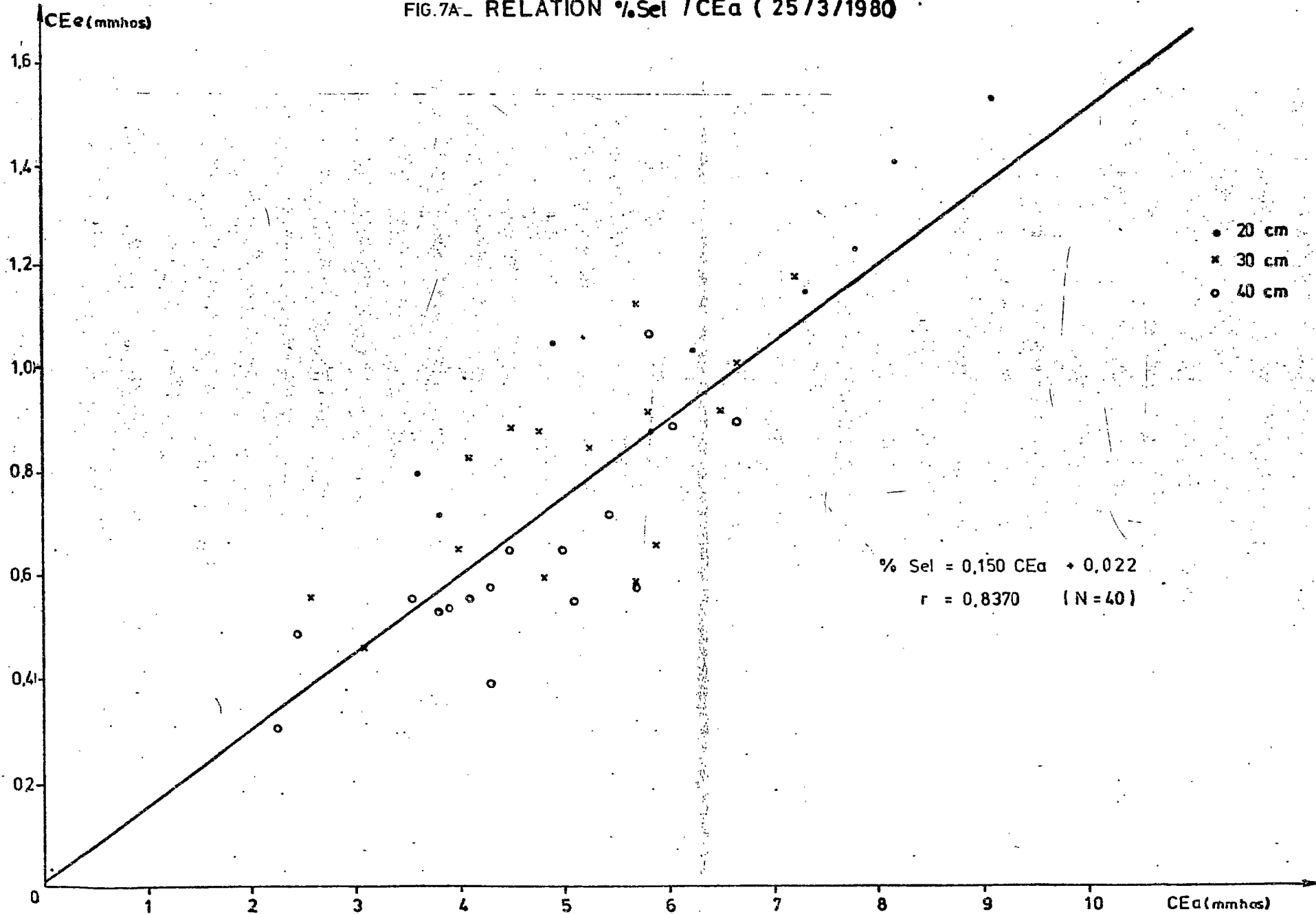


FIG. 7B - RELATION %Sel / CEa (25 / 3 / 1980)

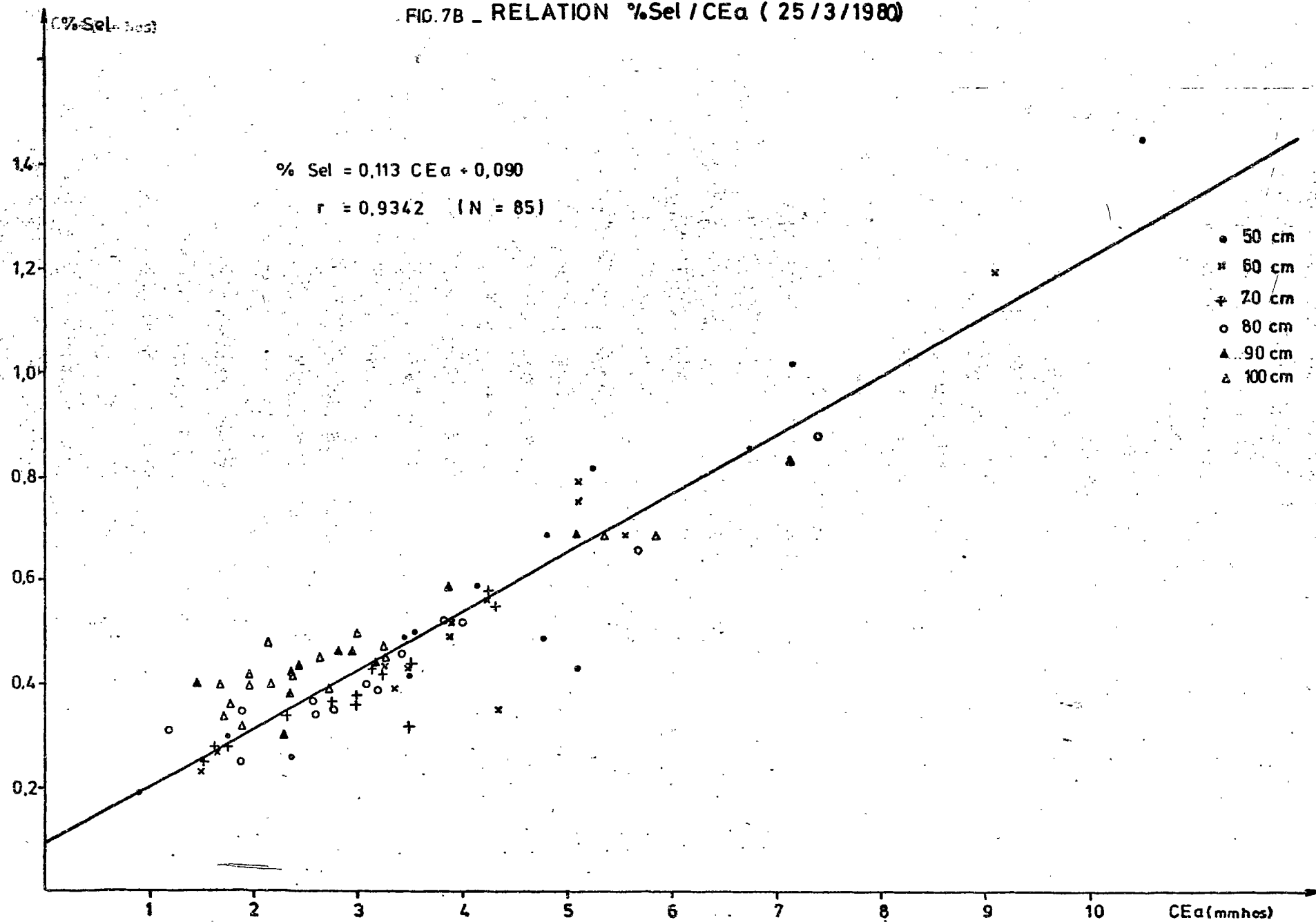


Fig.8 _ Profils comparés de CEa, CEe, CEss. et % sels

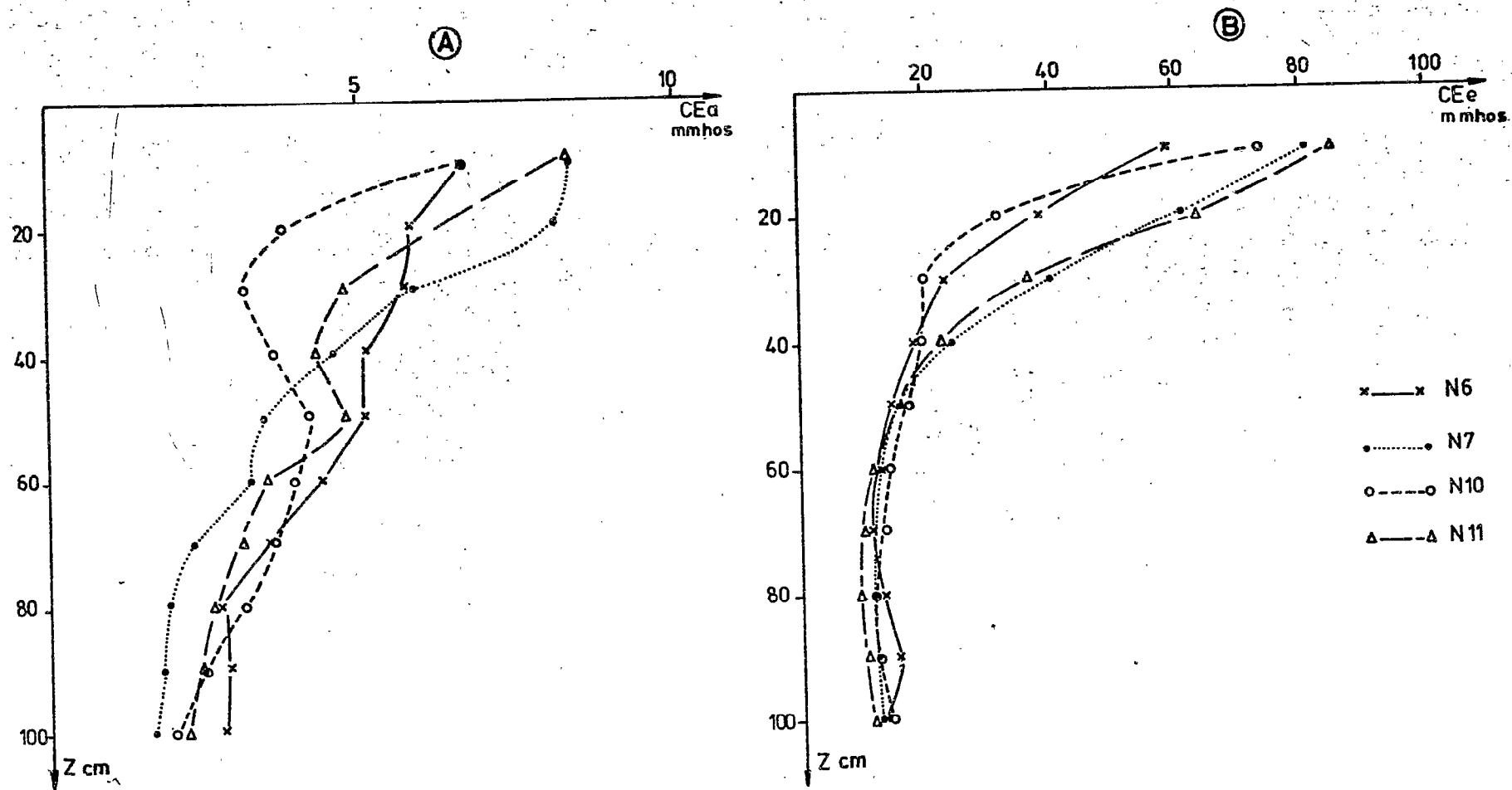
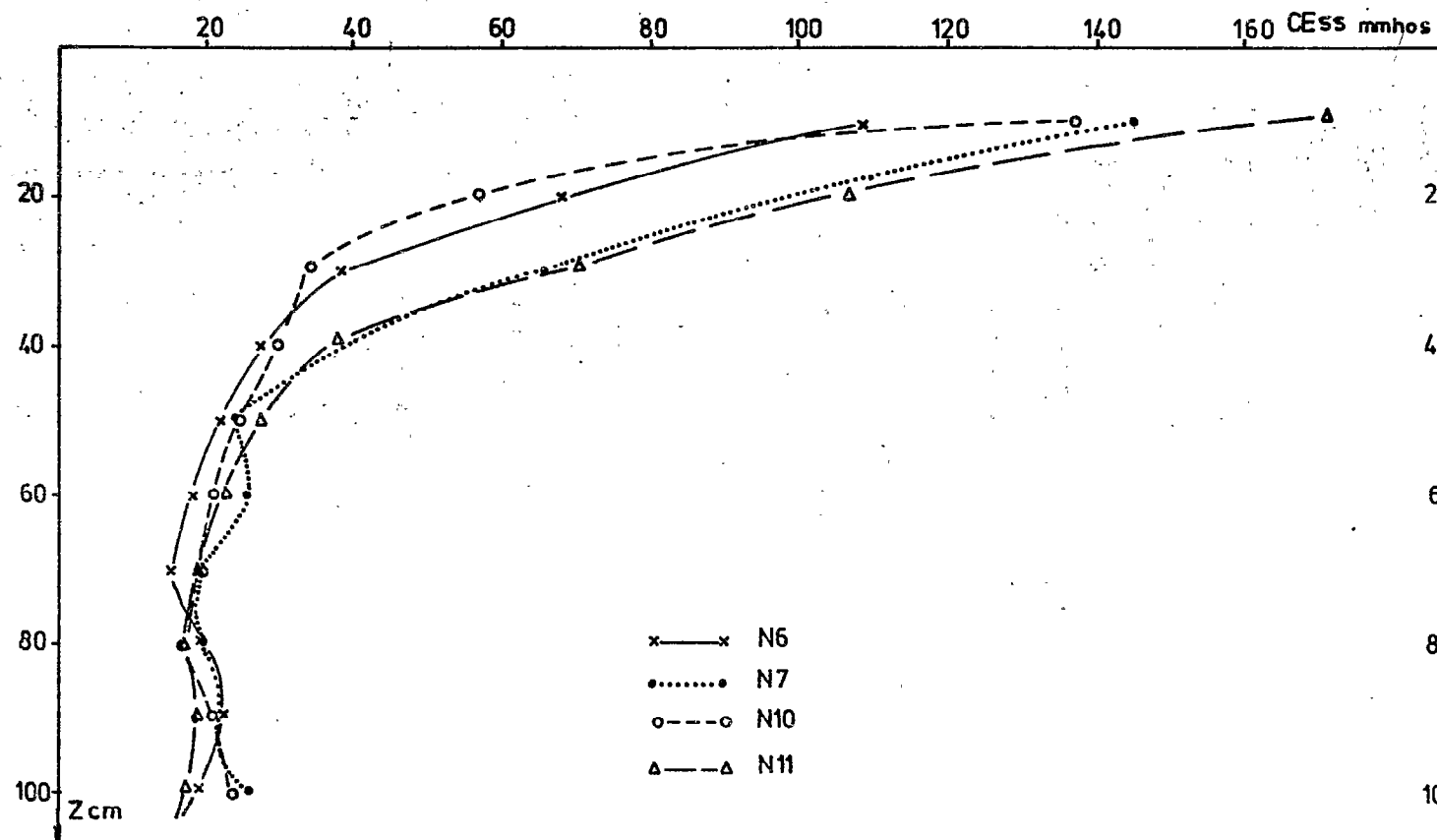


FIG.8.(Suite)

©



©

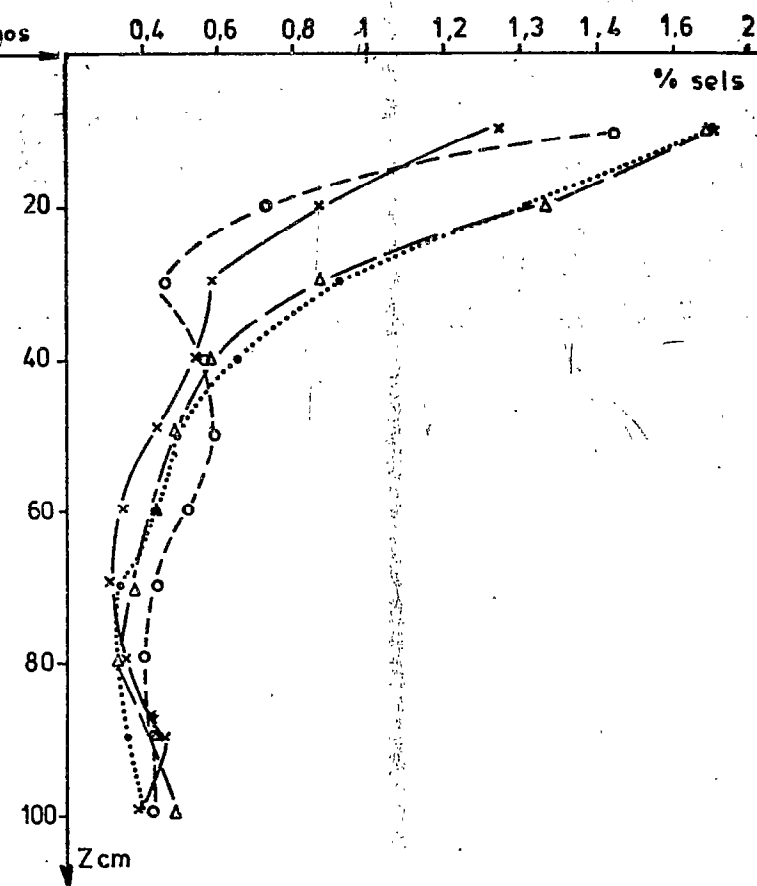


FIG.9 Courbes isoconductivité (25 / 3 / 1980) -
 (CEa mmhos / cm)
 A (20 cm)

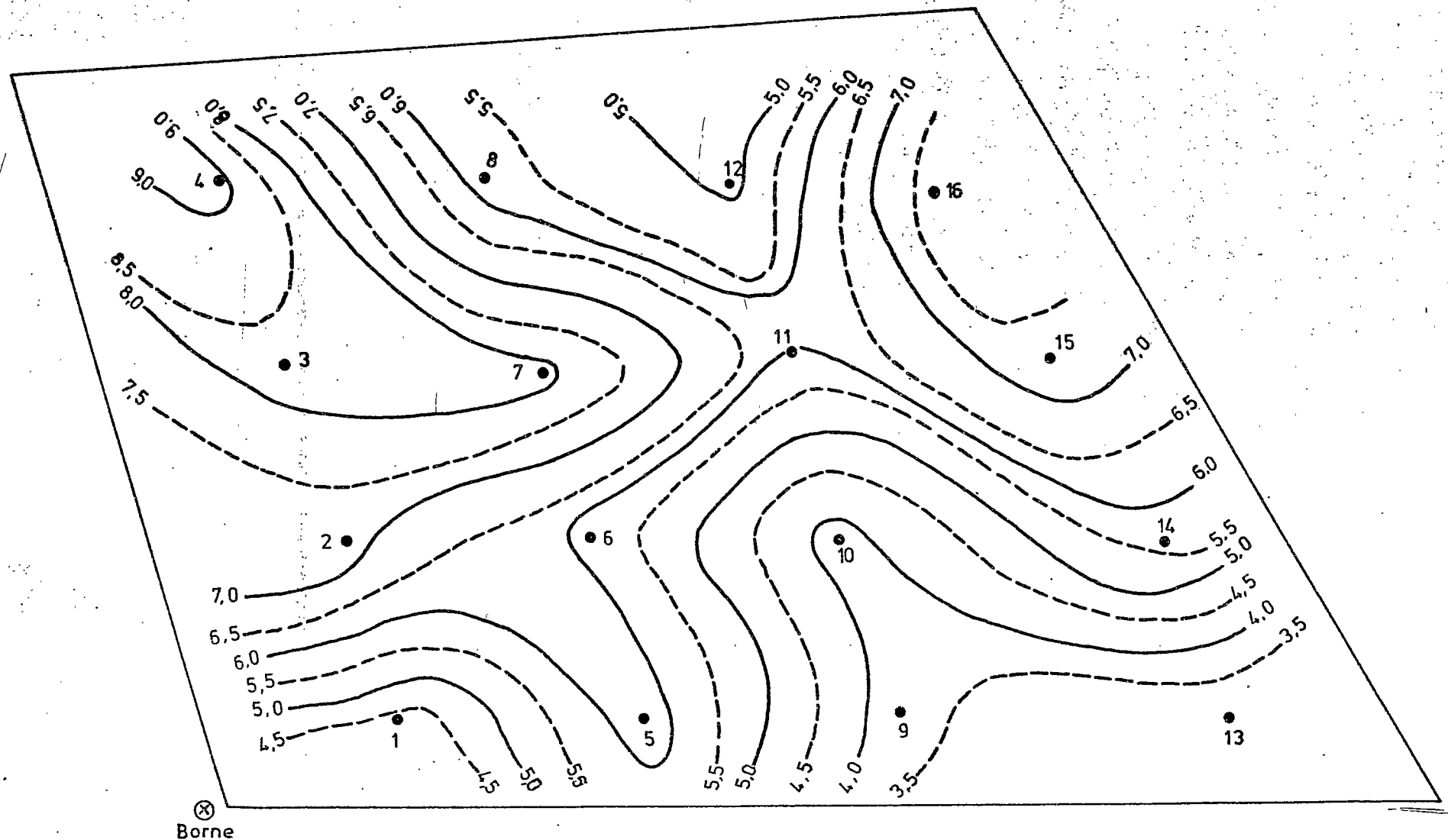
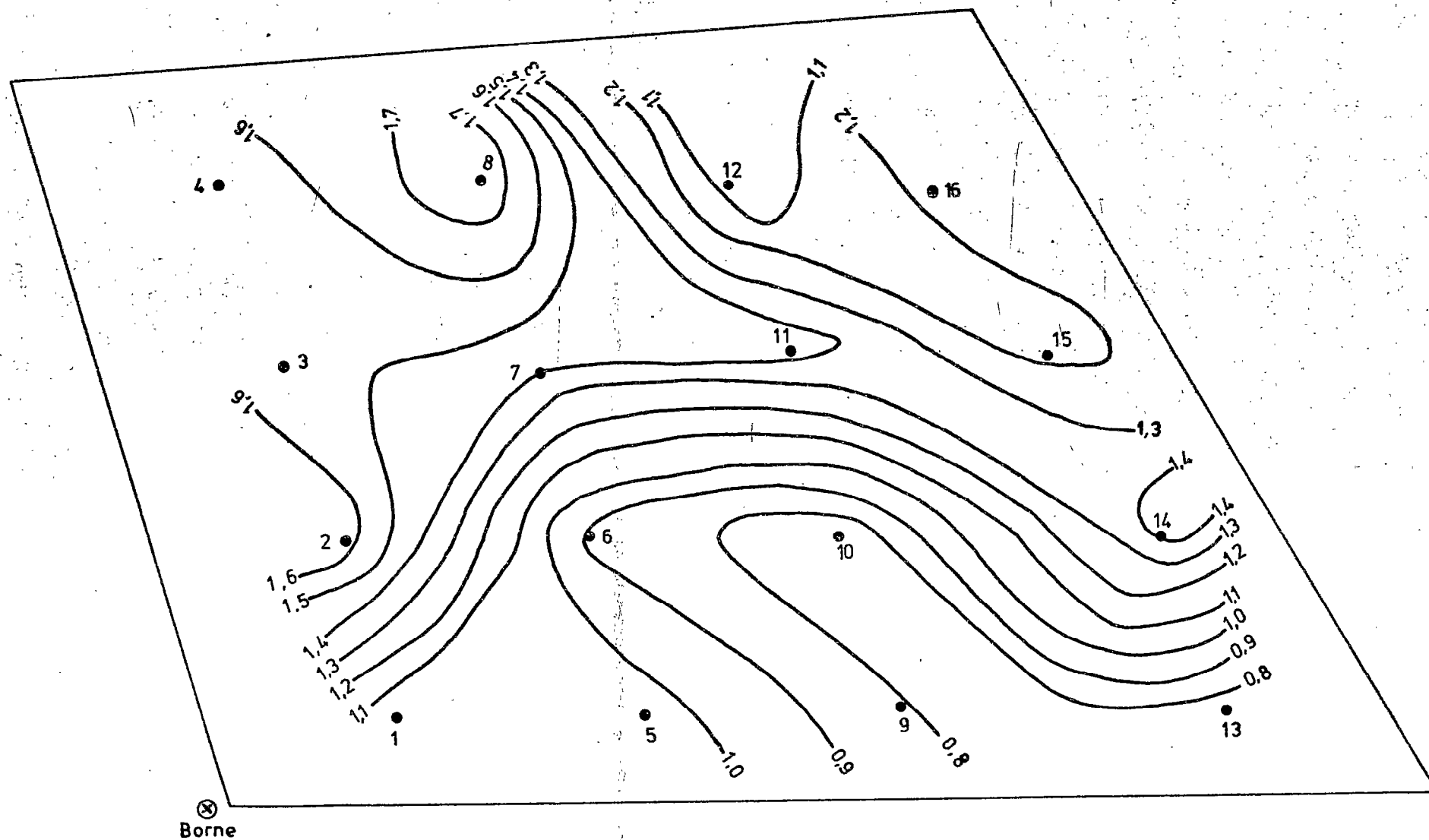


FIG.9 - Courbes isohyelines (25/3/1980) % sels

B (20 cm)



Nous verrons dans la 3ème partie qu'un contrôle permanent in situ est possible avec de petites sondes quadripôles.

3 ETUDE DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES SUR UN PROFIL REPRESENTATIF

3-1 Choix, description du profil - Equipement

L'étude de la répartition de la salure dans la parcelle nous a permis de déterminer dans la partie centrale une zone moyenne favorable à l'étude préliminaire. Sa représentativité a également été contrôlée au niveau de la teneur en gypse et de la situation de la nappe phréatique.

En effet la répartition du gypse (figure 10) ne montre pas de grandes variations sauf dans l'encroûtement profond (voir ci-après). Par ailleurs 8 piézomètres permettent de suivre les variations de la nappe. On peut voir sur le tableau 6 que l'évolution en conditions naturelles n'est pas aussi erratique que sous irrigation, (SBIKHA 1979). Les différences de cote entre les piézomètres ne dépassent guère 16 cm, et si l'on excepte le piézomètre n° 7 où la nappe est toujours plus profonde, cette différence ne dépasse pas 5 à 6 cm.

On remarque également que la cote mesurée près du site principal de mesure situé en T-5, est très proche de la moyenne de la parcelle :

185,8 cm contre 186,9 le 3.4.80

178,8 cm contre 178,9 le 10.4.80

201,8 cm contre 202,0 le 10.5.80.

Le profil dénommé T₅ dans la suite du texte, peut être schématisé comme suit :

- sous une jachère à base d'halophytes et de gypsophytes recouvrant 80 % du sol, on observe un microrelief bosselé et de nombreuses efflorescences salines,
- 0 - 010 cm 7,5 YR 6/6, sable fin quartzeux et gypseux ; massif à débit anguleux, porosité d'ensemble faible, quelques pores tubulaires très fins, meuble et friable, sans éléments grossiers, sans éléments figurés, peu humifère, peu de racines fines, obliques, dans la masse de l'horizon, pas de traces d'activité biologique, limite régulière très nette.

TABLEAU 6

Variations du niveau de la nappe
pour une pluie de 29 mm le 5.4.80

Niveau de Référence : Borne de nivellement

Corrections faites aux lectures, en cm.

P₁ : + 40 P₃ : + 37,0 P₅ : + 59,8 P₈ : + 50,0

P₂ : + 37,4 P₄ : + 43,3 P₇ : + 48,2 P₉ : + 48,7

N° Piezo	Cote le 3.4.80	Cote le 10.4.80	Cote le 10.5.80
1	- 182	- 172	- 198,0
2	- 186,4	- 178,4	- 202,5
3	- 183,0	- 177,0	- 198,0
4	- 186,3	- 178,3	- 201,3
5	- 185,8	- 178,8	- 201,8
7	- 197,2	- 188,2	- 210,2
8	- 188,0	- 180,0	- 202,0
9	- 186,7	- 178,7	- 202,7

Le 20.4.80 les cotes sont revenues au niveau du 3.4.80

FIG. 10

Repartition du gypse par couche (ensemble parcelle)

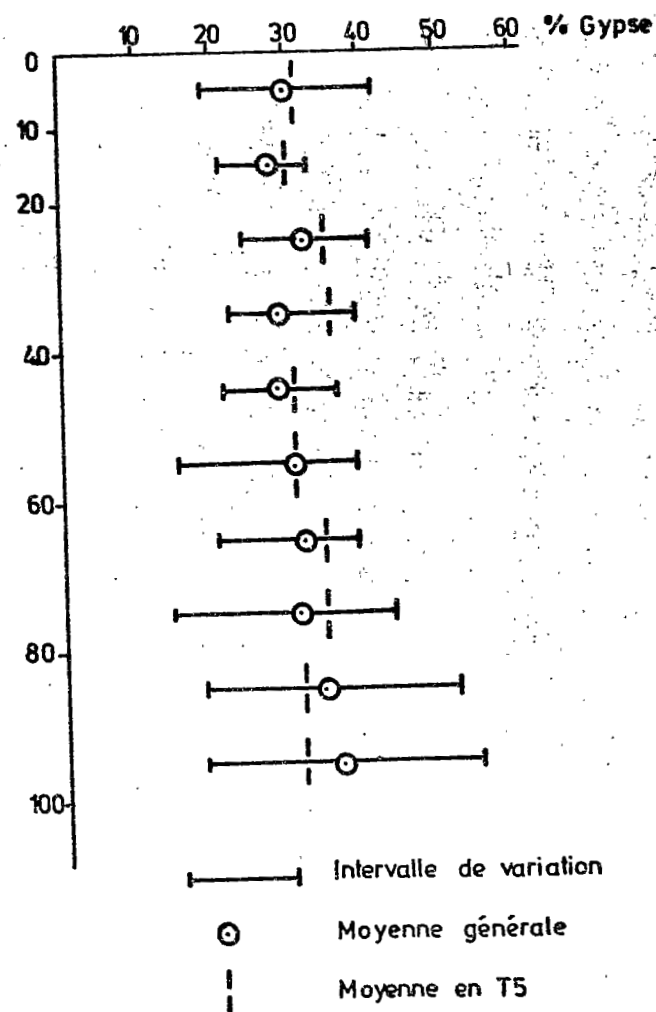
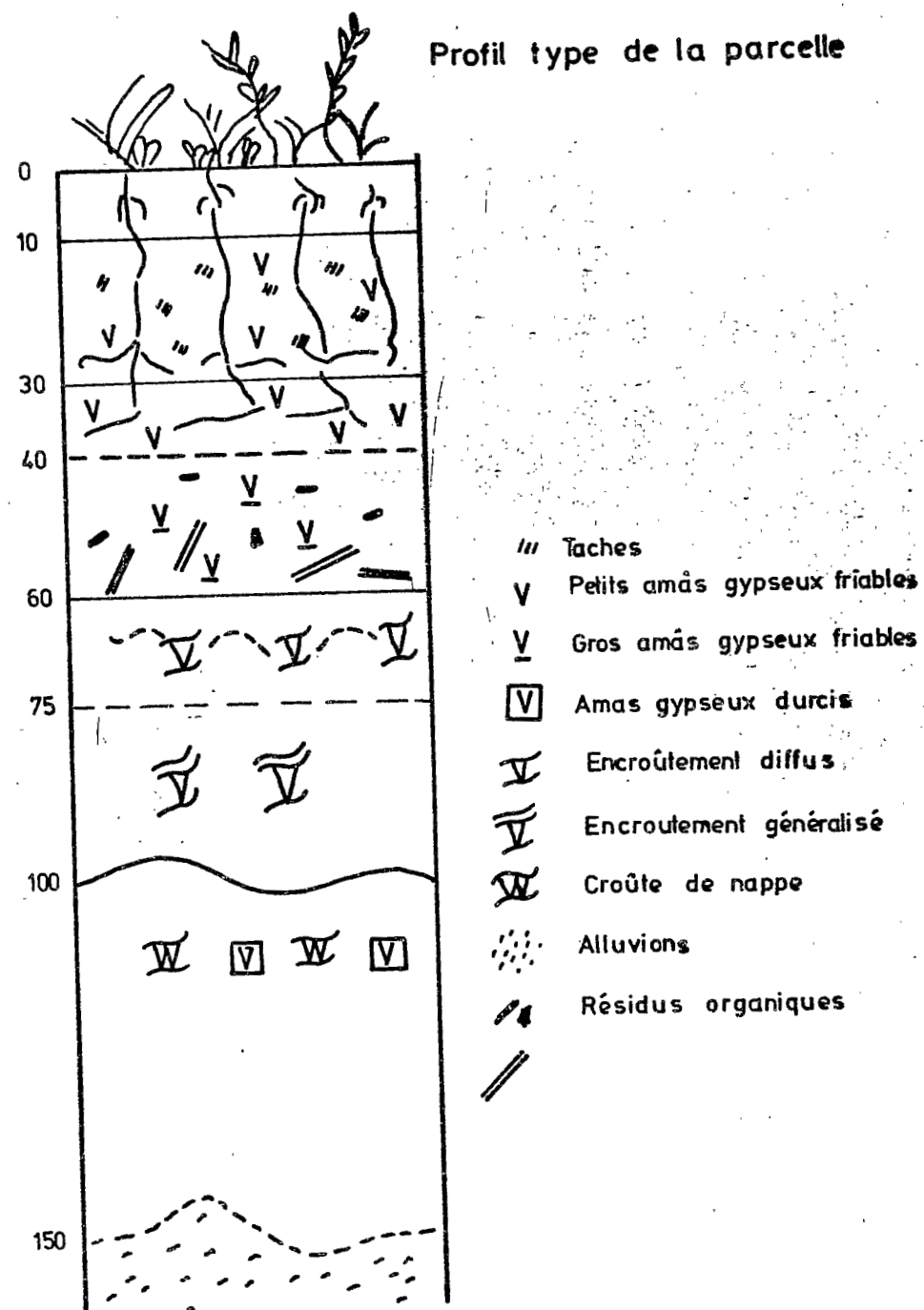


FIG. 11

Profil type de la parcelle



- 010 - 030 cm 7,5 YR 5/6, 10 % de taches d'oxydation (5 YR 6/8) de 10 mm et 20 % de taches de matière organique (7,5 YR 5/2) de 3 mm, nettes et arrondies ; texture identique ; massif à débit émoussé ; porosité, cohésion et friabilité identique ; sans éléments grossiers, 5 % d'amas gypseux de 2 mm répartis dans la masse ; résidus organiques et humus ; quelques racines fines et moyennes, obliques et horizontales, dans la masse ; limite régulière nette, ancienne semelle de labour,
- 030 - 040 cm 7,5 YR 6/6 ; texture identique ; massif à débit émoussé plus net, porosité identique ; peu cohérent, friable, sans éléments grossiers, éléments figurés, matière organique et enracinement identiques ; limite régulière graduelle ;
- 040 - 060 cm 7,5 YR 5/8 ; texture plus limoneuse ; massif à débit anguleux net ; porosité d'ensemble faible, mais nombreux pores tubulaires très fins et larges ; cohérent mais friable ; sans éléments grossiers ; 5 % d'amas gypseux plus gros (4 mm) répartis dans la masse ; débris organiques peu humifiés juxtaposés ; pas de racines mais nombreuses traces de racines mortes ; limite régulière nette (2 cm).
- 060 - 075 cm 7,5 YR 4/4 ; sablo-limono-argileux à sable fin quartzeux et gypseux ; structure identique ; porosité d'ensemble faible, pas de pores dans la masse ; très cohérent, non friable ; sans éléments grossiers ; pseudomycélium et encroûtement gypseux diffus généralisé ; non organique ; pas de racines mais quelques traces d'anciennes racines de palmier ; limite régulière graduelle (5 cm),
- 075 - 100 cm 7,5 YR 4/4 ; texture identique à sable plus gypseux ; massif à débit anguleux net ; porosité, cohésion et friabilité identiques, sans éléments grossiers, encroûtement gypseux généralisé ; non organique ; ni racines ni traces d'activité biologique ; limite ondulée nette,

100 - 150 cm 7,5 YR 4/4 ; horizon identique mais plus compact présentant des amas plus durs au sein de l'encroûtement ; passage progressif au matériau alluvial sablo-gypseux.

En résumé, la différenciation est surtout marquée par l'apparition de l'encroûtement de nappe à partir de 75 cm à 1 mètre, et au-dessus, dans une moindre mesure, par la répartition des enracnements anciens et récents (figure 11). On remarquera également la présence d'assez nombreuses taches montrant une légère hydromorphie à la base des horizons superficiels, consécutifs à un changement graduel de texture et surtout à l'existence d'une ancienne semelle de labour vers 30 cm. On verra plus loin que les profils hydriques confirment l'existence d'une couche à perméabilité plus faible aux environs de cette cote.

Un site principal près du profil représentatif et 6 sites secondaires de contrôle du régime hydrique ont été installés au centre des mailles utilisées pour la mesure de la salure globale (figure 12).

Sur le site principal, on a installé, autour d'un tube de sonde à neutrons, 6 tensiomètres placés à 15, 30, 50, 75, 100 et 120 cm, le dernier ayant ensuite été déplacé à 150. Les sites secondaires sont équipés d'un tube de sonde et de 2 tensiomètres à 50 et 75 cm.

3-2 Mesure des caractéristiques hydrodynamiques

Le calcul de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau, volumique $K(\theta)$, repose sur l'équation de Darcy généralisée appliquée au milieu non saturé, selon la formule :

$$K(\theta) = q / \frac{dh}{dz}$$

où q est le débit instantané à une cote donnée (HILLEL et al. 1972). et dh/dz la pente motrice ou "gradient de charge" à cette même cote, (VACHAUD et al. 1978).

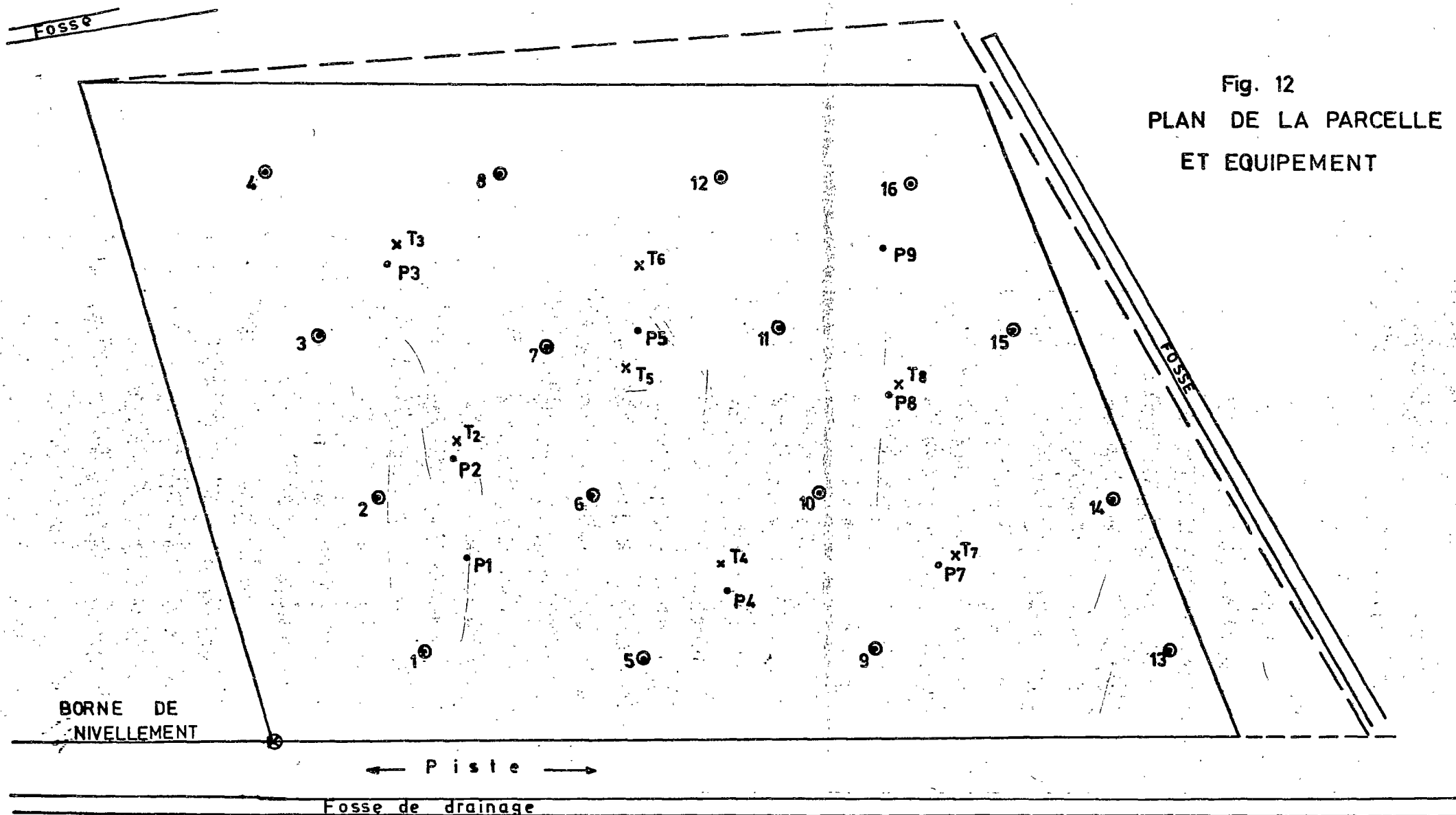


Fig. 12
PLAN DE LA PARCELLE
ET EQUIPEMENT

ECHELLE 1 / 500

1⊙ : Site de mesure de la conductivité apparente
•P: Piezomètres
xT: Tensiomètres et Tubes de soude à neutrons

--- : Parcelle en jachère
— : Parcelle après labour du 7/7/80

Pour effectuer ce calcul il est donc nécessaire de mesurer l'humidité sur l'ensemble du profil pour calculer q et θ , et de mesurer simultanément la charge, afin de tracer le profil de charge qui permet le calcul de dh/dz .

A - Mesure de la teneur en eau

Les mesures de l'humidité ont été effectuées à l'aide d'une sonde à neutrons type SOLO 20 à source de radioactivité moyenne (40 mCi). Les comptages effectués sur chaque couche sont ramenés à l'humidité volumique H_v ou θ à l'aide d'un étalonnage.

On examinera successivement les problèmes posés par l'étalonnage du site expérimental puis les solutions adoptées pour l'exploitation des mesures.

1) Etablissement des équations d'étalonnage

Parmi les méthodes utilisables nous avons employé l'étalonnage in situ, par prélèvements de carottes de sol au moment des mesures, et l'étalonnage en pile, réalisé par le C.E.A. Les deux nécessitent la connaissance, pour chaque couche de sol différenciée, de la densité apparente (ou densité sèche), puisque dans la première on mesure la teneur en eau pondérale, et que dans la seconde, le sol est caractérisé indépendamment de sa densité.

a) Mesure de la densité apparente

Il est indispensable de connaître la densité apparente avec suffisamment de précision. En effet une variation de $\pm 0,1$ sur DA peut entraîner une variation maximum sur la pente de la droite de $\pm 0,0025$, qui se traduit par une variation sur θ de $\pm 1,25 \%$, et jusqu'à 3% sur l'ordonnée à l'origine ! (exemple tiré de la couche 0-10 cm d'Aouinet).

Il est donc nécessaire de multiplier les valeurs de DA. Cependant, quelle que soit la méthode employée, densitomètre à membrane ou cylindres, il faut éviter de trop perturber le sol autour du site expérimental. Finalement ces mesures ont été faites sur 3 profils éloignés de 2 mètres du site.

Les résultats obtenus (tableau 7) montrent qu'il existe parfois une assez grande dispersion.

TABLEAU 7

Densité apparente dans 3 profils du site principal

					$\bar{x}$
0 - 10 cm	1,15	1,30	1,18		1,20
10 - 20 cm	1,21	1,20	1,20		1,20
20 - 30 cm	(1,40)	1,15	1,24		1,20
30 - 40 cm	1,27	1,23	1,17		1,22
40 - 50 cm	1,10	1,09	1,11		1,10
50 - 60 cm	1,16	1,06	1,07		1,10
60 - 70 cm	1,25				1,25
70 - 80 cm	1,23				1,23
80 - 90 cm	(1,64)				1,23
90 - 100 cm	1,21				1,21
100 - 110 cm	1,25				1,25
120 - 130 cm	1,13	1,25)			
140 - 150 cm	1,43	1,40)			
			cylindre		1,40

Compte-tenu des densités mesurées et des mesures d'humidité pondérale réalisées in situ, il a été possible de calculer les équations pour la totalité des couches de 0 à 150 cm. Si nécessaire, l'étalonnage de la couche 140-150 a été extrapolé jusqu'à 2 mètres de profondeur.

b) Ajustement des équations

1° Etalonnage in situ

Connaissant l'humidité pondérale et la densité apparente de chaque couche, il est possible d'établir l'équation d'étalonnage in situ, pour peu que l'on dispose d'une gamme suffisante d'humidité. On a alors après ajustement de la régression :

$$H_v = H_p \% \times DA = A.N + B$$

N = comptage en coups/sec à la sonde

Sur le périmètre d'Aouinet, cette méthode ne peut être employée que pour les horizons supérieurs du sol. A partir d'une certaine profondeur (30 à 40 cm dans ce cas) les valeurs d'humidité sont très proches, et compte tenu du caractère léatoire de l'émission de neutrons de la sonde, on n'obtient qu'un nuage de points insuffisamment alignés. On verra cependant que ces valeurs sont intéressantes pour caler l'autre méthode d'étalonnage.

A titre indicatif, on a porté dans le tableau 8 les équations calculées pour les couches 0-10 à 30-40 cm.

TABLEAU 8

Etalonnage in situ

0 - 10 cm	=	0,130 N - 6,77
10 - 20 cm	=	0,078 N - 0,72
20 - 30 cm	=	0,089 N - 6,80
30 - 40 cm	=	0,144 N - 42,7 (?)

2° Etalonnage en pile atomique

Cet étalonnage a été effectué au C.E.A. Cadarache sur 6 échantillons représentatifs des horizons de sol identifiés. La relation N-θ est calculée à partir de la détermination des constantes d'absorption et de diffusion des neutrons pour l'échantillon considéré, soit :

$$N = (\alpha \cdot DA + \beta) \theta + \gamma DA + \delta$$

où α, β, γ, δ sont les coefficients déterminés en pile (tableau 9)

TABEAU 9

Caractéristiques neutroniques de différents horizons et droite calculée.

Couche	α	β	γ	σ	DA	Equation
0- 10 cm	- 0,91	+ 7,44	+ 95,79	- 51,68	1,20	$\theta = 0,158 N - 8,6$
10- 20 cm	- 0,58	+ 9,97	+149,63	- 95,54	1,20	$\theta = 0,108 N - 9,1$
20- 30 cm	- 0,02	+10,54	+161,07	-110,47	1,20	$\theta = 0,095 N - 8,2$
40- 50 cm	- 0,66	+10,52	+173,26	-107,47	1,10	$\theta = 0,102 N - 8,5$
70- 80 cm	- 0,47	+12,16	+255,32	-156,49	1,23	$\theta = 0,086 N - 13,6$
100-110 cm	+ 0,88	+10,43	+254,50	-140,84	1,40	$\theta = 0,086 N - 18,5$

On peut écrire inversement, pour connaître θ en fonction de N :

$$\theta \% = (1/\alpha \text{ DA} + \beta)N_{c/s} + \gamma \text{ DA} + \delta/\alpha \text{ DA} + \beta$$

$$= A' . N + B'$$

La confrontation des courbes obtenues ci-dessus et de celles qui ont été calculées pour les couches intermédiaires par extrapolation des caractéristiques neutroniques avec les points de mesure in situ, montre que dans la plupart des cas ces droites passent à l'écart des nuages de points de mesure in situ.

Compte-tenu du fait que le comptage neutronique n'est pas uniquement influencé par l'eau d'imbibition du sol, mais également par l'eau de constitution du gypse, ce qui modifie surtout l'ordonnée à l'origine de la courbe, on a calculé ce décalage en retranchant 20 % de la teneur en gypse mesurée sur des échantillons prélevés à proximité. On trouvera sur les figures 13-A à 13-L les droites calculées et les droites corrigées pour le gypse. Si l'on constate souvent une amélioration, cela n'est pas suffisant. Finalement, nous avons considéré qu'en première approximation nous pouvions conserver les pentes calculées avec les résultats de Cadarache, mais avons modifié les ordonnées à l'origine afin que les courbes passent dans le nuage de points expérimentaux. Parmi ces derniers, on a cependant éliminé ceux qui s'écartaient trop des profils d'humidité et de comptage combinés (comparaison des profils de N et de θ mesuré in situ).

On a rassemblé dans le tableau 10 les différentes équations d'étalonnage calculées.

TABLEAU 10

Profondeur	CADARACHE	% Gypse	Corrections (-1/5 de % gypse)	Cadarache corrigée	Cadarache ajustée
0-10	Hv = 0,158 N - 8,6	35	- 7	Hv = 0,158 N - 15,6	Hv = 0,158 N - 13,4
10-20	Hv = 0,108 N - 9,1	35	- 7	Hv = 0,108 N - 16,1	Hv = 0,108 N - 10,3
20-30	Hv = 0,095 N - 8,2	35	- 7	Hv = 0,095 N - 15,6	Hv = 0,095 N - 9,3
30-40	Hv = 0,095 N - 8,2	30	- 6	Hv = 0,095 N - 14,2	Hv = 0,095 N - 16,6
40-50	Hv = 0,102 N - 8,5	30	- 6	Hv = 0,102 N - 14,5	Hv = 0,102 N - 22,1
50-60	Hv = 0,086 N - 14,1	40	- 8	Hv = 0,102 N - 16,5	Hv = 0,102 N - 25,6
60-70	Hv = 0,086 N - 15,6	30	- 6	Hv = 0,086 N - 20,1	Hv = 0,086 N - 15,4
70-80	Hv = 0,086 N - 13,6	30	- 6	Hv = 0,086 N - 19,6	Hv = 0,086 N - 16,8
80-90	Hv = 0,086 N - 13,6	30	- 6	Hv = 0,086 N - 19,6	Hv = 0,086 N - 19,4
90-100	Hv = 0,086 N - 13,1	40	- 8	Hv = 0,086 N - 21,6	*Hv = 0,086 N - 24,7
100-110	Hv = 0,086 N - 18,5	60	- 12	Hv = 0,086 N - 30,5	Hv = 0,086 N - 25,9
110-120	Hv = 0,086 N - 18,5	64	- 12,8	Hv = 0,086 N - 31,3	Hv = 0,086 N - 27,5

FIG.13A

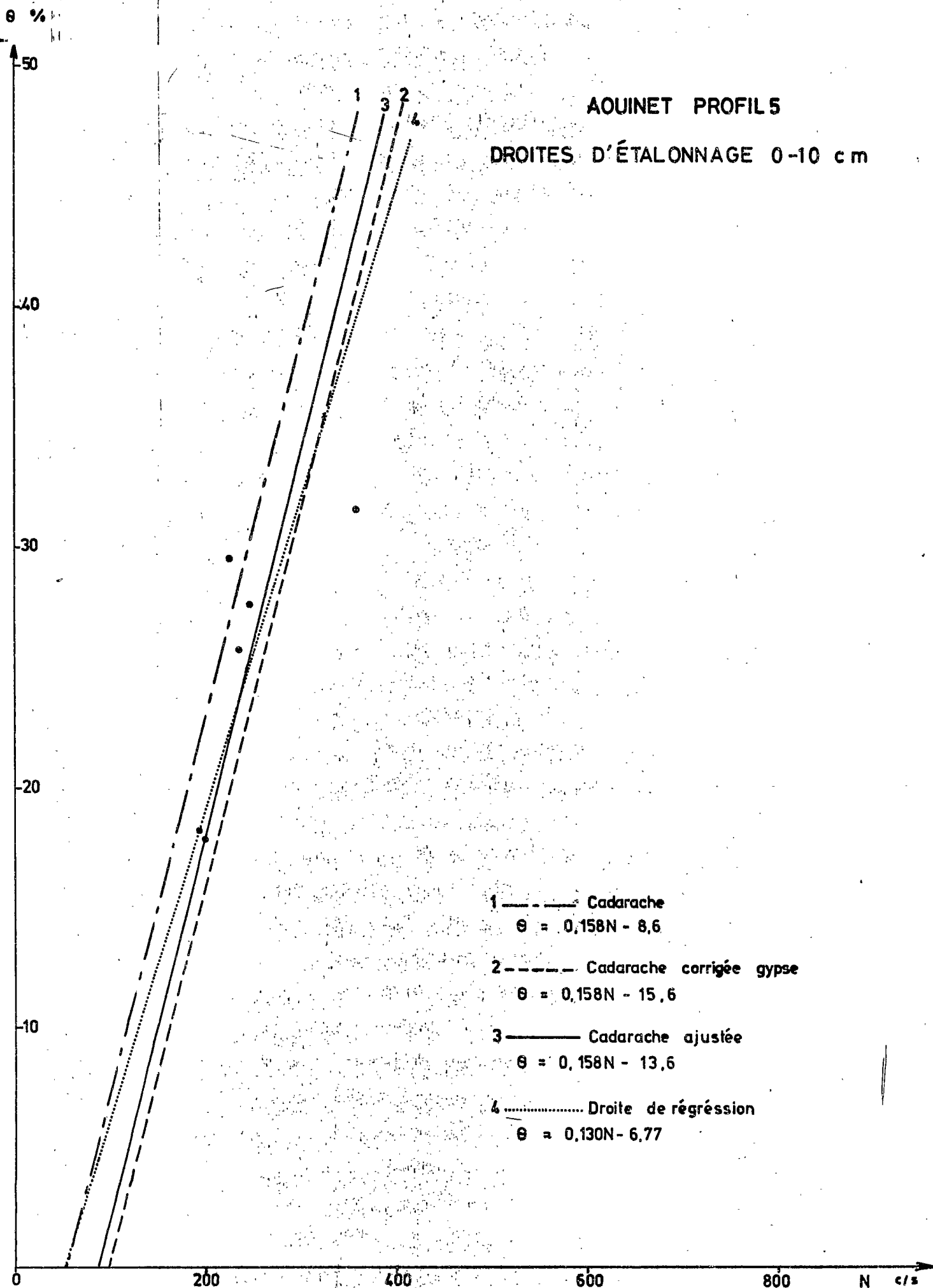


FIG.13 B

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 10-20 cm

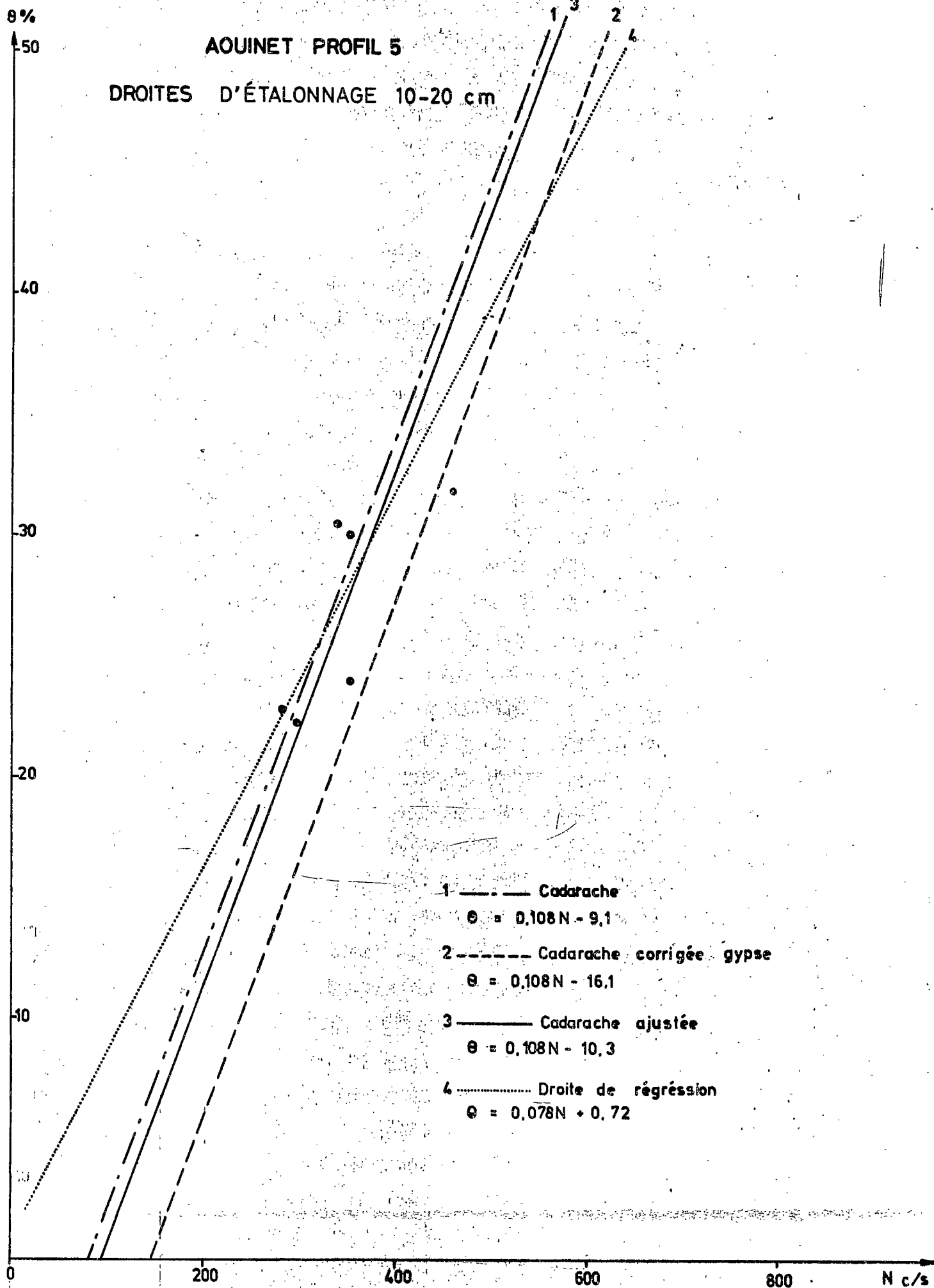


FIG.13C

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 20-30 cm

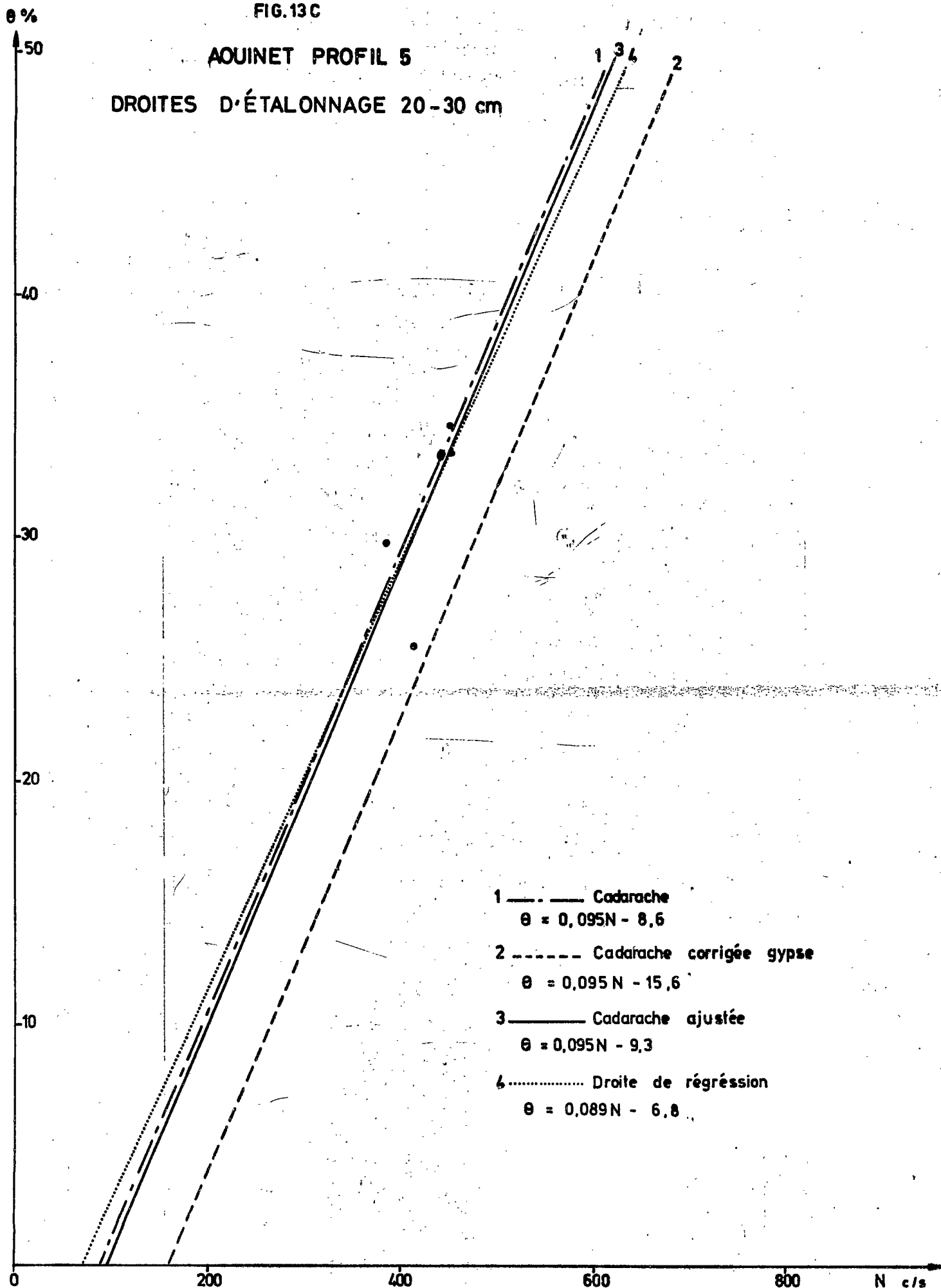


FIG.13D

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 30-40 cm

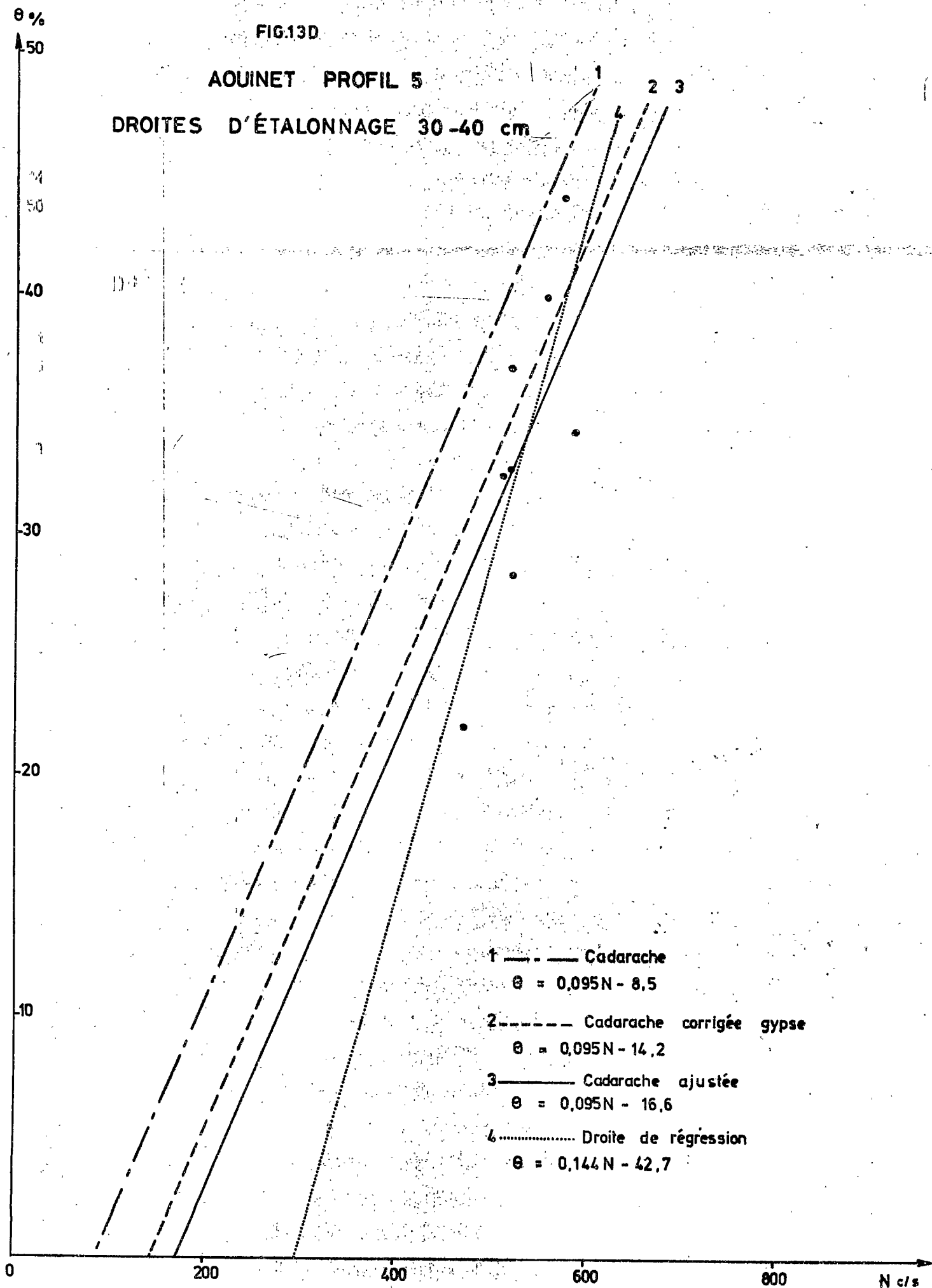


FIG 13E

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 40-50 cm

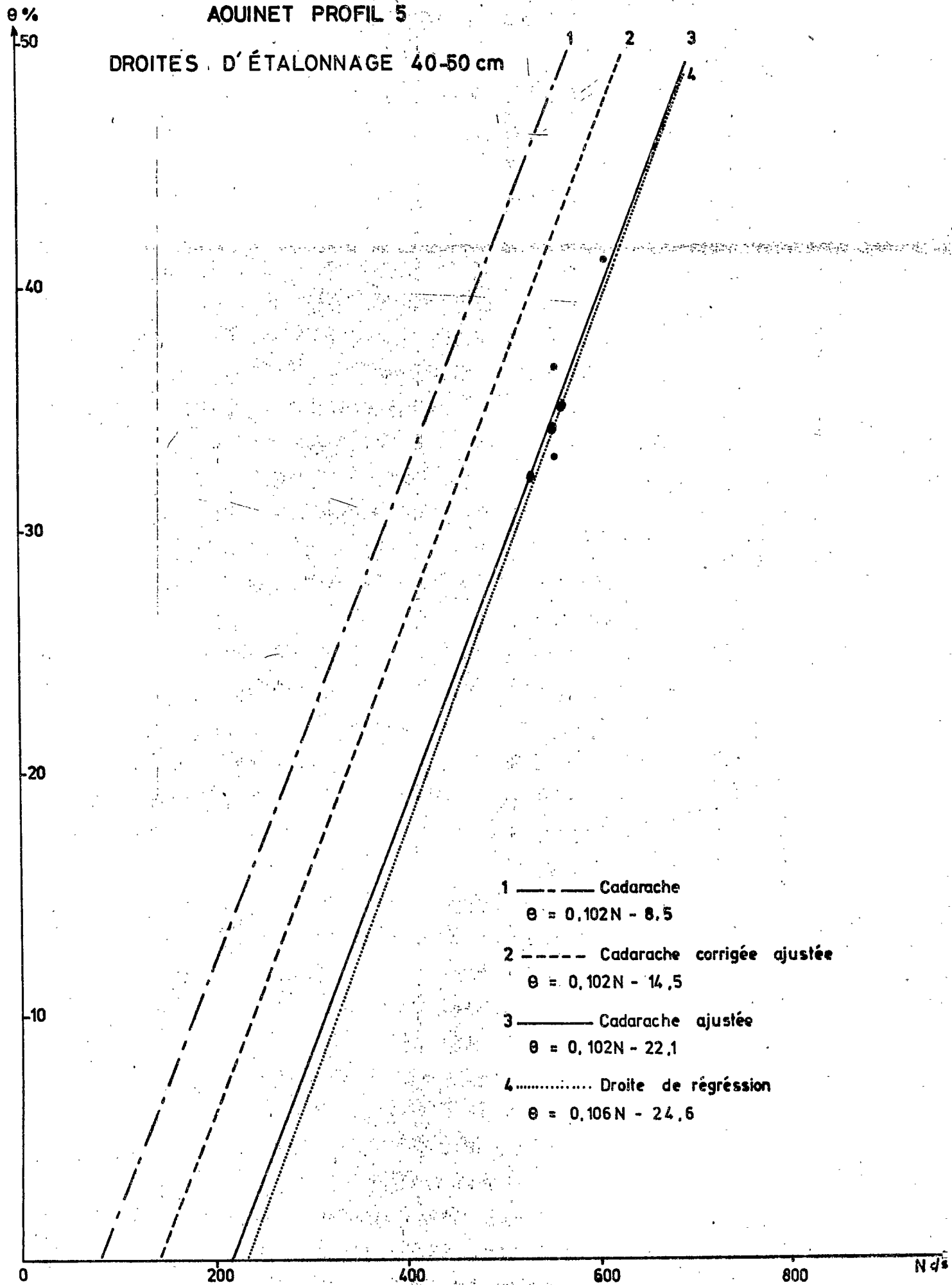


FIG.13 F

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 50-60 cm

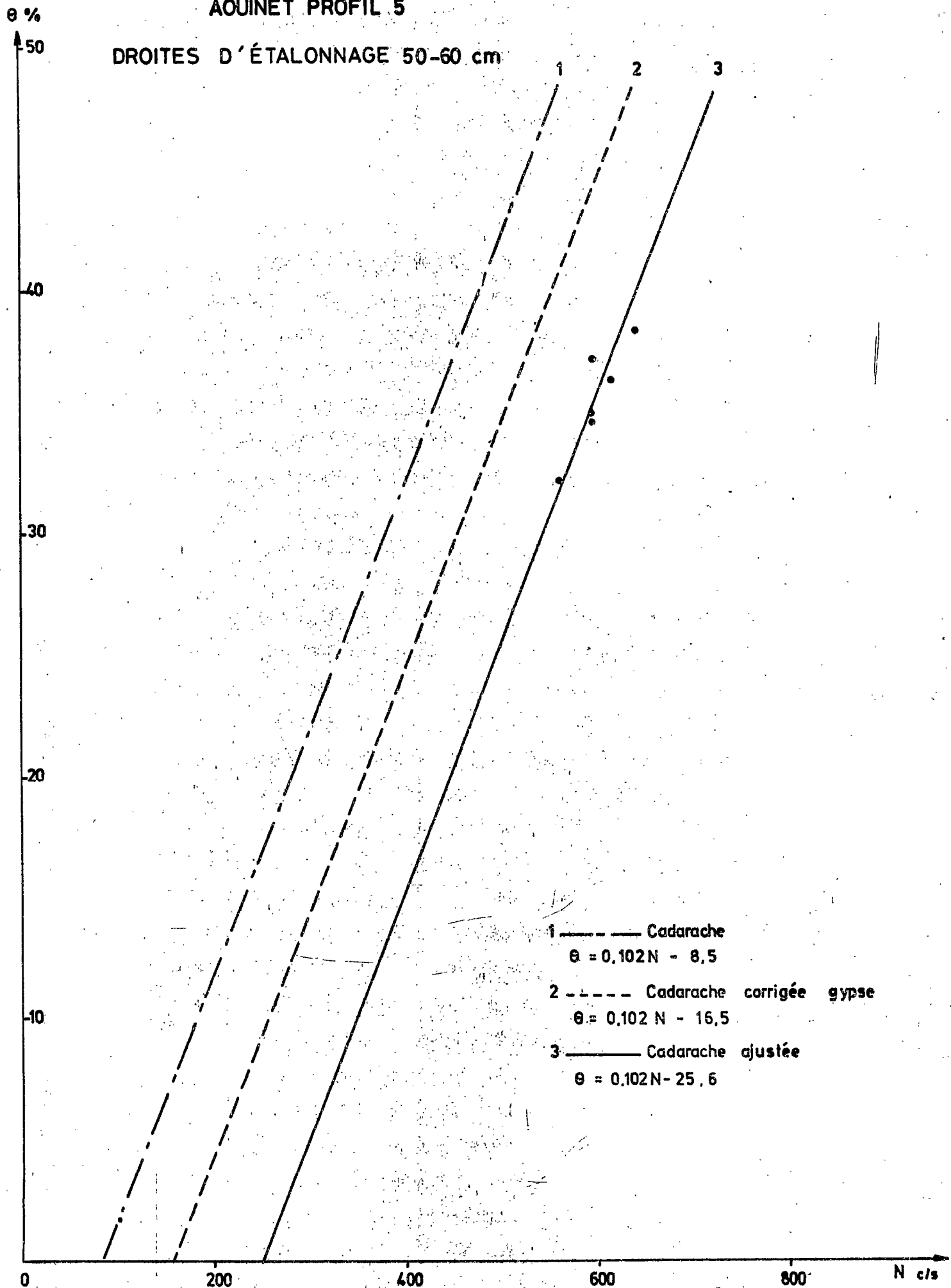


FIG. 13 G

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 60-70 cm

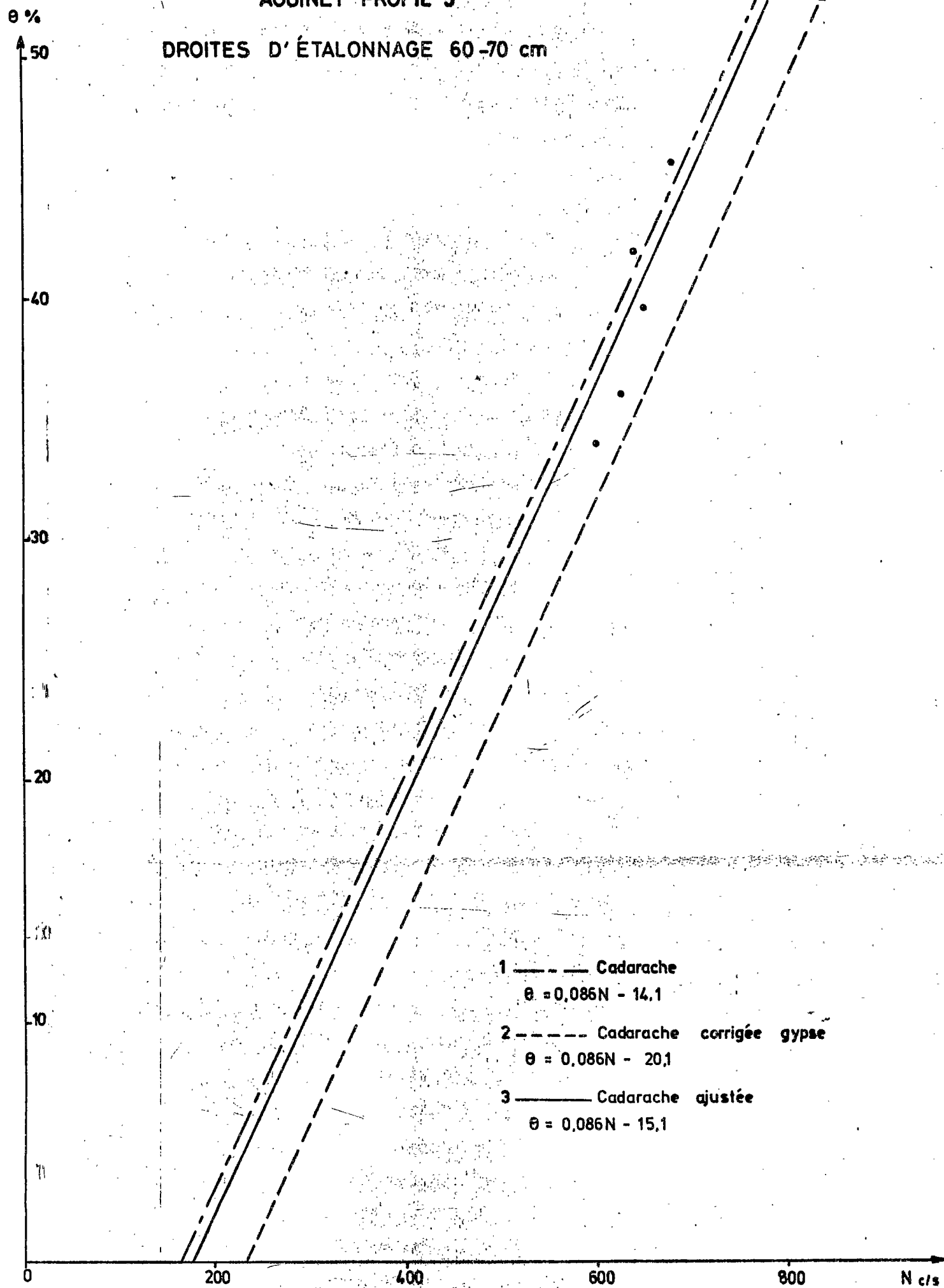


FIG. 13 H

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 70-80 cm

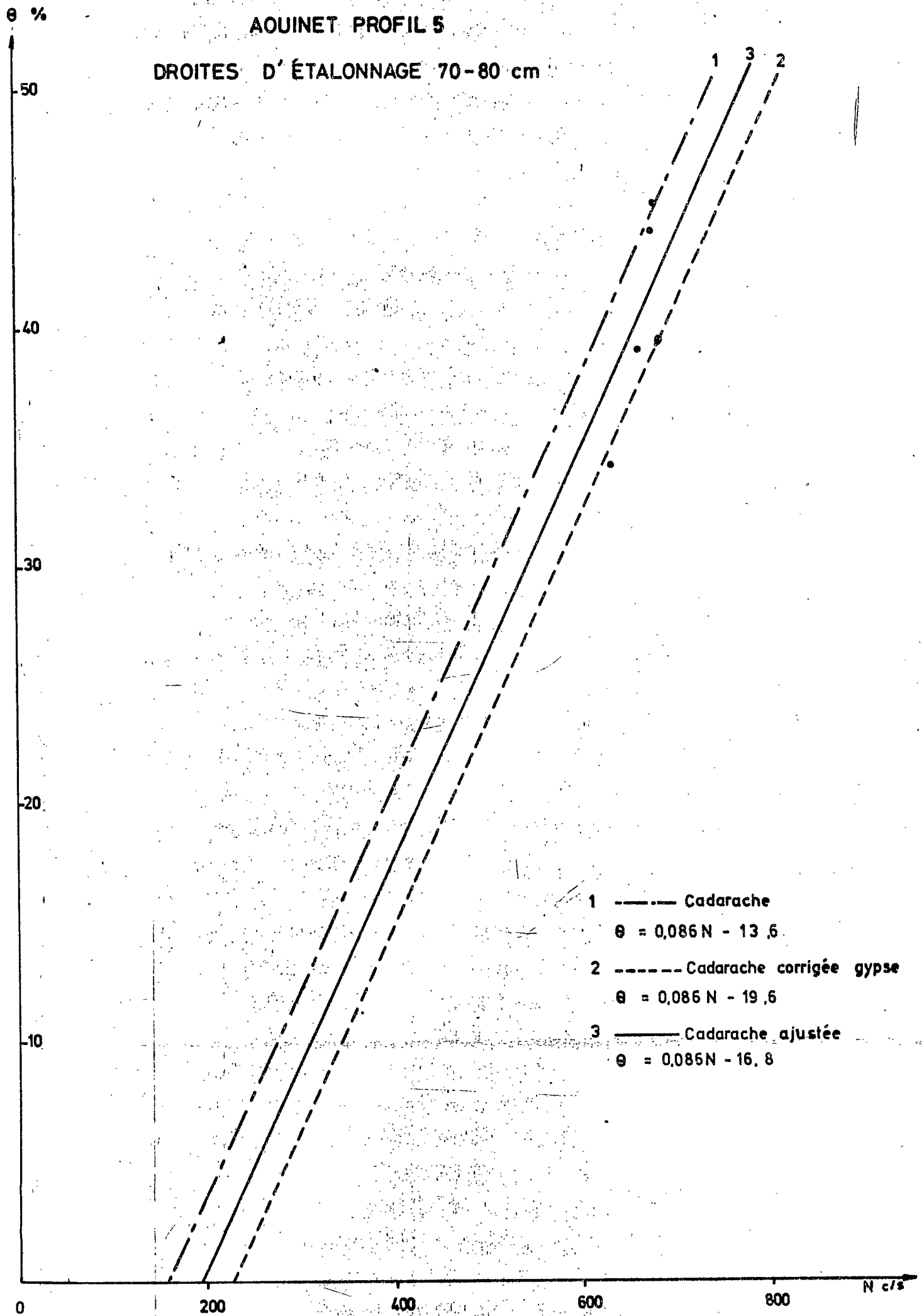


FIG.13 1

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 80-90 cm)

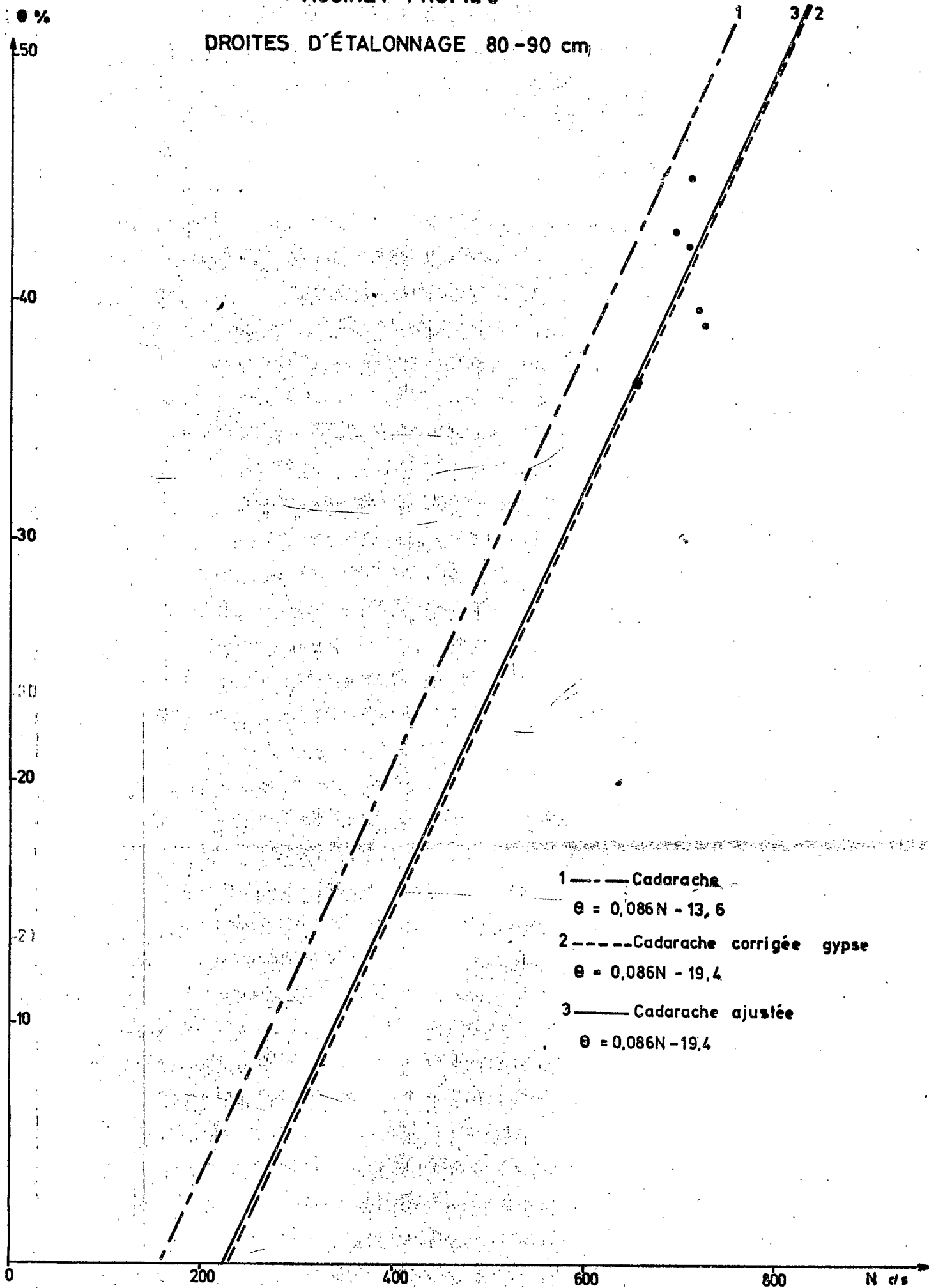


FIG.13 J

ACUNET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 90-100 cm

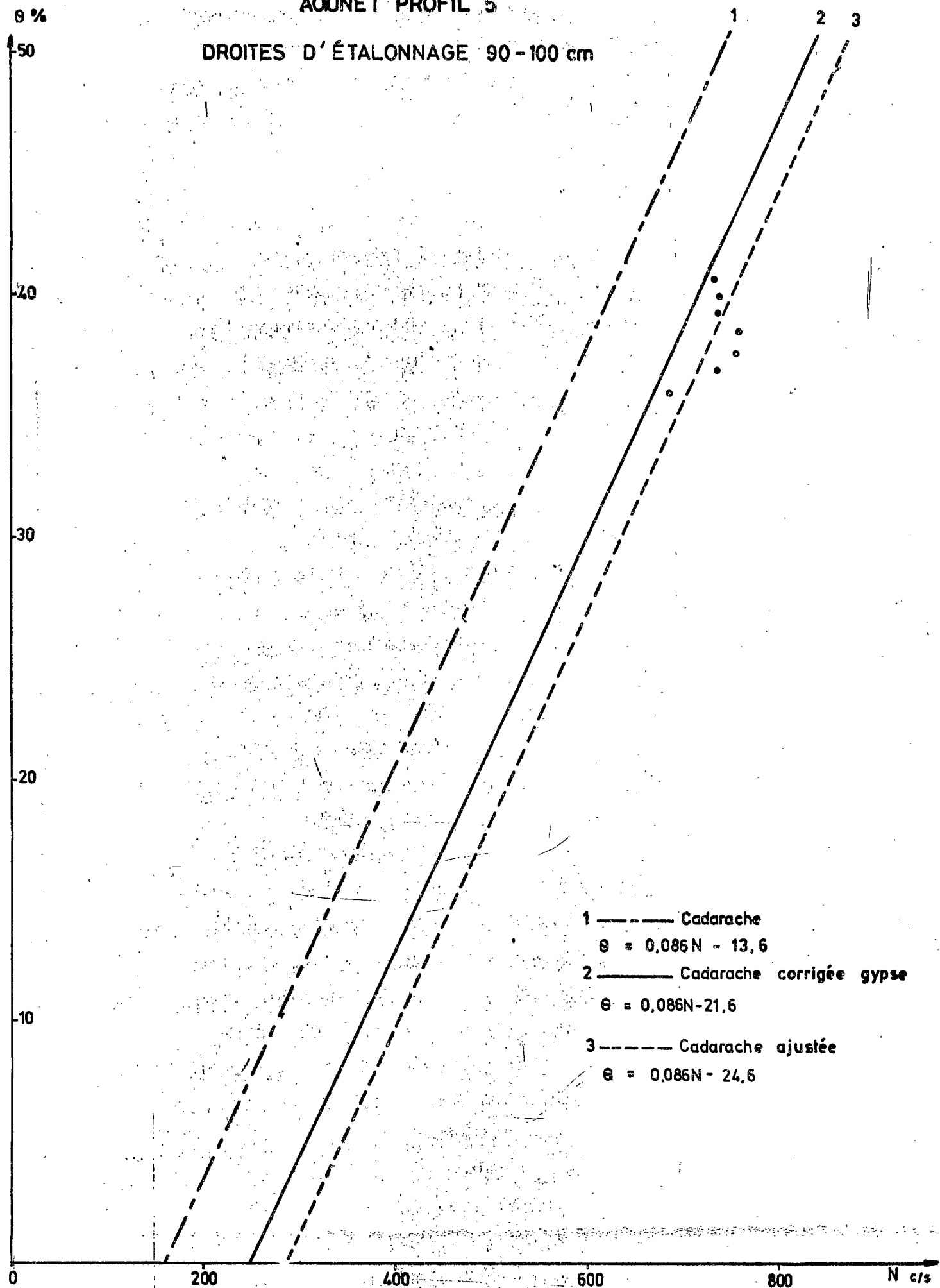


FIG.13 K

AOUNET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 100-110 cm

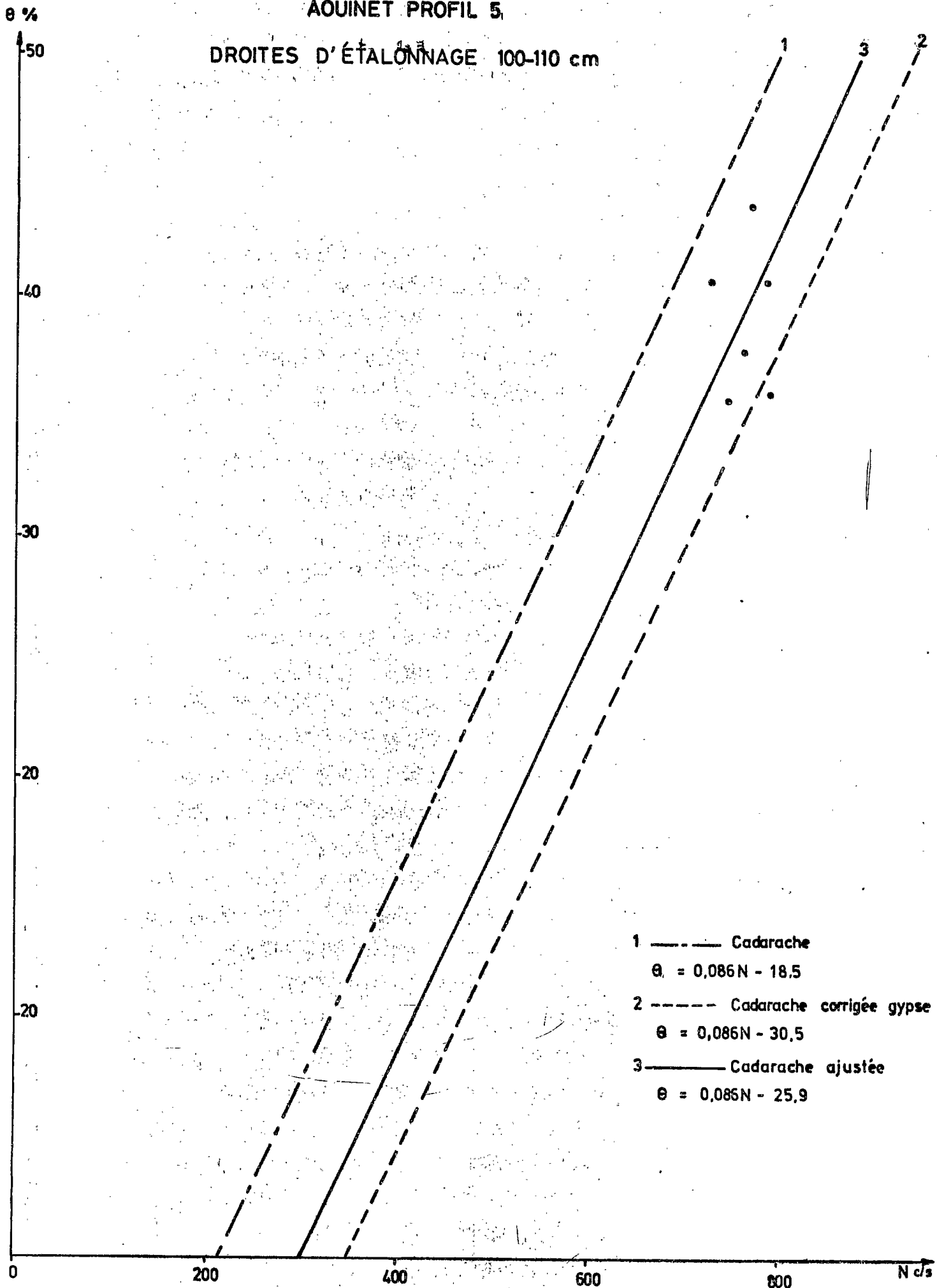
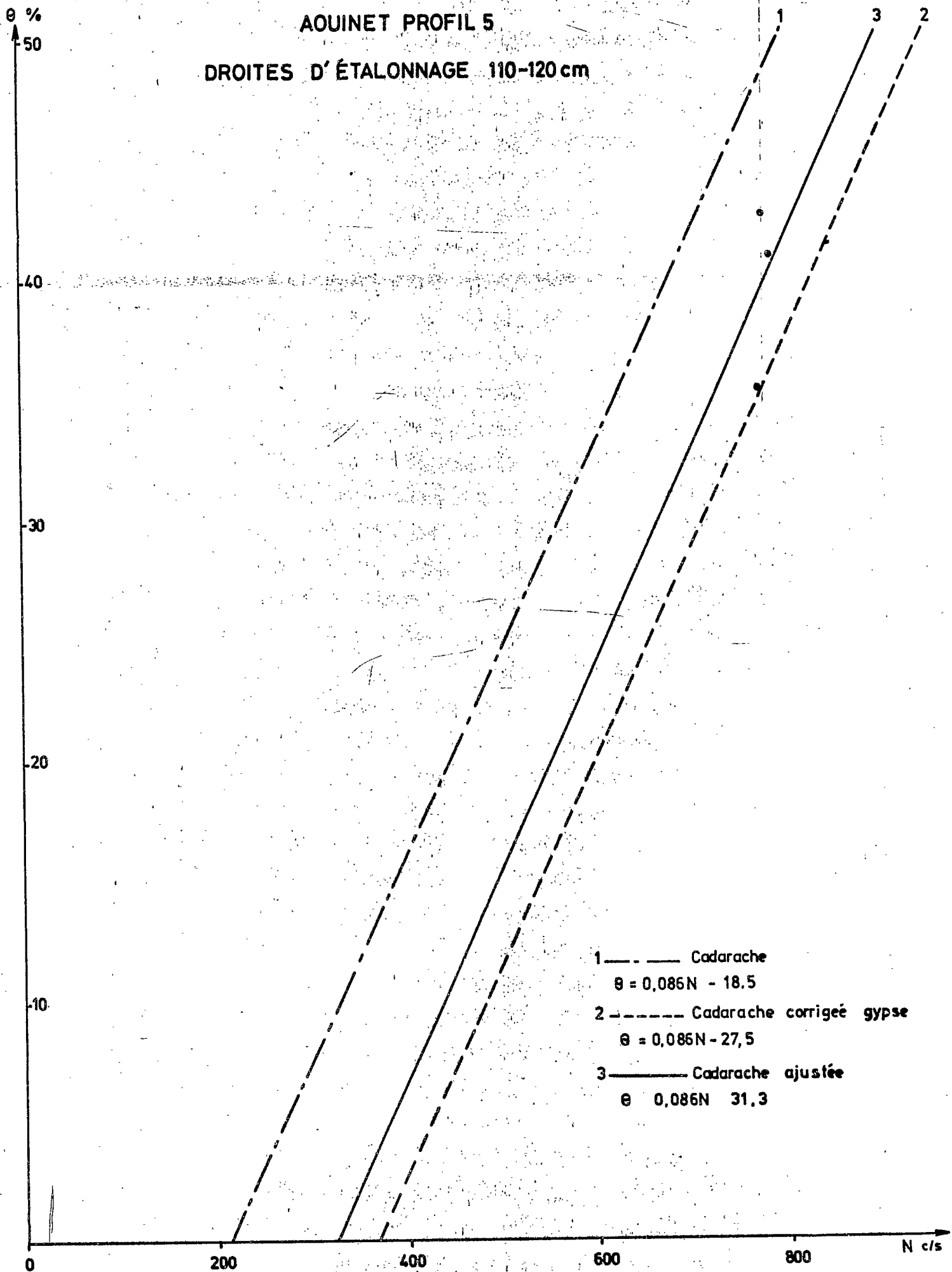


FIG. 131

AQUINET PROFIL 5

DROITES D'ÉTALONNAGE 110-120 cm



Etant donné la méthode employée, l'erreur causée sur B par l'imprécision de la mesure de DA est évitée, il reste l'erreur sur A.

2) Critique des données neutroniques

a) Problème des couches superficielles

Si l'étalonnage calculé auparavant semble valable pour les couches situées à partir de 20 cm environ, on observe toujours une anomalie, c'est-à-dire un affaiblissement des comptages sur 10-20 cm et surtout 0-10, malgré l'emploi d'un réflecteur (DAUDET et VACHAUD 1977). En effet, même à saturation ces couches sont toujours apparemment moins humides que les couches sous-jacentes. On serait donc obligé, soit de modifier les équations pour les 20 cm supérieurs, soit de ne prendre en compte que les comptages à partir de 10 ou 15 cm. Si cette option peut être valable lors d'un essai d'infiltration, en particulier dans sa phase de ressuyage sans évaporation (sol couvert), elle ne convient plus en régime naturel quand l'évaporation est importante, ce qu'atteste alors le profil de charge (voir plus loin).

Cependant, faute d'une méthode fiable d'ajustement, pour la modification du facteur A, on a conservé les équations préalablement calculées. On a simplement utilisé le comptage à 10 cm pour la couche 0-10.

b) Variabilité des comptages

On a précédemment évoqué le caractère aléatoire des émissions de neutrons par la sonde ; en effet les mesures consécutives à une même profondeur montrent parfois une grande dispersion, dispersion qui est souvent supérieure à ce qu'annonce le constructeur ($\sigma = 1/\sqrt{40 N}$).

Pour approcher des "vraies" valeurs plusieurs méthodes sont possibles :

- soit faire un grand nombre de mesures en "temps court", et en conservant les 2 plus voisines pour en tirer une valeur moyenne,
- soit faire un petit nombre de mesures en temps long.

L'expérience montre que la première méthode est peu probante.

On a porté sur les figures 14-A et B les comptages effectués au cours de l'infiltration et du ressuyage de l'essai du 24.10.79, pour les cotes 15 et 50 cm. On remarque bien le retard à l'infiltration entre les deux cotes. Cependant le choix d'une valeur moyenne de l'ensemble des comptages à chaque temps, ou celui des seules valeurs les plus proches ($|N_1 - N_2| < 5$ c/s) donne des résultats peu satisfaisants, car dans de nombreux cas toutes les valeurs se trouvent soit au-dessus, soit au-dessous de la valeur prévisible.

C'est notamment le cas aux temps 90, 120, 165 et 270 mn à la cote 15, aux temps 20, 80, 110, 125 et 270 mn pour la cote 50.

La seconde a été employée pour les mesures séparées par un assez long laps de temps pendant lequel le sens des échanges sol-atmosphère a peu varié. Par contre, lors d'essais d'infiltration ultérieures, il nous a semblé préférable de multiplier les mesures à différents temps en faisant à chaque cote une seule mesure en temps long, en reportant les données sur papier semi-logarithmique pour lisser les variations. En effet, ainsi qu'on le verra plus loin, pendant les périodes de ressuyage sans évaporation, pour toutes les couches depuis la surface, et même sous évaporation, pour les couches profondes, la variation d'humidité est proportionnelle au logarithme du temps. On verra qu'il en est de même pour les variations tensiométriques.

c) Valeurs de θ nécessaires

L'étalonnage étant calculé par couche de 10 cm, on peut, par une mesure neutronique dans le plan médian (à 5, 15, 25 cm...) calculer la valeur moyenne de la teneur en eau volumique de chaque couche, ce qui sera utile pour la détermination des stocks d'eau entre la surface et une cote donnée. Si le calcul de $K(\theta)$ est effectué à ces cotes, on doit, pour lui affecter une valeur de θ , estimer ou calculer une moyenne entre deux couches. Notons que dans ce cas, on ne pourra pas connaître la valeur exacte.

d) Etalonnage de la source

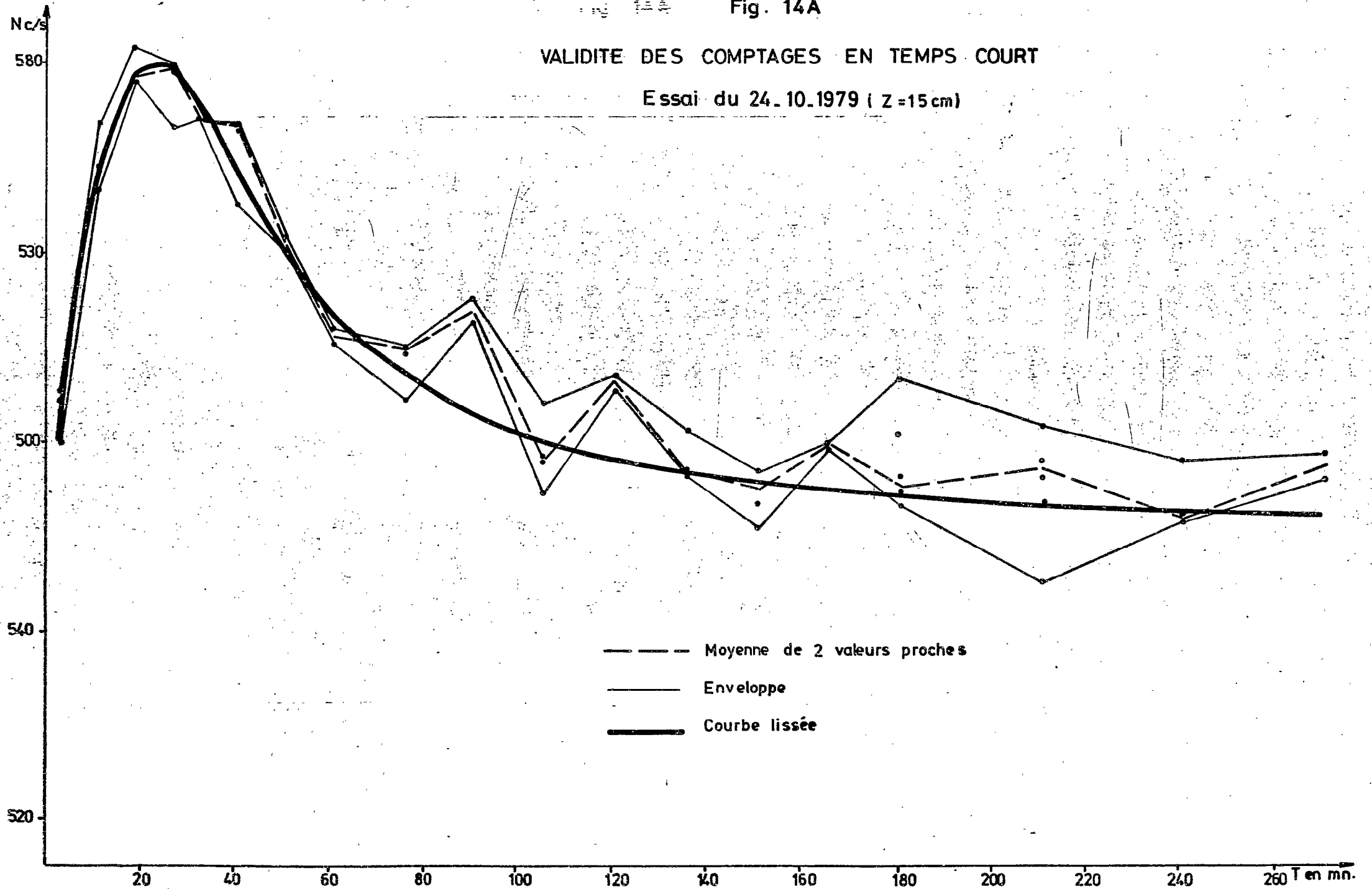
Etant donné une variabilité possible des mesures en fonction de divers facteurs (température, état des piles), on est obligé d'effectuer, si possible pour chaque série de mesures, plusieurs comptages dans l'eau, l'étalonnage en pile étant donné pour un comptage de 1000 c/s dans l'eau. Ceci est d'autant plus nécessaire quand on est amené à employer plusieurs sondes. On utilise alors une équation du type :

$$\theta = A \frac{N_{\text{sol}}}{N_{\text{eau}}} + B$$

Fig. 14A

VALIDITE DES COMPTAGES EN TEMPS COURT

Essai du 24.10.1979 (Z=15 cm)



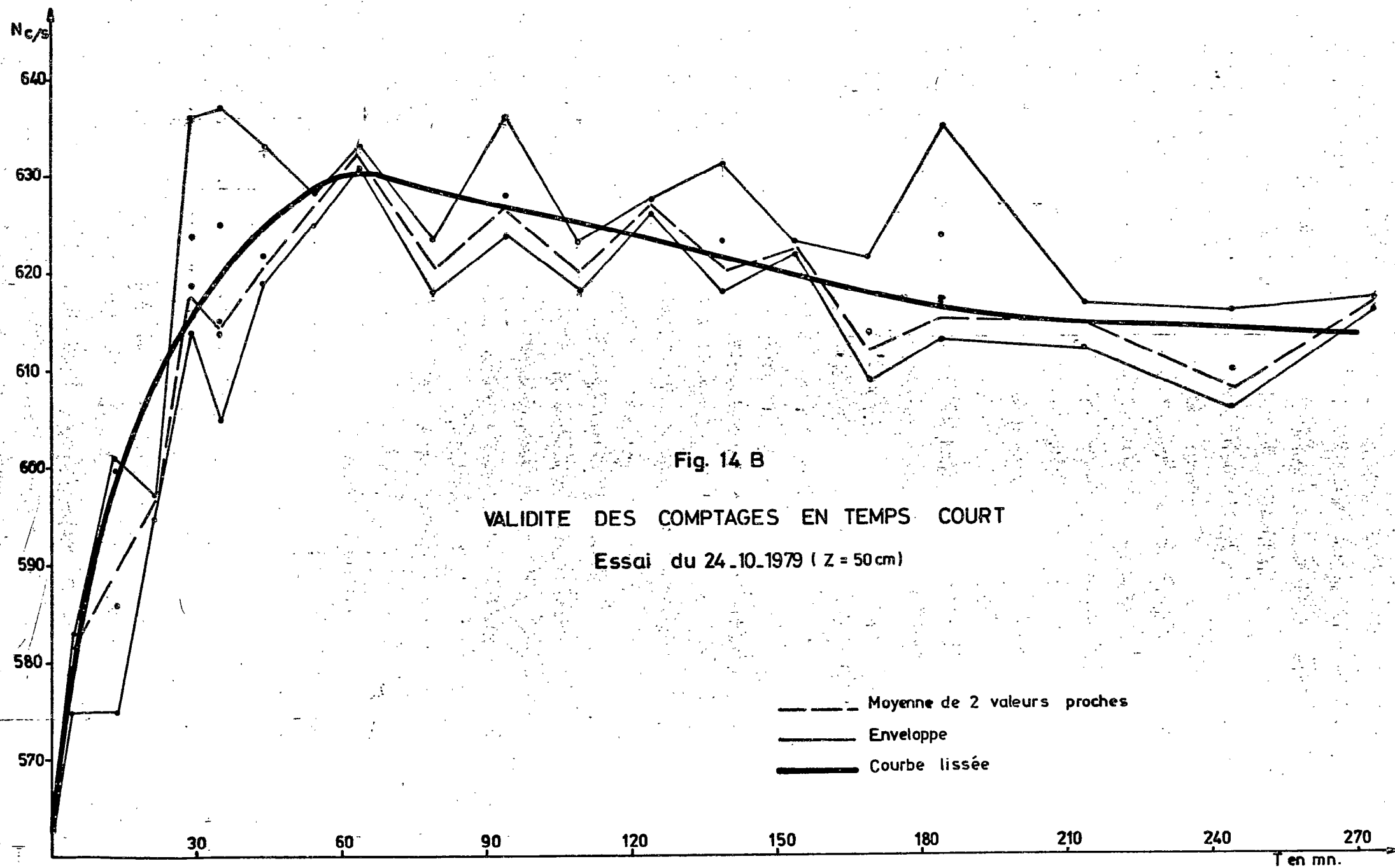


Fig. 14 B

VALIDITE DES COMPTAGES EN TEMPS COURT

Essai du 24.10.1979 ($z = 50$ cm)

- Moyenne de 2 valeurs proches
- Enveloppe
- Courbe lissée

CONCLUSION

L'utilisation de la sonde à neutrons permet d'effectuer rapidement un grand nombre de mesures non destructives à toute cote. Cependant l'hétérogénéité du terrain, constatée aussi bien lors des mesures de la densité apparente que lors des prélèvements multiples d'humidité n'en font qu'une simple approximation. Néanmoins, pour des mesures consécutives à un essai d'infiltration, on arrive à des résultats acceptables.

On notera enfin que l'échelonnement de la mesure de 10 en 10 cm par exemple, ne tient pas compte des variations de la sphère d'influence, dont on sait qu'elle est supérieure à 10 cm de diamètre, et variable en fonction de plusieurs facteurs (teneur en eau, nature du matériau, salure... COUCHAT RAMPAL). On mesure donc en quelque sorte des moyennes "chevauchantes".

3) Analyse de deux essais d'infiltration

a) Essai du 14.7.79

Le sol a reçu 124 mm en 74 mn sous une charge de 4 cm environ, à l'aide d'un anneau de Muntz de 1 m² de surface, entouré d'un anneau de garde de 5 m². 35 litres ont été versés rapidement au début de l'arrosage, avant que ne débite le vase de Mariotte.

La comparaison de l'évolution de la lame infiltrée mesurée au cours de la vidange du réservoir d'alimentation et des variations de stock hydrique du sol permet de contrôler l'étalonnage retenu. On a en effet obtenu aux temps suivants mesurés à partir du début de l'infiltration :

- 20 mn $\Delta S = 93,1$ mm contre 71
- 30 mn $\Delta S = 98,4$ mm contre 83
- 50 mn $\Delta S = 109,1$ mm contre 106
- 60 mn $\Delta S = 126,3$ mm contre 118
- 70 mn $\Delta S = 136,5$ mm contre 129
- 120 mn $\Delta S = 136,5$ mm contre 135.

La concordance n'est pas très bonne au début car il a pu se produire une infiltration préférentielle le long du tube. Ensuite l'écart s'estompe, mais à 120 mn le front d'humectation a dépassé la cote 120 cm.

La lame d'eau a disparu au bout de 112 mn ; alors le sol a été couvert pour éviter l'évaporation et on a suivi le ressuyage jusqu'au 5ème jour, après quoi le sol a été découvert. Notons qu'au bout de 5 jours le sol semblait en équilibre, puisque les valeurs tensiométriques étaient sensiblement identiques sur toute la profondeur (voir plus loin).

PROCEDURE

Deux à quatre mesures en temps court ont été faites aux profondeurs correspondant aux cotes des tensiomètres de façon à multiplier les mesures au cours de l'infiltration et le début du ressuyage. Puis les mesures à la sonde ont été faites de 10 en 10 cm à partir du 2ème jour, et ce jusqu'au 31.8 (46 jours).

L'évolution de la lame infiltrée est présentée figure 15. Cela correspond à une infiltration de 72 mm/h.

On a présenté en figure 16 l'évolution des comptages moyens aux cotes des tensiomètres sur toute la période de mesure. L'échelle des temps est logarithmique. En extrapolant ces courbes de variation on peut estimer la progression du front d'humectation. Ainsi la teneur en eau maximum est atteinte au bout de 30 mn à 5 et 15 cm, au bout de 50 mn à 25, de 60 mn à 35, de 70 mn à 45... La redistribution commence, après la disparition de la lame d'eau, au bout de 5 mn à 5 cm, de 10 mn à 15, de 15 mn à 25, de 25 mn à 35, mais seulement au bout de 105 mn à 45, de 145 mn à 65... et de 425 mn à 95 cm !

On voit qu'un lissage de certaines parties des courbes de la figure 16 permet d'obtenir sensiblement des droites, d'une part pour la période comprise entre la disparition de la lame d'eau et le moment où le sol est découvert pour la cote 15 cm, mais également au-delà pour les cotes plus profondes, à partir de 30 cm compris.

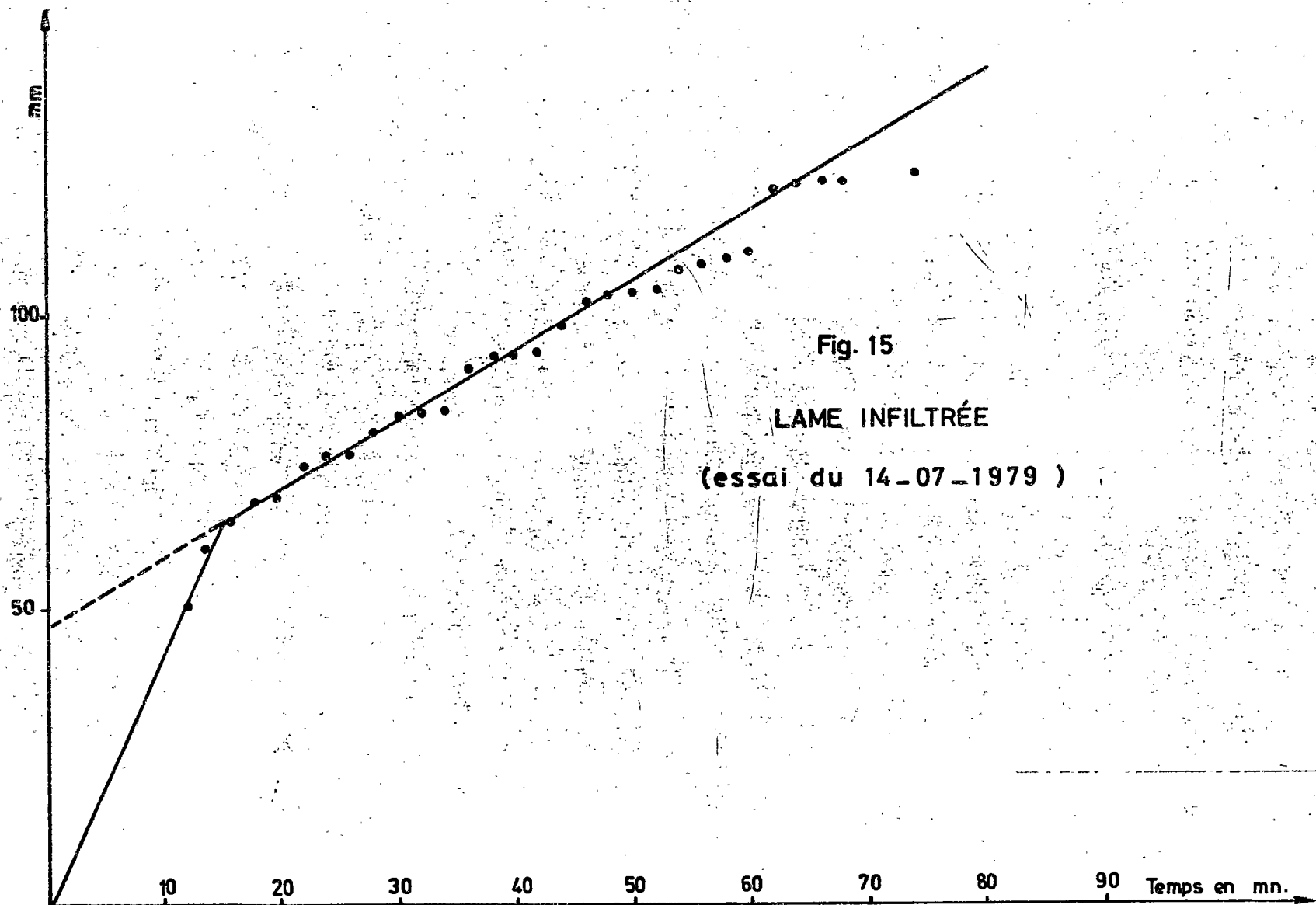


Fig. 15
LAME INFILTRÉE
(essai du 14-07-1979)

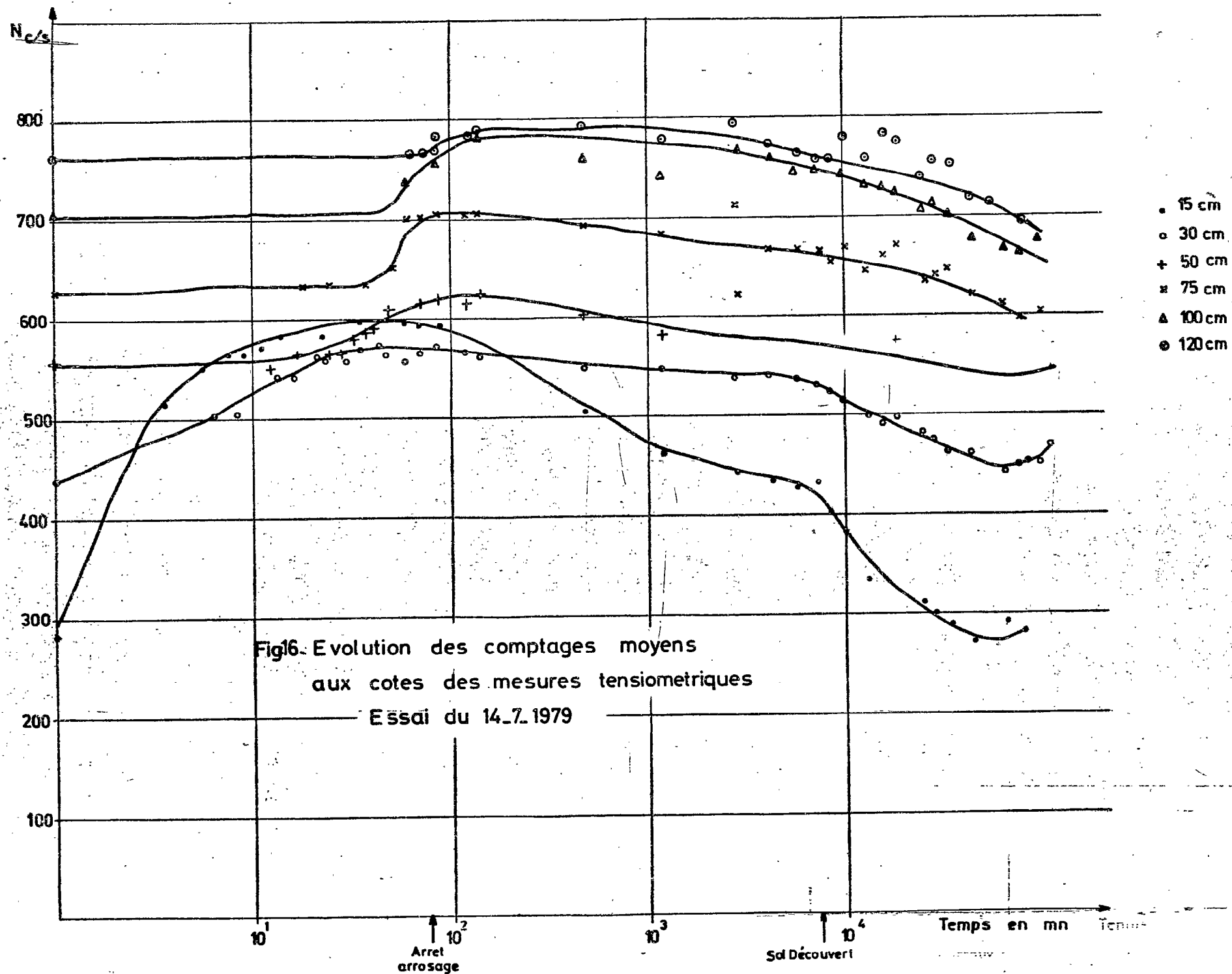


Fig16. Evolution des comptages moyens
aux cotes des mesures tensiometriques
Essai du 14.7.1979

Les variations de la teneur en eau ont ensuite été calculées à partir des équations d'étalonnage pour toutes les couches jusqu'à 120 cm (figures 17-A à C). On constate que la phase de ressuyage peut être décomposée en deux parties pour les couches 0-10, 10-20 et 20-30 cm, la variation devenant plus uniforme en profondeur. Après que le sol ait été découvert, on observe encore une variation linéaire dans les couches de profondeur supérieure à 30 cm. On verra plus loin l'usage qui peut être tiré de cette propriété.

Après lissage des variations de θ pour chaque couche, on peut obtenir des exemples des profils hydriques successifs au cours du ressuyage et de l'évaporation (figure 18). On remarque que pendant les premiers jours l'évolution semble freinée dans la zone située entre 30 et 50 cm. Le sol ayant été cultivé plusieurs années auparavant, il semble que l'on puisse attribuer cet accident à une semelle de labour. La densité apparente ne montre pas de variation significative. On verra plus loin que l'estimation du gradient de charge au voisinage de ces cotes est délicat.

b) Essai du 24.10.79

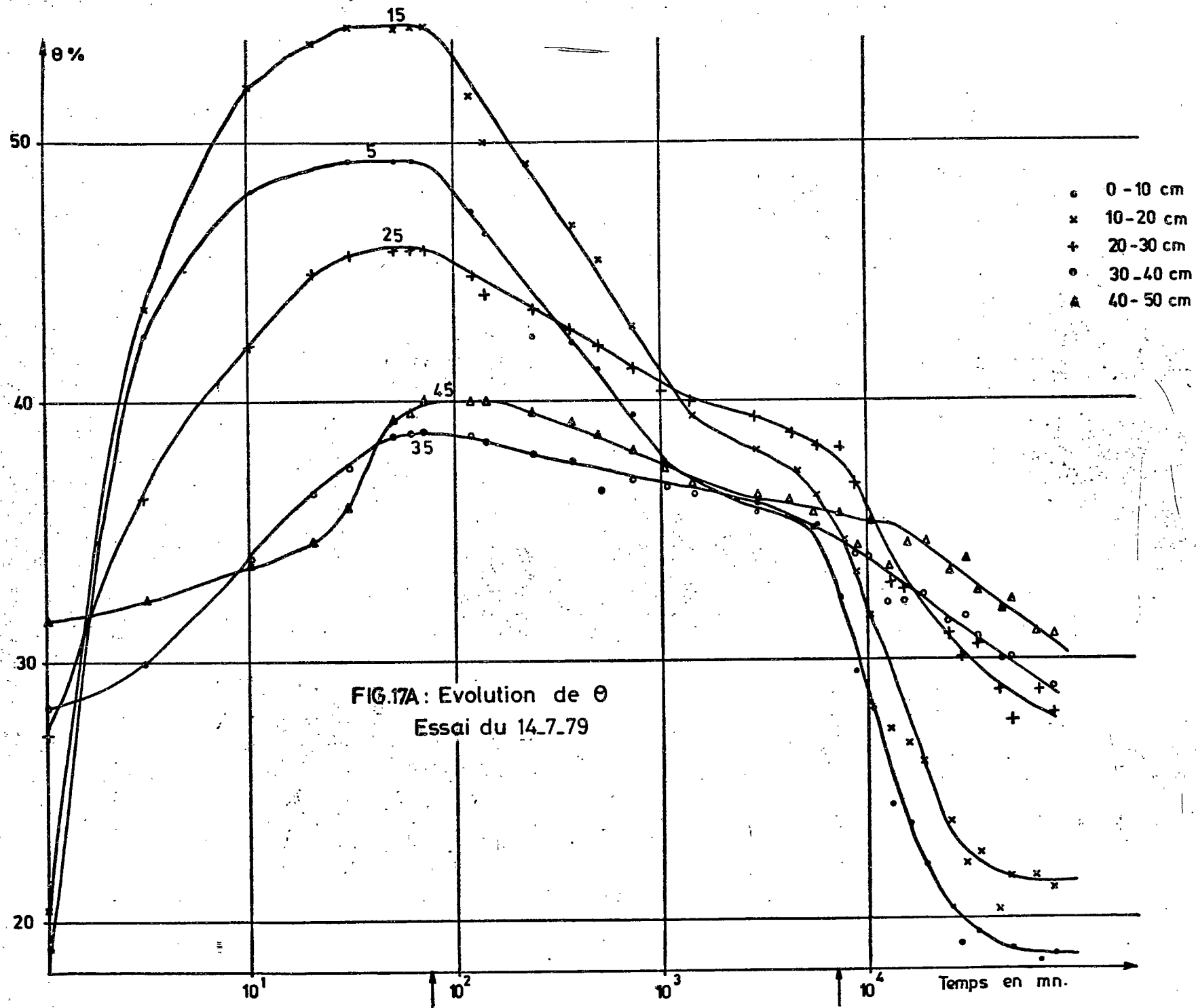
Lors de ce second essai le sol n'a pas été couvert et l'évaporation a pu se manifester dès la disparition de la lame d'eau après un arrosage de 76 mm seulement. La lame d'eau a disparu au bout de 45 mn. Cependant l'intensité atteint 90 mm/h, supérieure à celle qui a été observée en été. En octobre le sol était plus humide avant l'essai et la perméabilité s'en est trouvée accrue.

Compte-tenu de la plus faible quantité d'eau apportée et d'un drainage plus rapide pour la même raison, les variations de N et de θ sont atténuées par rapport à l'essai précédent (figure 19 et 20). L'évolution des profils hydriques (figure 21) montre aussi un ralentissement des transferts entre les cotes 30 et 50 cm.

B - Mesure de la succion et de la charge hydraulique

Six tensiomètres ont été placés aux profondeurs suivantes : 15, 30, 50, 75, 100 et 120 cm (plus tard prolongé à 150) et reliés à un multimanomètre de telle façon que l'on lise directement la charge

$$H = h_{\text{succion}} - z_{\text{cote}}$$



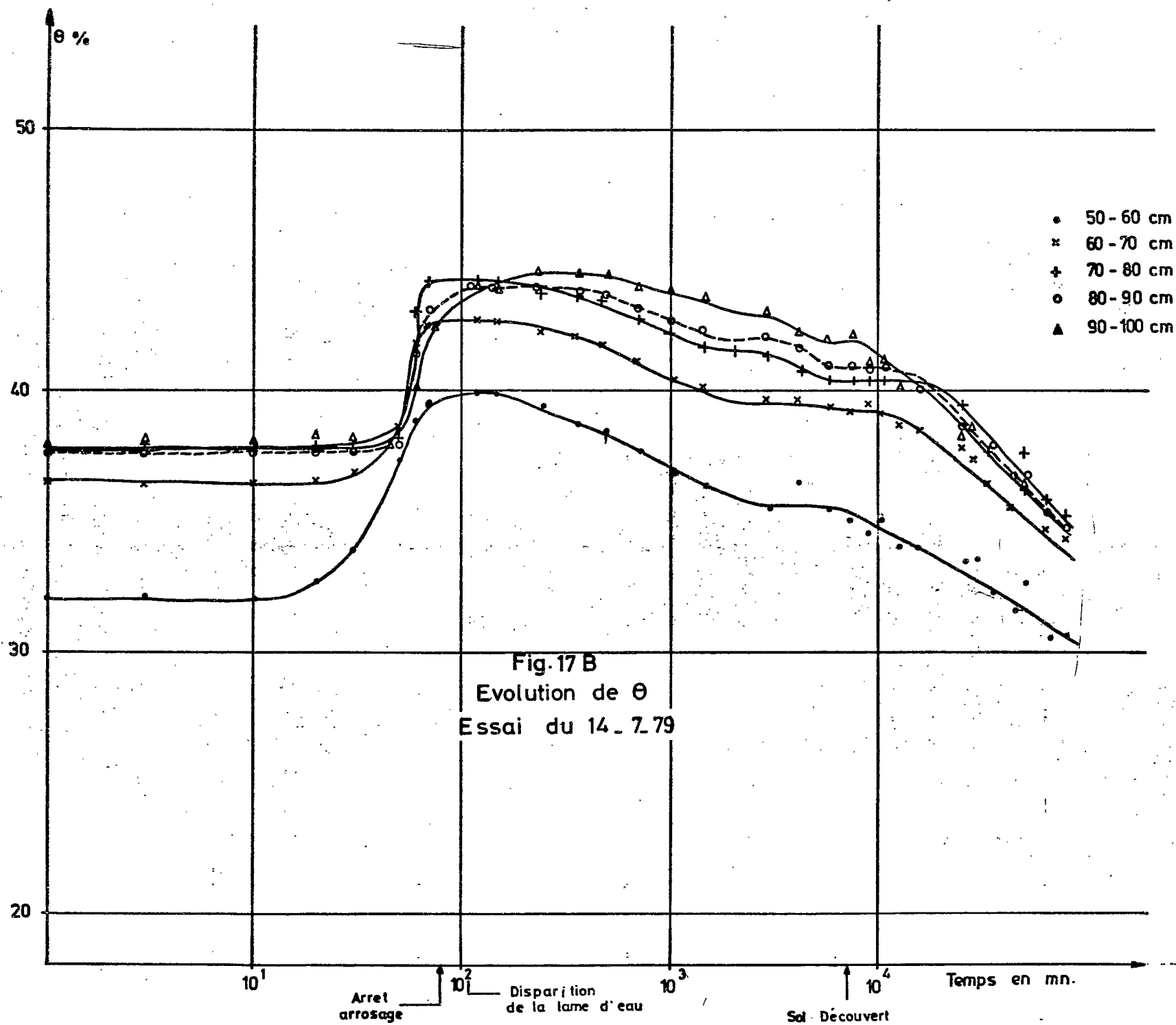
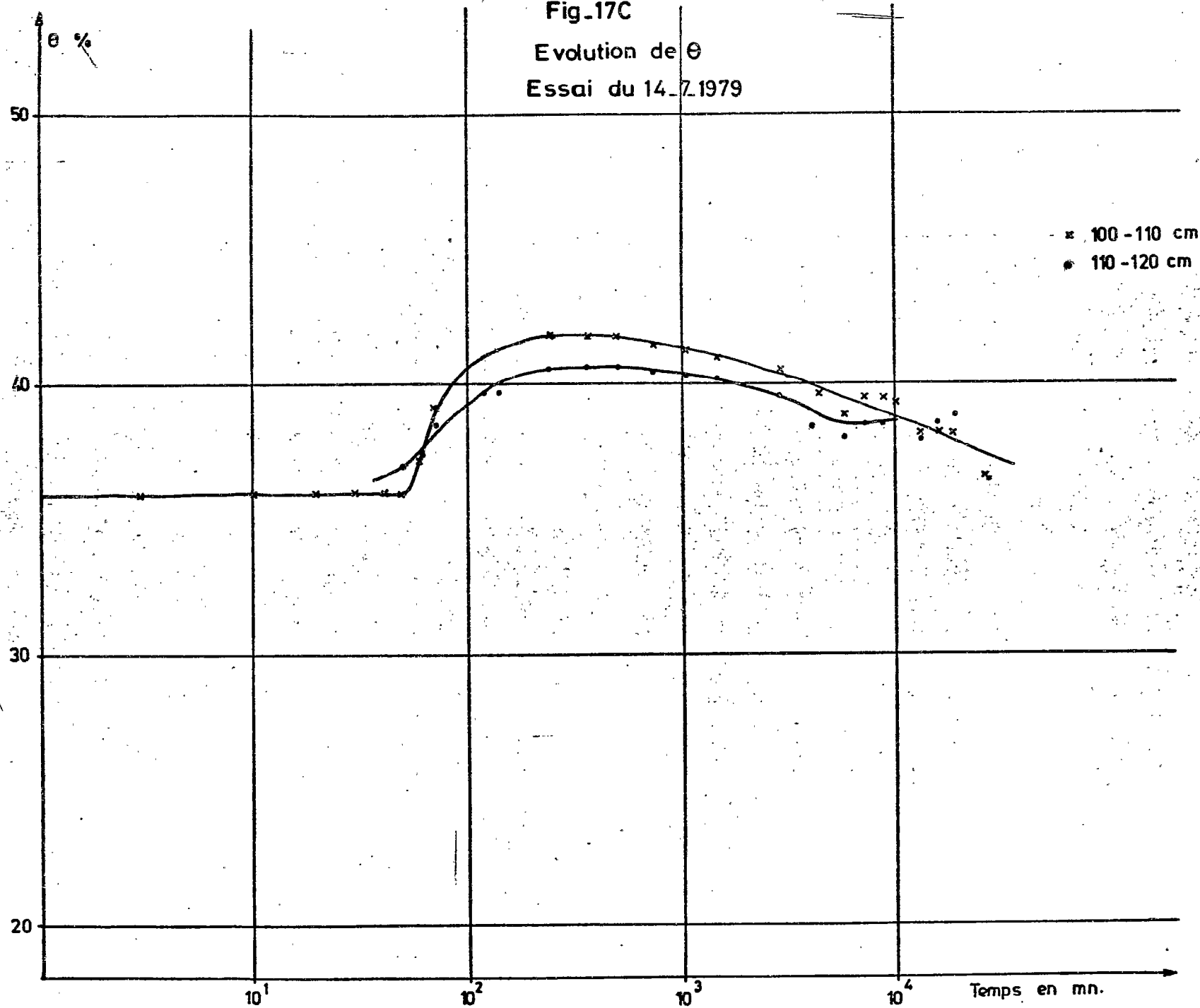


Fig.17C
Evolution de θ
Essai du 14.7.1979



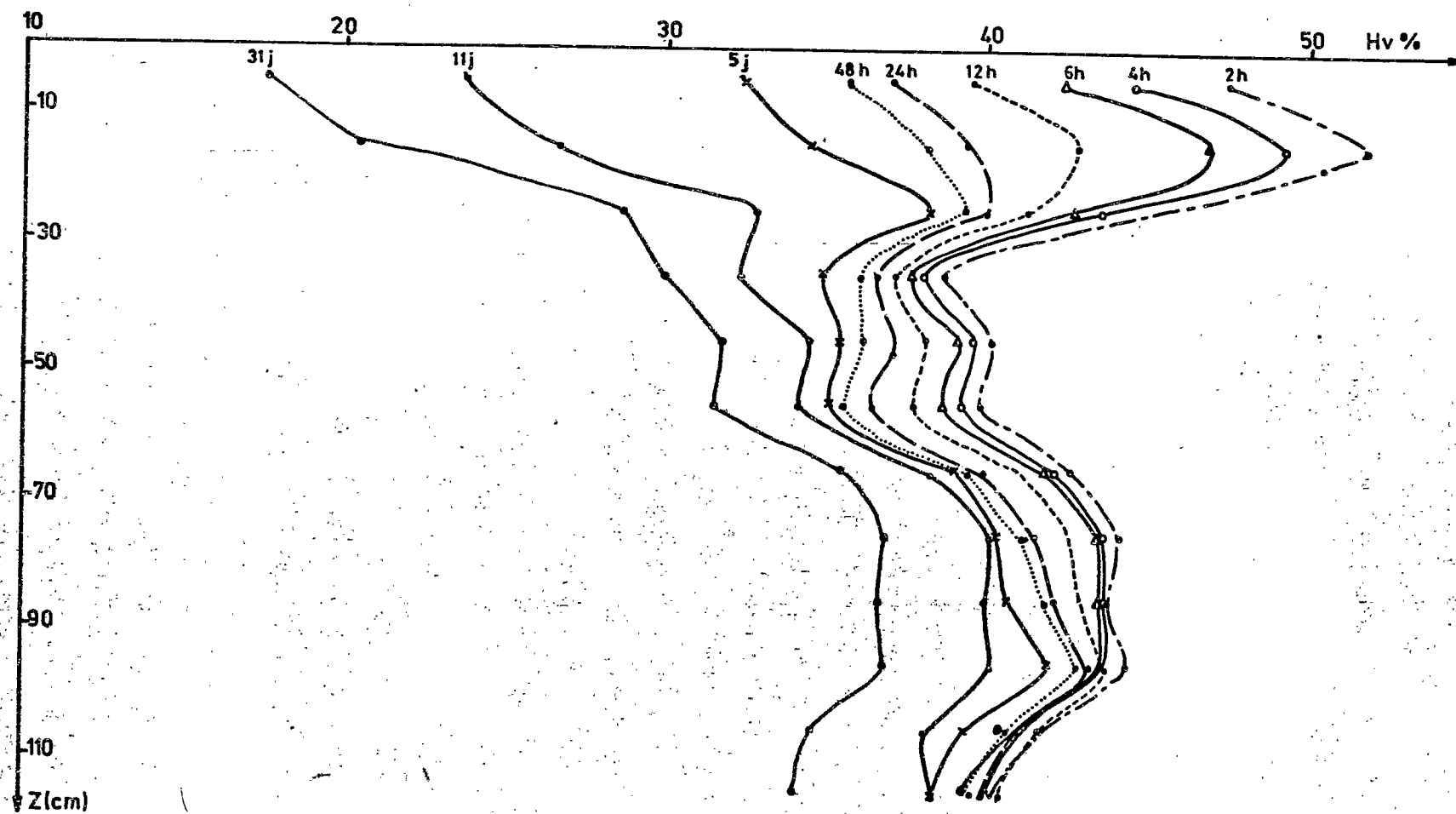
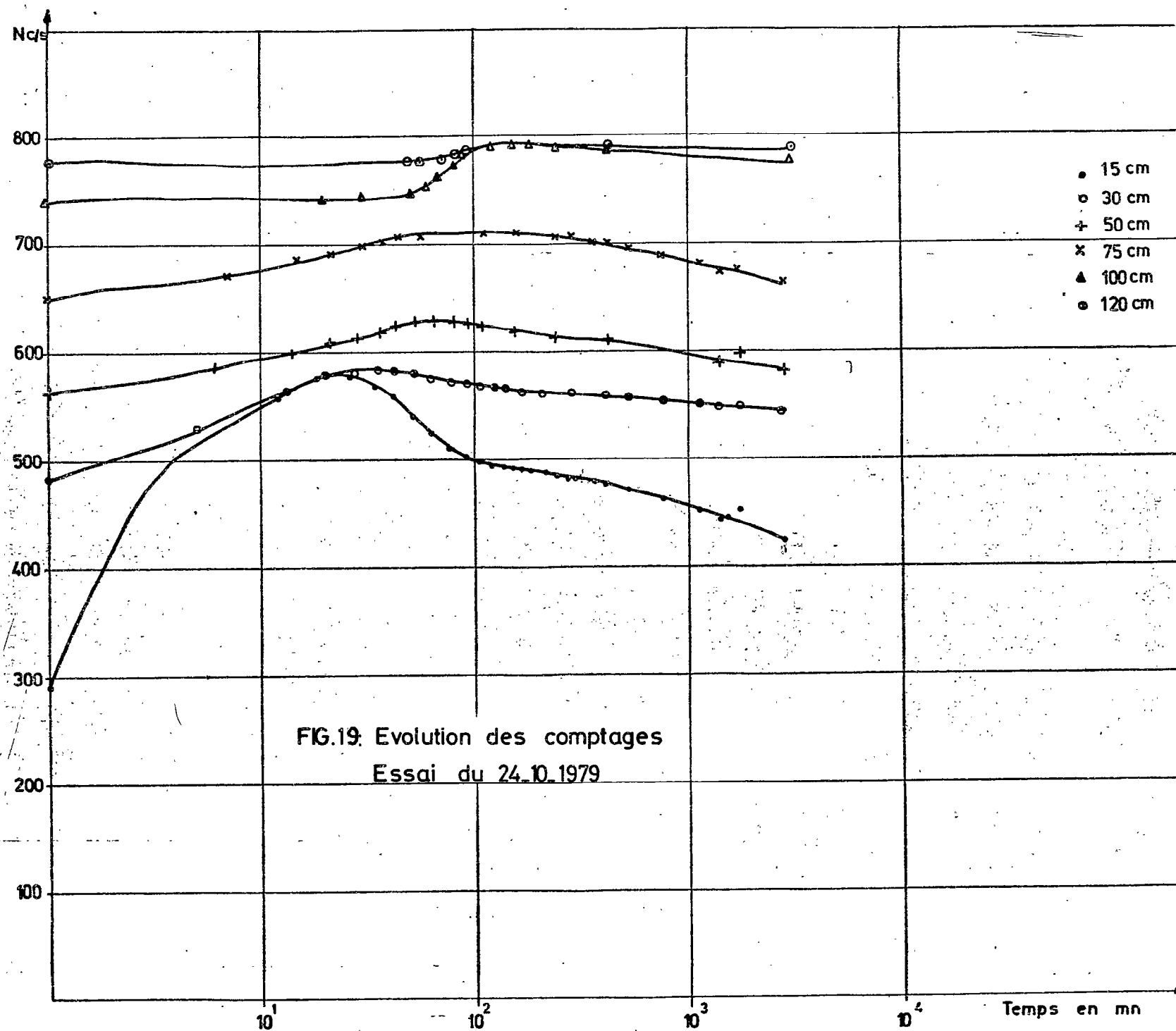
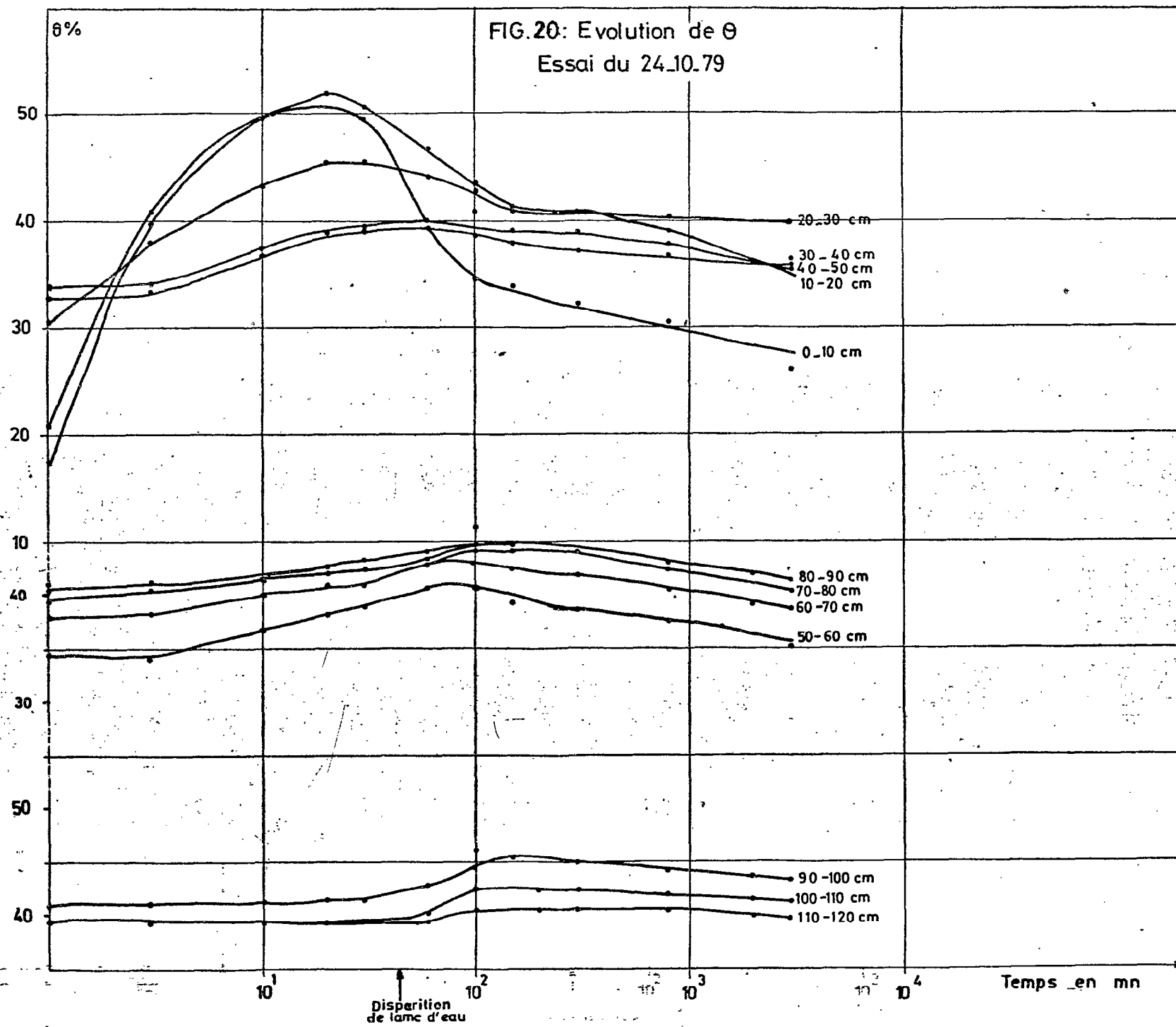


Fig. 18
 PROFILS HYDRIQUES
 Essai du 14.7.79





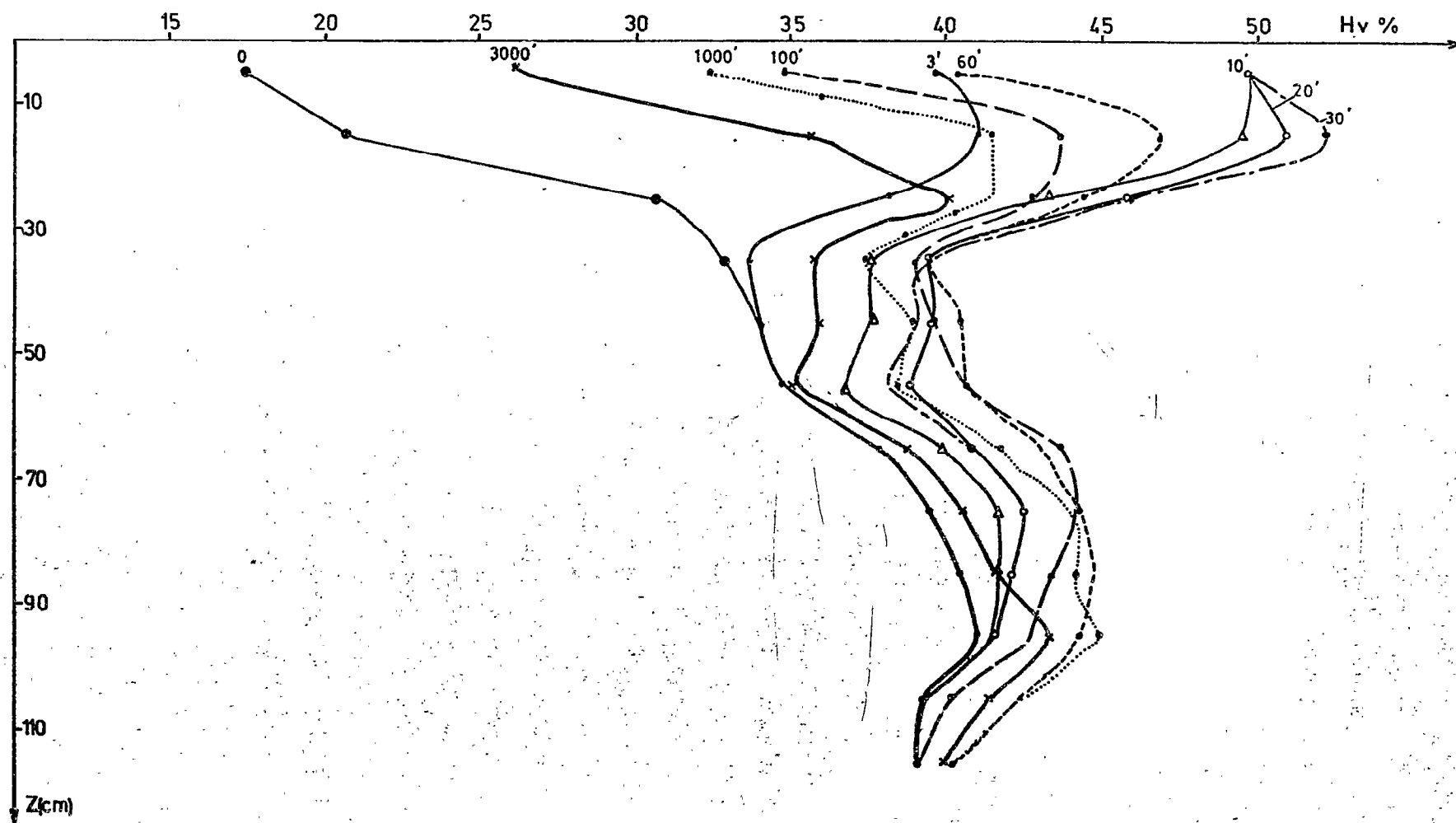


Fig. 21
 PROFILS HYDRIQUES
 Essai du 24.10.79

Pour cela le niveau supérieur du réservoir à mercure, dans lequel plongent les tubes capillaires raccordés aux tensiomètres, est placé, au-dessus de la surface du sol, à une distance égale à 12,6 (13,6 poids spécifique du mercure moins 1 poids spécifique de l'eau) fois celle qui sépare ce niveau du zéro de l'échelle de mesure. La charge, généralement négative, est exprimée en cm d'eau.

1) Analyse des mesures

a) Essai du 14.7.79

Si l'on trace sur du papier semi logarithmique les observations effectuées à des intervalles de temps croissants on remarque (figure 22)

- la saturation des tensiomètres s'effectue progressivement de la surface vers la profondeur, ce qui exclut des circulations préférentielles de l'eau malgré la charge introduite instantanément dans l'anneau de Muntz et l'implantation verticale des tensiomètres. Il est donc possible de suivre la progression du front d'humectation.

- après la disparition de la lame d'eau, le sol étant couvert, les variations tensiométriques sont proportionnelles au logarithme du temps. Cette propriété, déjà signalée pour les variations de θ pendant les mêmes phases de ressuyage, sera utilisée dans le calcul de $K(\theta)$.

Chacun des tensiomètres atteint une valeur $H = z$, caractéristique d'un écoulement gravitaire, au bout de 15 mn à 15 cm, de 20 mn à 30, mais seulement de 49 mn à 50, 65 mn à 75 et 83 mn à 100. Il n'y a pas concordance entre les données de la sonde et des tensiomètres, car la première réagit sur un volume plus important (figure 23). Cependant, si l'on observe l'ensemble des phases d'infiltration, de ressuyage et d'évaporation, on remarque que les valeurs de H et θ évoluent de manière contraire (figure 24 A et B).

b) Essai du 24.10.79

Malgré une infiltration plus faible on observe une pénétration rapide du front d'humectation. On remarque également sur la figure 25 que le tensiomètre situé à 50 cm a au début un comportement anormal, par suite d'une infiltration préférentielle consécutive au changement du tensiomètre la veille de l'essai.

FIG.22 Evolution de la charge hydraulique
Essai du 14.7.1979

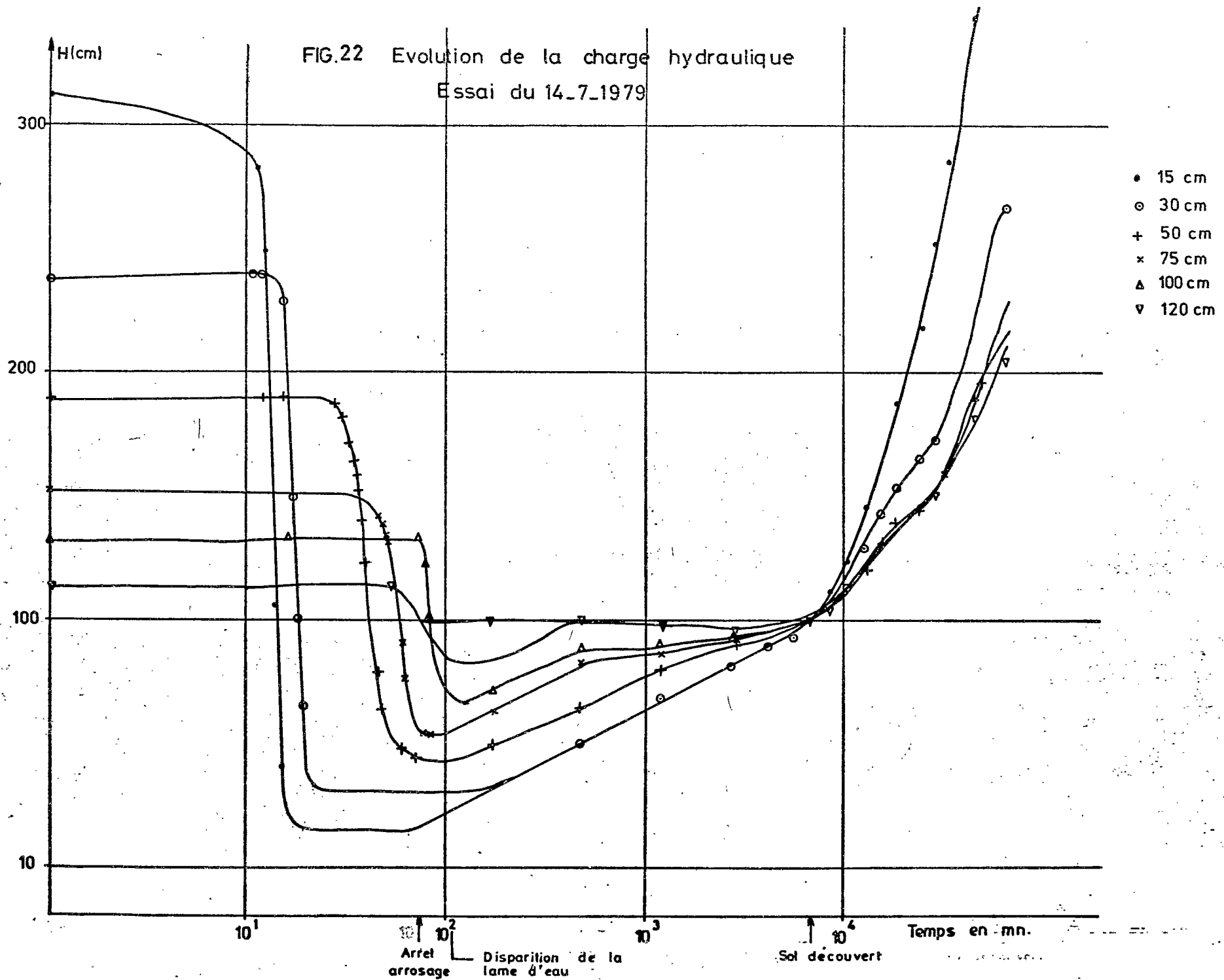


FIG 23 _Détermination des maxima d'imbibition
(Essai du 14_7_1979)

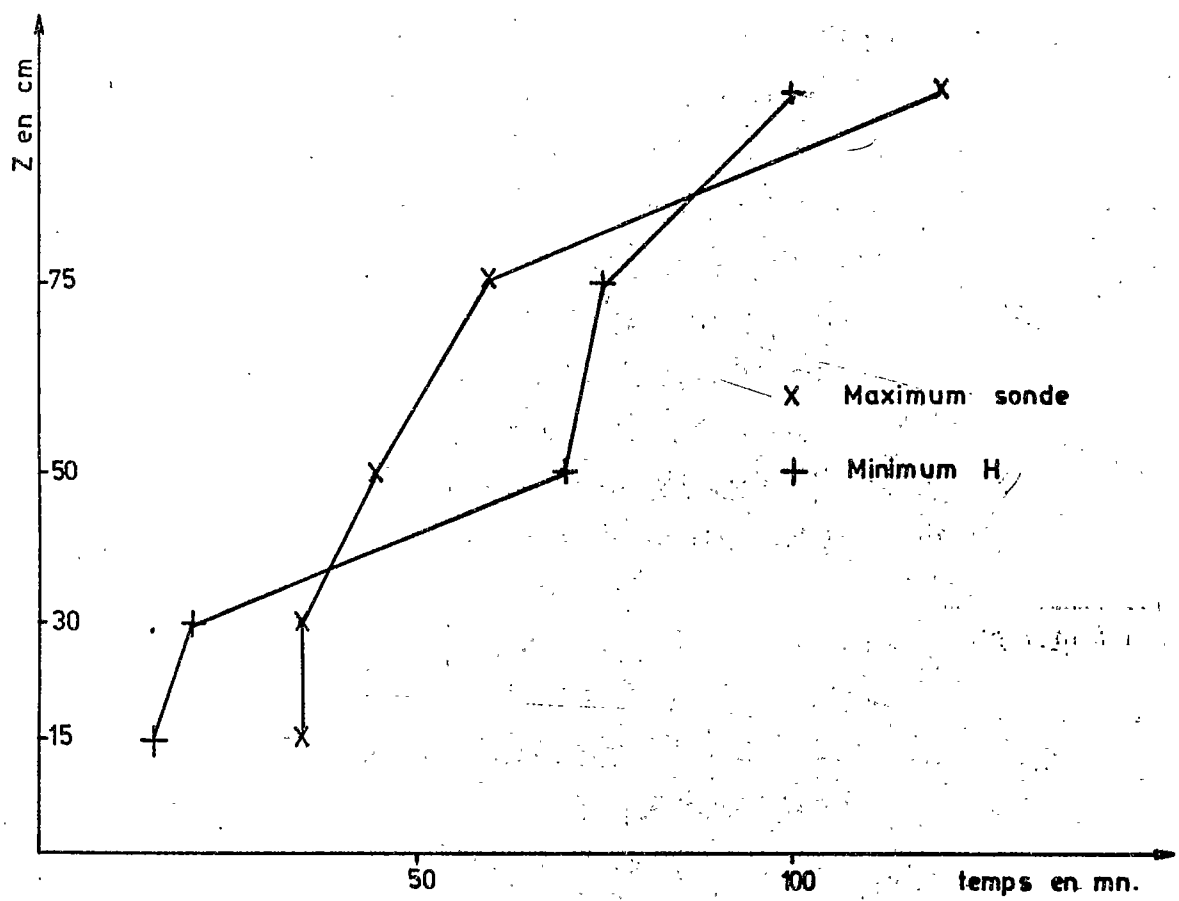


FIG. 24 A

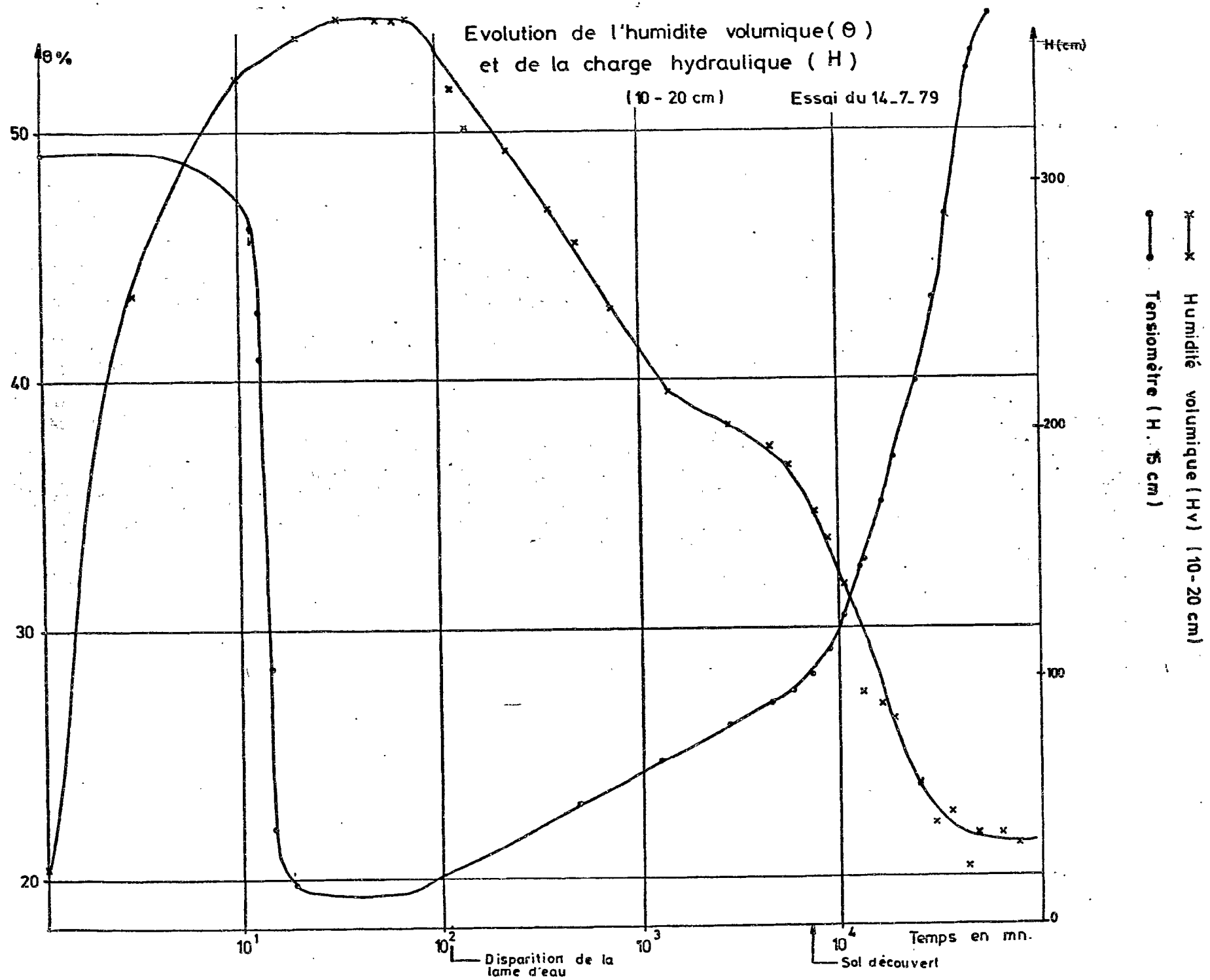
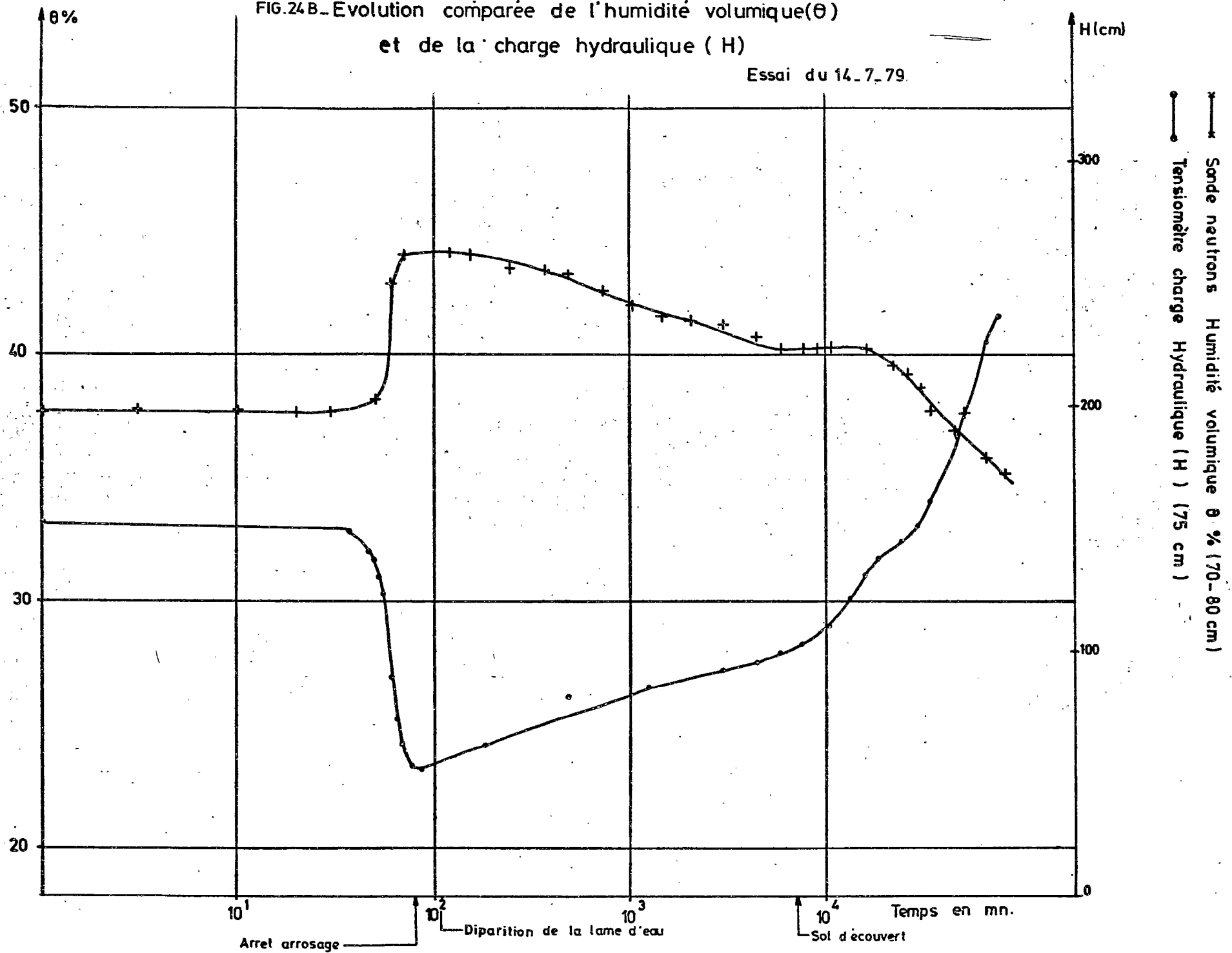


FIG.24B - Evolution comparée de l'humidité volumique (θ)
et de la charge hydraulique (H)

Essai du 14.7.79



Mais il reprend ensuite un comportement normal, notamment pendant la phase de ressuyage.

Là encore la variation de H en fonction du logarithme du temps est bien linéaire, même à 15 cm, bien que le sol soit resté découvert, sans doute en raison d'une faible évaporation à cette saison. Comme ans l'essai précédemment également, les valeurs tensiométriques sont très voisines au bout de 7000 mn, soit aussi environ 5 jours. Cependant ces valeurs se groupent à un niveau plus élevé (-115 à -120 cm d'eau contre -100 en juillet).

2) Relation entre H et θ

On sait que ces deux paramètres sont liés par une relation hystérétique, c'est-à-dire que l'on observe des relations différentes suivant que l'on est en phase d'humectation ou de drainage. Cependant, lors d'un essai d'infiltration, donc en phase de drainage, si possible sans évaporation (sol couvert), une seule relation peut être utilisée, et sachant que H et θ varient proportionnellement au logarithme du temps, la relation est linéaire dans un intervalle de temps, donc de H et de θ , donné.

On a

$$\theta = a \log t + b$$

$$H = a' \log t + b'$$

en éliminant $\log t$ on obtient

$$H = \frac{a'}{a} \theta + \frac{ab' - a'b}{a}$$

Si les couches sont homogènes entre deux tensiomètres, il devient alors possible de calculer dH/dz pour les cotes situées entre les tensiomètres, dans les parties de faible courbure du profil de charge.

A titre d'exemple, au cours de l'essai d'infiltration du 14.7.79, la phase de ressuyage se divise en deux parties :

- une phase de 24 heures de 100 à 1500 minutes,
- une phase de 4 jours jusqu'à établissement d'un profil de charge uniforme (figure 22).

A 15 cm on a de $t = 100$ à $t = 1000$

H varie de 22 à 63 cm et θ de 53,5 à 41,4

sachant que $\log 100 = 2$ et $\log 1000 = 3$ on obtient facilement

$$H = 41 \log t - 60 \text{ et } \theta = 77,7 - 12,1 \log t$$

d'où l'on tire $H = 203,3 - 3,39 \theta$

A $t = 500$ mn on trouve $H = 50,15$ contre 50 mesuré.

3) Forme des courbes $H(z)$, profils de charge

En l'absence d'une nappe on observe en général que le gradient de charge est voisin de -1 à partir d'une certaine profondeur, le profil de charge se déplaçant, au cours de la redistribution sans évaporation, et même au cours de l'évaporation pour les couches inférieures aux plans de flux nul, plus ou moins parallèlement à lui-même. Par contre, en présence d'une nappe, la cote de cette dernière constitue un point fixe du profil de charge (MECHERGUI et VIEILLEFON 1981) et l'évolution du profil se fait par une rotation autour de ce point. (figure 26). Il arrive donc un moment où les valeurs s'égalisent sur toute la verticale du profil, ce qui implique que les transferts deviennent négligeables, ce qui ne veut pas dire que le profil est parvenu à la capacité au champ, puisque près de la nappe il est précisément à la saturation.

A ce moment on observe une compensation des effets contraires du drainage dans les horizons supérieurs et de la remontée capillaire dans les horizons profonds.

Lorsque, plus tard, comme dans l'expérience du 14.7.79, le sol est découvert et que l'évaporation peut s'exercer, il se développe des profils de charge présentant un plan de flux nul qui migre progressivement en profondeur, la cote de la nappe, qui peut elle aussi s'approfondir au cours du temps, constituant alors une valeur limite pour la cote du plan de flux nul.

Sur la figure 26 représentant l'évolution des profils de charge après l'infiltration du 14.7.79 on remarque que des couches de plus en plus profondes font l'objet d'accumulations temporaires d'eau. Les profils recourent la droite d'équation $H = -z$.

En effet, il peut arriver, si l'arrosage est trop intensif que, compte tenu des différences de perméabilité près de la saturation entre les horizons du sol, il se crée des sortes de nappes perchées temporaires à certains niveaux.

FIG.25 EVOLUTION DE LA CHARGE HYDRAULIQUE
Essai du 24.10.79

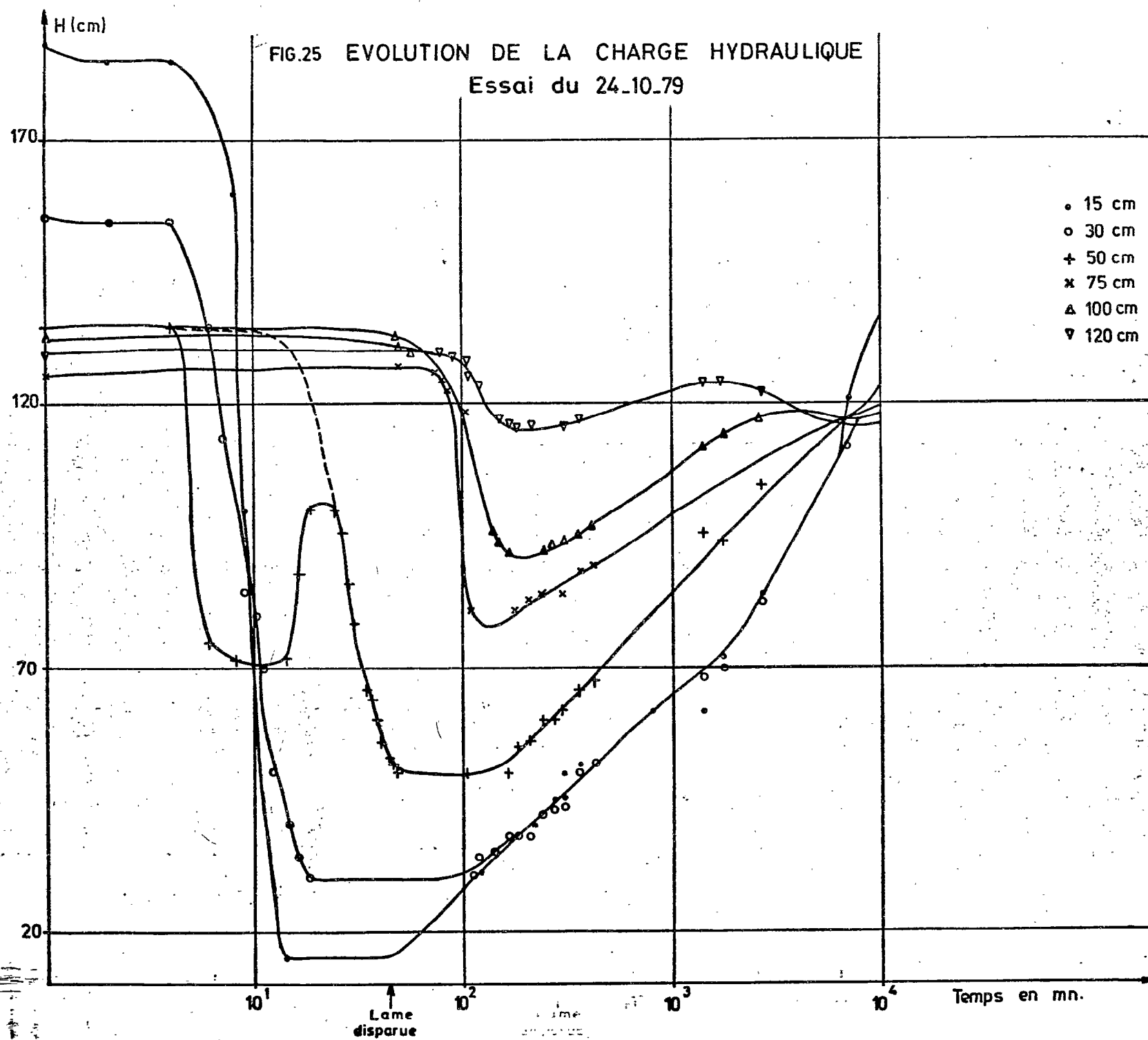
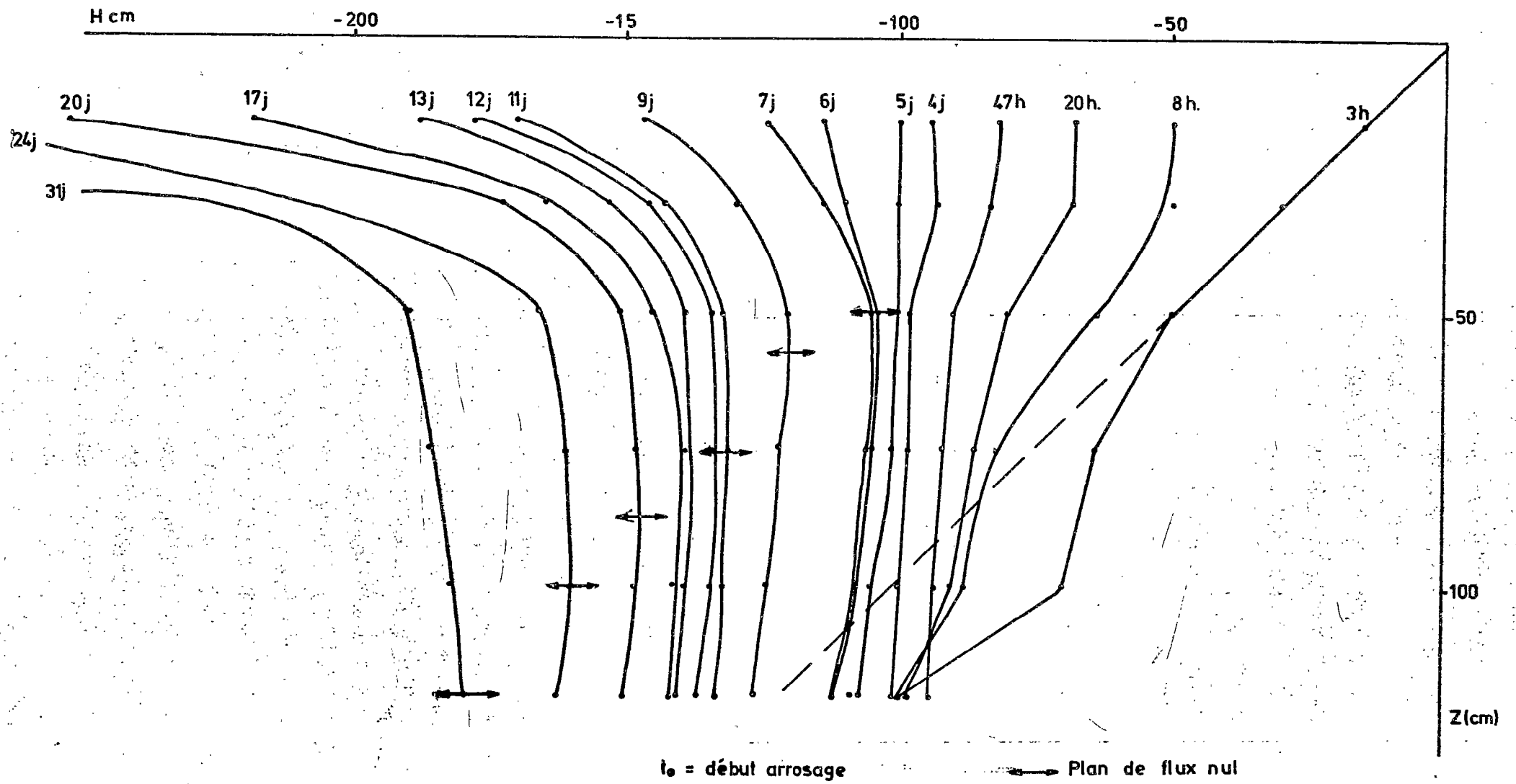


FIG. 26 EVOLUTION DES PROFILS DE CHARGE

Essai du 14.7.79



Ce phénomène est mis en évidence par la lecture tensiométrique chaque fois que l'on a H inférieur à Z , ce qui implique que la succion, ou plutôt le potentiel matriciel est devenu positif, ce qui interdit de prendre ces valeurs pour le calcul de la pente motrice dH/dz .

Il n'est donc pas possible de faire le calcul de $K(\theta)$ avant 3 heures pour la cote 50 cm, avant 8 heures pour la cote 75, ou avant 5 jours pour la cote 100 ! Par contre lorsque l'on obtient $H = z$, on a alors $dH/dz = -1$ et $K = q$.

De même, si le tensiomètre le plus profond, ici 150 cm, se trouve au-dessous du niveau de la nappe phréatique fluctuante, sa lecture donne directement la profondeur de la nappe (figure 27). On a en effet :

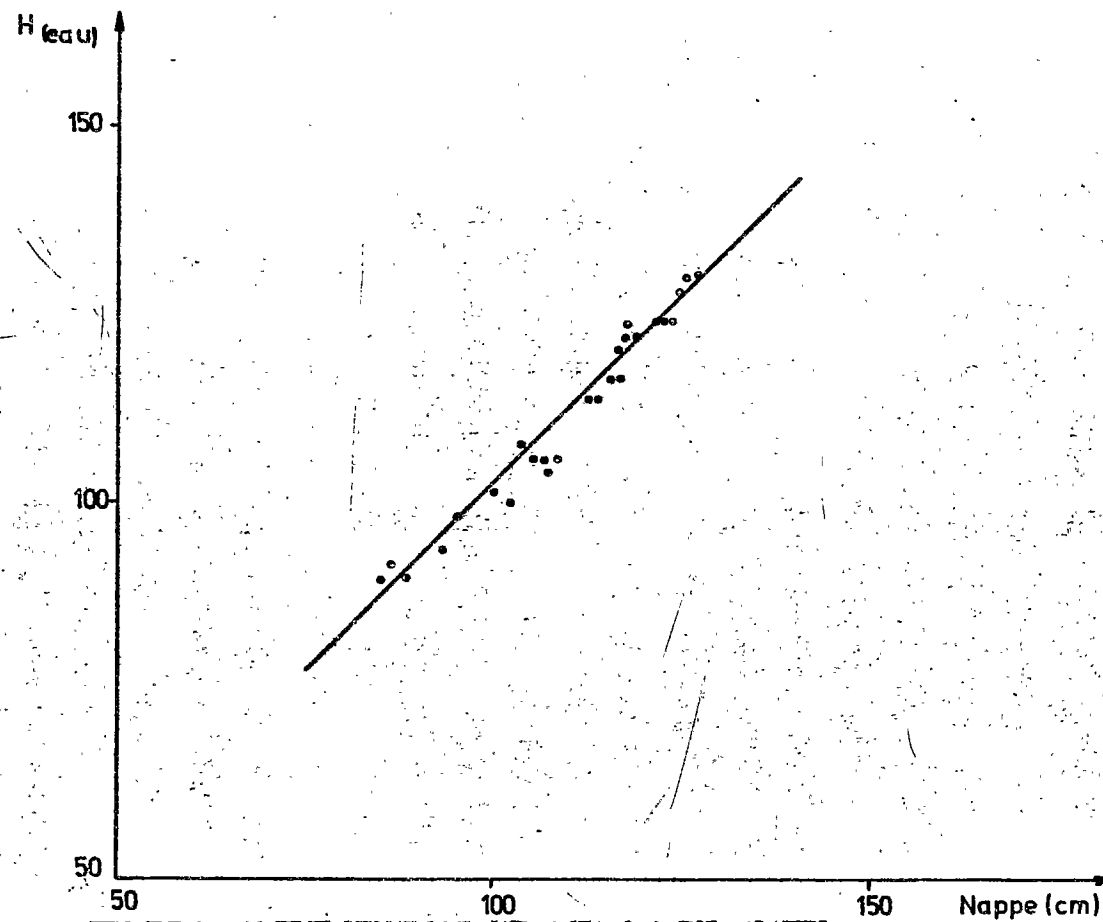
$$H = -z + h^+ \quad \text{et} \quad h^+ = \text{hauteur de la nappe au-dessus de la cote } z$$
$$z_{\text{nappe}} = z - h^+ = -H$$

Par ailleurs, on remarque également, fait qui s'est reproduit à chaque infiltration ultérieure, que les valeurs de H à 15 et 30 cm restent identiques pendant un assez long intervalle (3 heures à 5 jours en juillet 1979, 3 heures à 46 heures en octobre, 6 heures à 4 jours en février 1980).

L'application stricte de la notion de charge tendrait à montrer que dans ces cas la pente dH/dz est nulle ; il n'y aurait donc aucun transfert dans la couche 0-30. Or, bien que le sol soit couvert, ce qui interdit des transferts vers le haut, on observe bien une diminution et une augmentation corrélatives, respectivement de la teneur en eau et de la charge en chaque cote. Il y a donc certainement une redistribution de l'eau vers le bas du profil, mais on ne l'observe pas sur le profil de charge. On notera cependant que la lecture du manomètre se fait à ± 2 cm d'eau.

Par ailleurs il est possible que des différences de salure du sol, donc de conductivité de l'eau qui est en équilibre avec l'eau qui sature le tensiomètre, interviennent sur la valeur de H mesurée, car les différences peuvent être importantes. Ainsi, lors de l'essai "lessivage" du 8.2.80, de 27,5 à 28 mmhos dans la tranche 0-40 cm on passe, au bout de 8 jours, à 15,5 mmhos à 15 cm et 29,5 à 30 cm. Cet effet possible de la succion osmotique devra être contrôlé par des expériences ad-hoc.

FIG.27. RELATION ENTRE LA CHARGE HYDRAULIQUE A 150cm
ET LA PROFONDEUR DE LA NAPPE



CONCLUSION

Il ressort des quelques remarques faites ci-dessus que si les tensiomètres permettent de suivre, avec une précision acceptable, qui peut cependant être parfois en défaut, l'évolution de la charge hydraulique, il est nécessaire d'en bien analyser les données pour en tirer des valeurs fiables de $K(\theta)$.

C - Calcul de la conductivité hydraulique

Comme on l'a vu plus haut ce calcul repose sur la formule de Darcy et nécessite la connaissance du débit instantané et de la pente motrice à une cote donnée.

1) Calcul du débit instantané

On a vu que la mesure, à des intervalles de temps variables, du comptage neutronique peut être ensuite lissée avant d'être convertie en teneur en eau volumique (H_v ou θ). Le stock d'eau retenu par le sol entre la surface et toute cote peut alors être aisément calculé. On peut aussi calculer la variation de stock entre deux dates et connaître le débit moyen à une cote donnée. Mieux, en établissant la courbe de variation du stock en fonction du temps, on peut mesurer la tangente à cette courbe en un temps donné et avoir ainsi le débit instantané traversant cette cote, soit

$$q = \frac{dS}{dt}$$

On voit tout l'intérêt que représente le fait que, dans nos essais, N , donc θ et S , varient en fonction du logarithme du temps. On a donc :

$$S_z = a \log t + b$$

dont la dérivée s'écrit $dS/dt = \frac{-a}{t}$ ou $\frac{-a}{2,3t}$ en log décimaux.

Il n'est donc pas nécessaire dans ce cas, de calculer le stock à chaque cote et d'en faire un report graphique. Sachant que

$$\theta = A.N + B \quad \text{et} \quad N = a \log t + b$$

On obtient :

$$S_z = \sum_0^z \theta_i = \sum A_i (a_i \log t + b_i) + B_i$$

et

$$\frac{dS}{dt}_z = \frac{\sum A_i \cdot a_i}{2,3t}$$

On calcule donc aisément q à chaque cote, du moins de cette façon simple dans le cas d'un ressuyage sans évaporation (sol couvert) ; c'est la méthode du "drainage interne".

Si l'évaporation intervient, en ce cas il faut employer la méthode du "bilan", et on doit calculer cette évaporation pour chaque temps de calcul de $K(\theta)$. On examine alors le profil de charge pour déterminer la position du plan de flux nul séparant le flux ascendant correspondant à la demande évaporative et le flux drainant. La variation instantanée de stock entre la cote du plan de flux nul et la surface donne l'évaporation (q_0) que l'on doit retrancher à la variation de stock observée à toute cote intermédiaire entre la surface du sol et le plan de flux nul.

Notons que pour les cotes situées au-dessous du plan de flux nul, la première méthode est valable, mais en remplaçant ici la surface du sol par la cote du plan de flux nul. On a donc :

$$S_z > s_{fn} = \sum_{z_{fn}}^z \theta_i$$

et

$$\frac{dS}{dt}_z = \frac{\sum_{z_{fn}}^z A_i \cdot a_i}{t}$$

Au-dessus du plan de flux nul on aura donc :

$$q = \frac{dS}{dt} - q_0$$

or

$$q_0 = \frac{\sum_0^{z_{fn}} A_i \cdot a_i}{t}$$

$$q = \frac{\sum_0^z A \cdot a}{t} - \frac{\sum_0^{z_{fn}} A \cdot a}{t} = \frac{\sum_z^{z_{fn}} A \cdot a}{t}$$

à condition, bien entendu, que l'évolution de θ soit proportionnelle à $\log t$, ce qui est valable pendant la première phase de l'évaporation (figure 17 et 20).

2) Calcul de la pente motrice dH/dz

La charge évoluant, au cours du ressuyage en sol couvert, et pour tous les tensiomètres qui ne présentent pas de phénomènes de saturation, en fonction du logarithme du temps on peut ainsi construire, pour chaque temps choisi, le profil de charge correspondant. Un procédé graphique permet le calcul de dH/dz . On peut également, en dehors des zones de fortes courbures, utiliser les variations de H en fonction du temps pour deux tensiomètres bornant la couche de sol où l'on recherche la pente motrice.

Par exemple, pour la cote 20 cm, on peut calculer la pente entre les tensiomètres situés à 15 et 30 cm ; en assimilant la pente de la tangente à la cote médiane à celle de la droite joignant les valeurs à 15 et 30 cm, soit

$$dH/dz = \frac{H_{15} - H_{30}}{15}$$

Il vient, pour 20 cm

$$dH/dz_{20} = \frac{2}{3} \frac{H_{15} - H_{30}}{15}$$

Comme nous avons par ailleurs :

$$H_{15} = a_{15} \log t + b_{15}$$

$$H_{30} = a_{30} \log t + b_{30}$$

Il vient,

$$dH/dz_{20} = \frac{2}{45} [(a_{15} - a_{30}) \log t + b_{15} - b_{30}]$$

et la pente à 20 cm peut être calculée en tout temps choisi ; dans l'intervalle où les équations de H sont valides.

Ainsi, pendant le ressuyage après l'essai d'infiltration du 14.7.79, de 2 heures à 33 heures après la disparition de la lame d'eau, la pente motrice de la cote 20 cm a varié de 0,080 à 0,031, $K(\theta)$ variant dans le même intervalle de 88 à 8,7 mm/h.

3) Calcul de la relation $K(\theta)$

Une critique attentive des résultats montre que nombre de mesures ne peuvent être prises en compte, soit, pendant les infiltrations, celles où les indications tensiométriques permettent de déceler l'existence de saturations temporaires, soit pendant les mesures en conditions naturelles, avec évaporation, celles qui sont perturbées par des pluies, même de faible intensité.

Deux méthodes de calcul ont été utilisées, que les mesures soient faites en "drainage interne" ou en "bilan".

Méthode classique

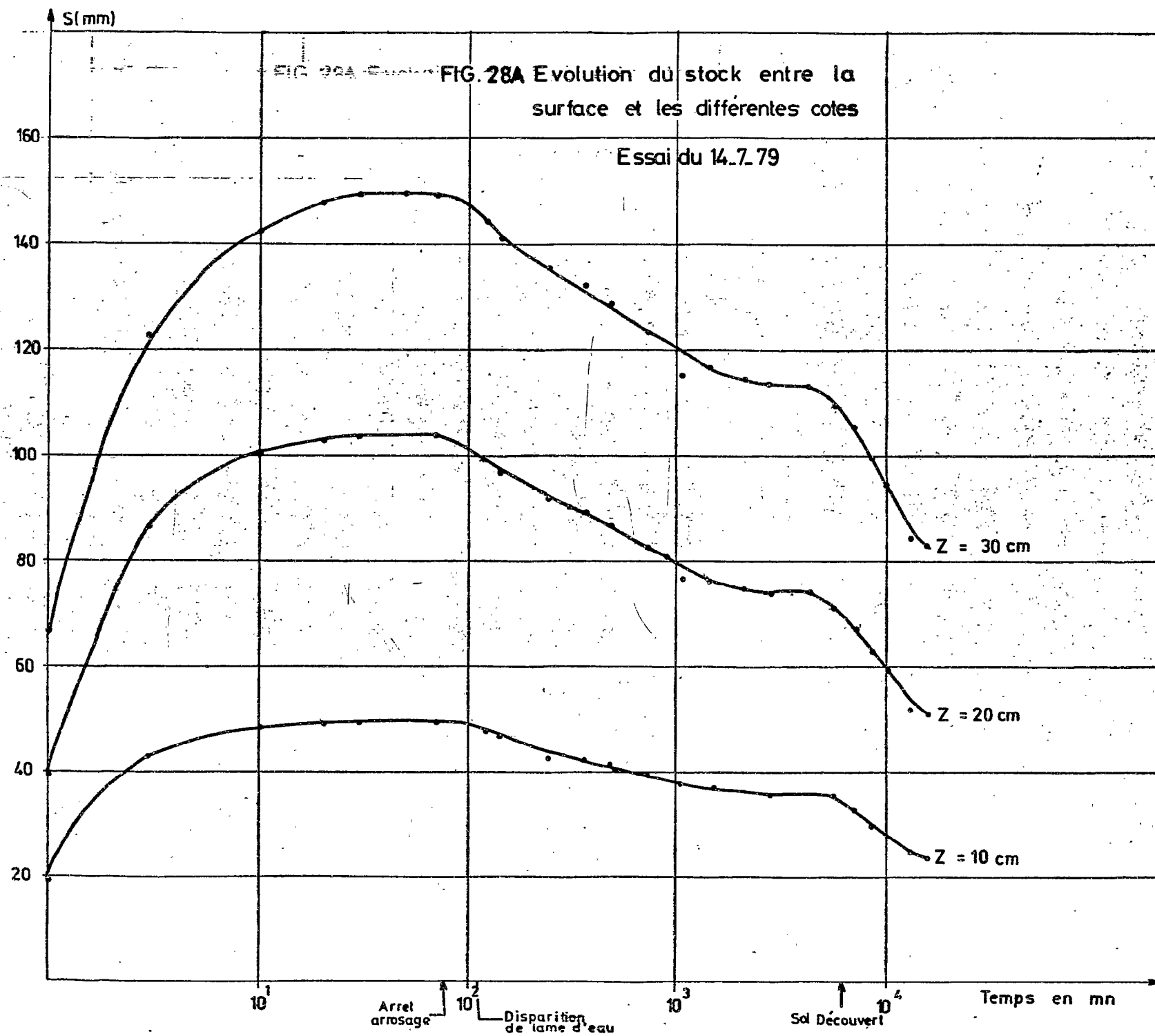
On a employé ici la mesure de $\frac{dS}{dt}$ à partir des variations de stocks lissées et celle de $\frac{dH}{dz}$ par estimation graphique sur les profils de charge.

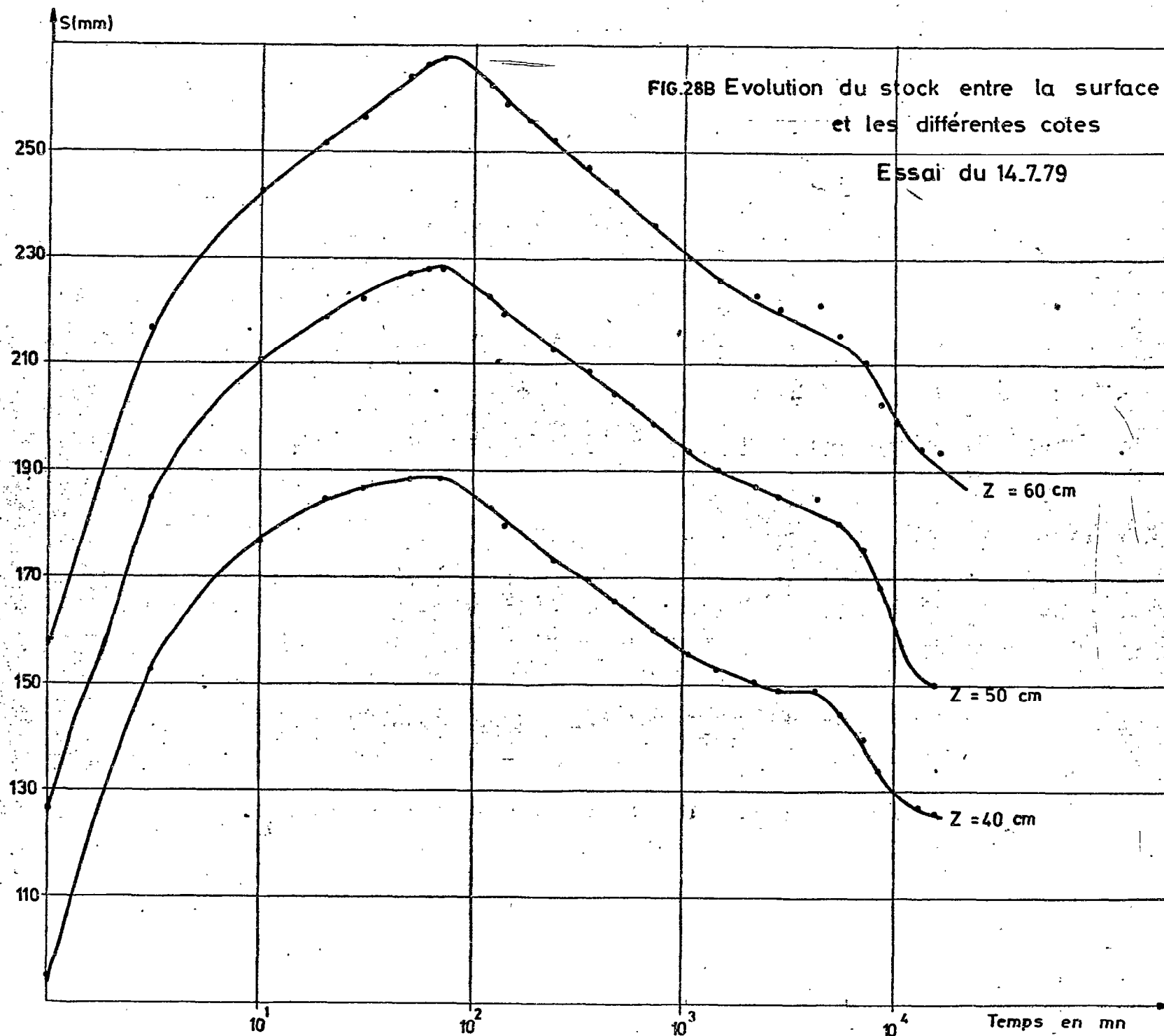
Nouvelle méthode

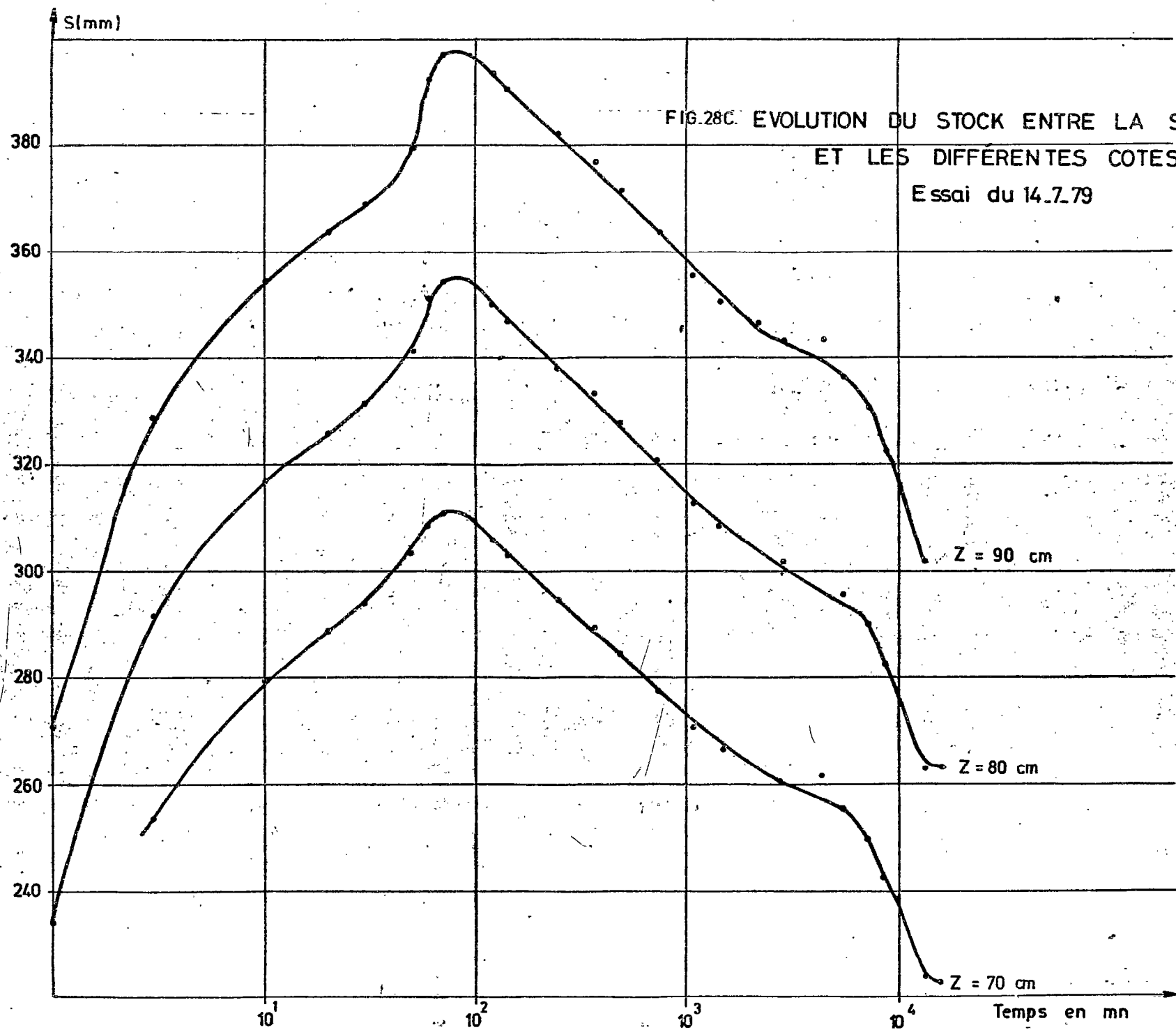
Ici on effectue un lissage des valeurs de N à chaque couche, puis on calcule directement la dérivée $\frac{dS}{dt}$ à chaque temps (cf. C-2). Par ailleurs $\frac{dH}{dz}$ est calculé à partir des variations de H en fonction du temps.

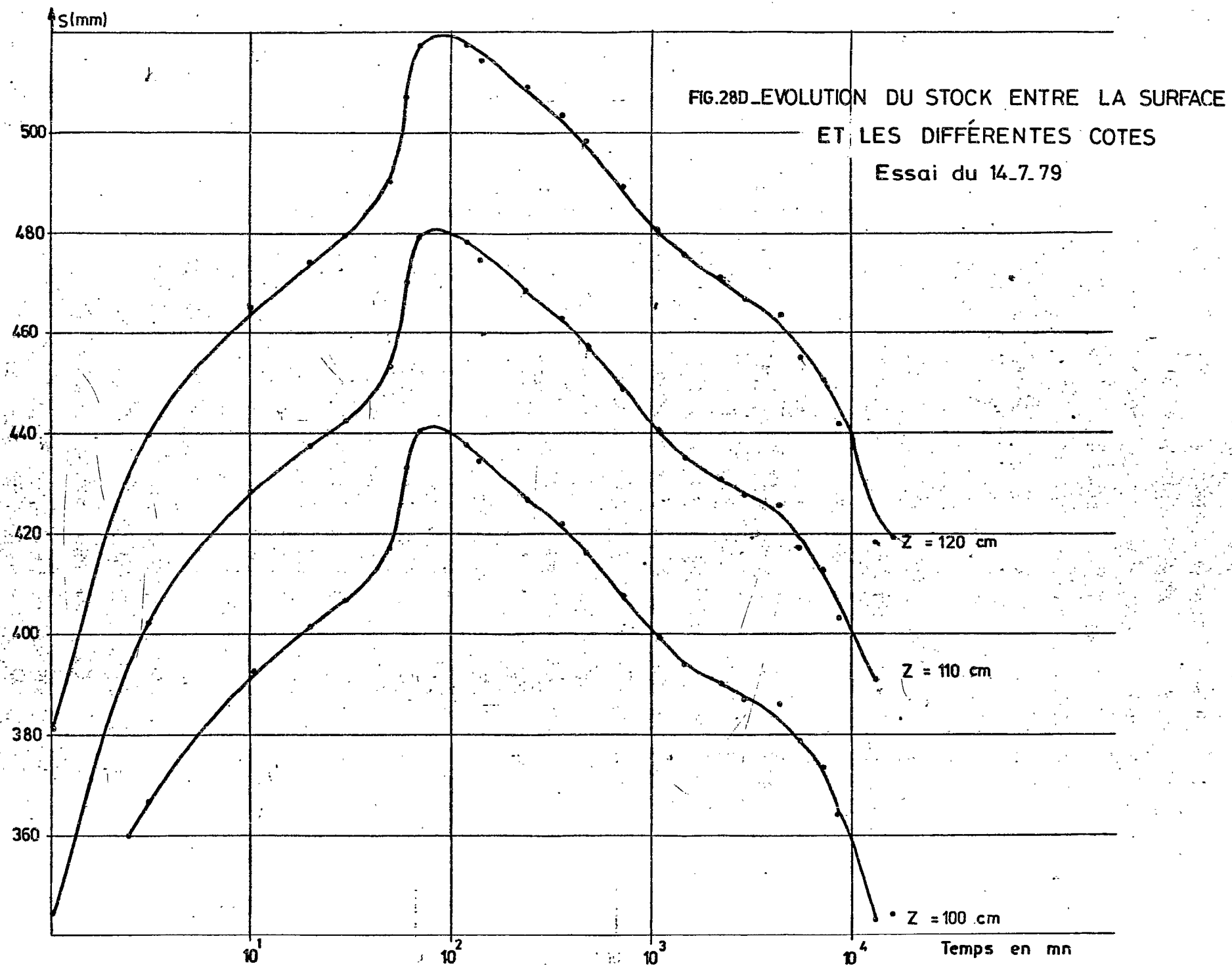
a) Essai du 14.7.79

On a porté sur les figures 28-A à D les variations de stock calculées entre la surface du sol et les cotes de 10 à 120 cm, en fonction du logarithme du temps. Compte tenu de la transmission progressive des flux d'une couche à l'autre, les variations linéaires observées, et surtout les changements de pente des droites, ne se font pas au même moment d'une couche à l'autre. Ainsi chaque courbe doit être décomposée en autant de fraction de droites qu'il est nécessaire et les calculs de $K(\theta)$ des différentes cotes peuvent ne pas être faits aux mêmes instants, mais cela n'est pas gênant.









Les résultats obtenus par la méthode classique (lissage des variations de stock et calcul de la tangente pour estimer dS/dt , estimation de dH/dz à partir des profils de charge) sont donnés dans la figure 29 des variations de K en fonction de θ .

On a utilisé la seconde méthode pour l'étude du bilan de 5 à 31 jours après l'essai d'infiltration.

A partir des mesures de N portées sur la figure 30, on a obtenu les équations réunies dans le tableau 11

TABLEAU 11

Relation entre N et $\log t$ (bilan/5 à 31 j)

Profondeur	<u>5 à 10 j. ou 5 à 31 j.</u>			<u>10 à 31 j.</u>		
	A	B	r	A	B	r
5 cm	$N = 529,4 - 259,1 \log t$			389,7	115,5	0,974
15 cm	551,7	238,2	0,978	426,4	111,2	0,982
25 cm	573,3	170,2	0,975	509,7	99,8	0,967
35 cm	531,9	59,1	0,973			
45 cm	535,9	33,6	0,864			
55 cm	573,5	40,6	0,841			
65 cm	622,6	52,5	0,833			
75 cm	644,9	45,6	0,778			
85 cm	674,3	49,3	0,835			
95 cm	722,4	68,8	0,950			
105 cm	745,1	68,7	0,953			
115 cm	741,1	49,7	0,820			

On en a ensuite tiré les valeurs de q pour chaque cote à différents temps (tableau 12).

FIG.29

DRAINAGE INTERNE

Essai du 14.07.79

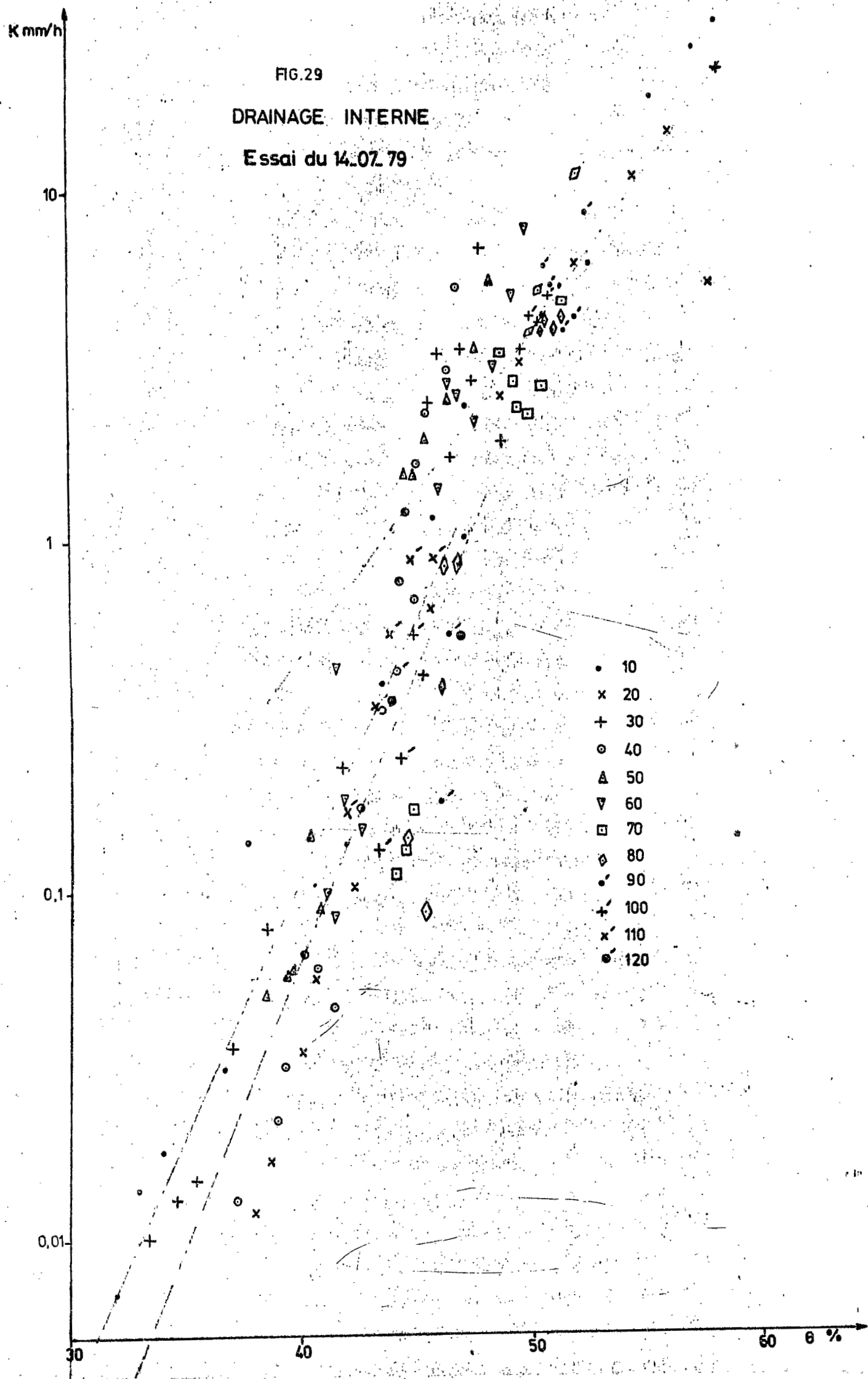


Fig30 EVOLUTION DE N EN FONCTION DU TEMPS
ESSAI DU 14_7_1979

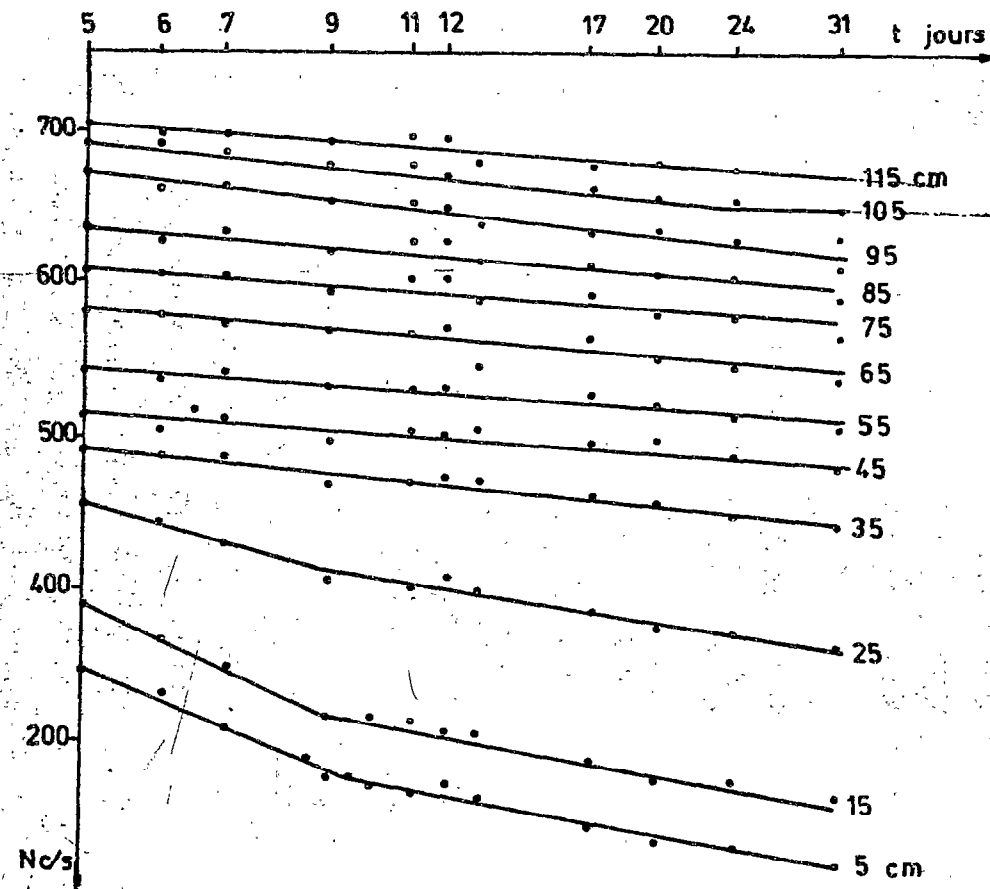


TABLEAU 12

Valeurs du débit instantané à chaque cote (en mm/h)

Cote z	7j	10j	13j	20j	24j	31j
10 cm	3,16	2,39	1,31	1,02	0,96	0,88
20 cm	1,56	1,27	0,91	0,76	0,74	0,71
30 cm	0,56	0,57	0,55	0,53	0,47	0,58
40 cm	0,21	0,33	0,30	0,23	0,47	0,50
50 cm	-	0,18	0,16	0,16	0,22	0,45
60 cm	0,26	-	0,15	0,13	0,34	0,39
70 cm	0,54	0,20	-	0,12	0,19	0,33
80 cm	0,78	0,37	0,13	0,09	0,19	0,28
90 cm	1,04	0,55	0,27	-	0,11	0,22
100 cm	1,41	0,81	0,47	0,13	-	0,14
110 cm	1,78	1,07	0,67	0,26	0,11	0,06
120 cm	2,04	1,26	0,81	0,35	0,19	-

On remarquera que l'on a associé les valeurs obtenues par la méthode du bilan pour les cotes situées au-dessus du plan de flux nul et par la méthode du drainage interne pour les cotes plus profondes.

Ici on a utilisé la relation liant H et $\log t$ pour obtenir une estimation plus vraisemblable de $\frac{dH}{dz}$, les valeurs suivant une variation plus régulière. L'estimation peut en outre être corroborée en calculant dH/dz , pour les cotes correspondant aux tensiomètres, en comparant les valeurs obtenues, soit entre les tensiomètres situés de part et d'autre, soit entre les cotes plus voisines. Ainsi, à 30 cm et 50 cm, le calcul a été fait de deux façons :

- entre les tensiomètres situés à 15 et 50, puis entre les cotes 20 et 40 pour 30 cm,
- entre les tensiomètres situés à 30 et 75, puis entre les cotes 40 et 60 pour 50 cm (tableau 13)

TABLEAU 13

Estimation de dH/dz par plusieurs méthodes

	15/50	0,45	0,43	0,39	0,37	0,34	0,33	0,32	0,24
30 cm	20/40	0,45	0,43	0,40	0,38	0,37	0,35	0,32	0,24
	graph.	0,60	0,51	0,57	0,45	0,50	0,20	0,21	0,35
	30/75	0,64	0,59	0,52	0,46	0,41	0,38	0,34	0,23
50 cm	40/60	0,67	0,61	0,55	0,50	0,44	0,41	0,37	0,27
	graph.	0,60	0,75	0,70	0,62	0,55	0,55	0,40	0,30

On voit que l'estimation graphique est généralement erratique et surestimée, et subit des variations aberrantes, puisque l'on doit s'attendre à une diminution régulièrement atténuée de dH/dz au cours du drainage.

Sur la figure 31 où sont portées les valeurs estimées graphiquement et les courbes données par le calcul, on remarque en effet que seules les cotes 40 et 50 cm semblent en accord.

Les résultats obtenus pour la relation $K(\theta)$ sont également portés sur la figure 29. On y observe une assez bonne continuité qui nous permet d'étendre le domaine de variation de θ .

On peut donc retenir les valeurs suivantes pour $k(\theta)$:

- pour des teneurs en eau supérieures à 35 % sur l'ensemble du profil :

$$\log K = 0,093 \quad \theta = 3,28 \quad r = 0,820 \text{ (58 couples)}$$

- pour des teneurs inférieures à 35 % :

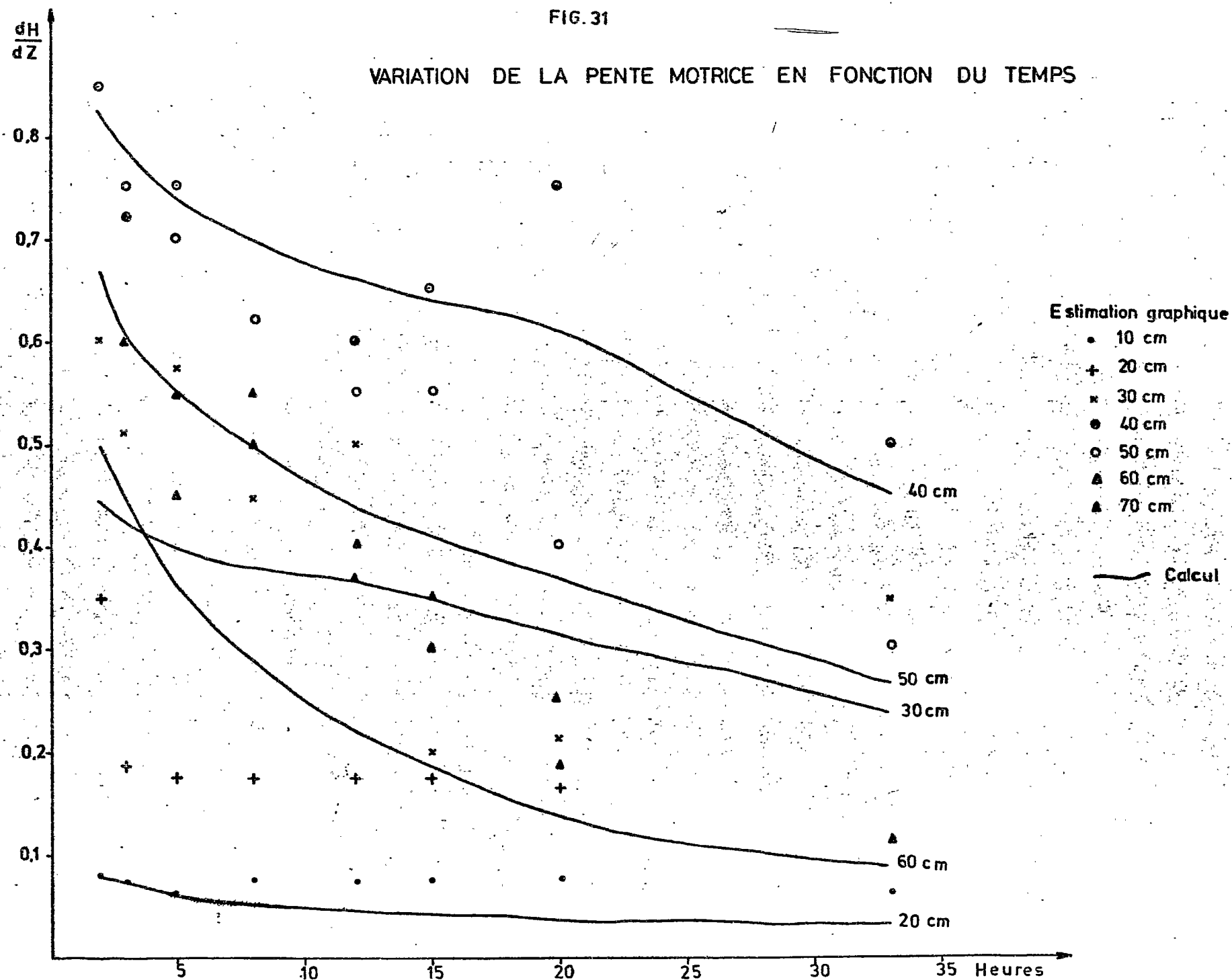
$$\log K = 0,156 \quad \theta = 4,47 \quad r = 0,819 \text{ (46 couples)}$$

b) Essai du 24.10.79

Bien que l'essai ait été fait sans couvrir le sol on a tenté d'utiliser la méthode du drainage interne.

FIG. 31

VARIATION DE LA PENTE MOTRICE EN FONCTION DU TEMPS



Sans entrer dans le détail, on voit que les résultats obtenus pour $K(\theta)$ (figure 2) diffèrent de ceux de l'expérience précédente. Le regroupement est moins bon et il semble nécessaire de séparer les couches en différents groupes. On met l. en évidence le problème posé par les faibles variations de θ lorsque le sol est humide et voit son drainage freiné par la présence d'une nappe à faible profondeur.

On notera que là encore on observe une diminution progressivement croissante de dS/dt de la surface vers la profondeur, pour boutir à un transfert quasi-nul à partir de 48 heures (figure 33).

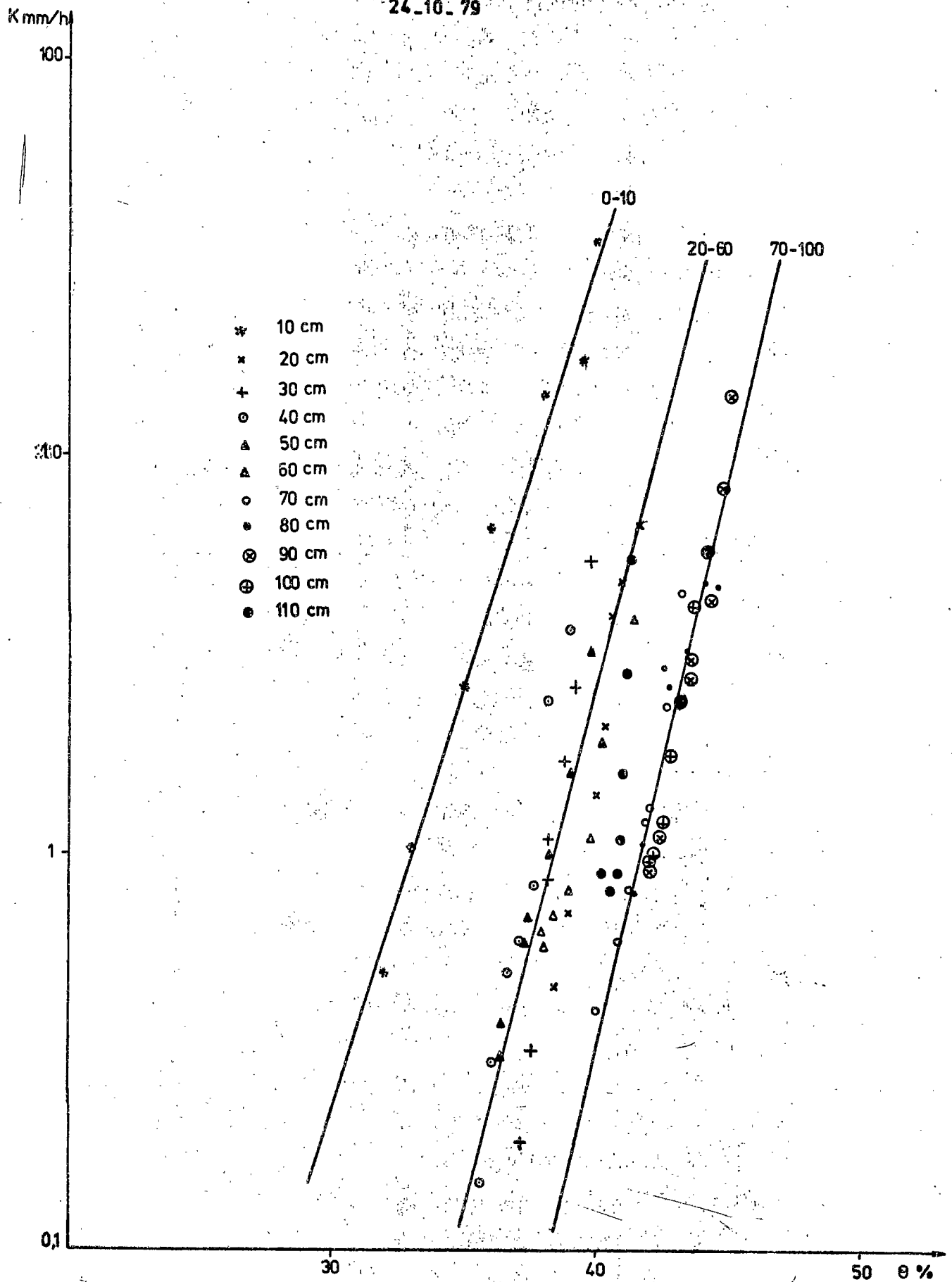
CONCLUSION

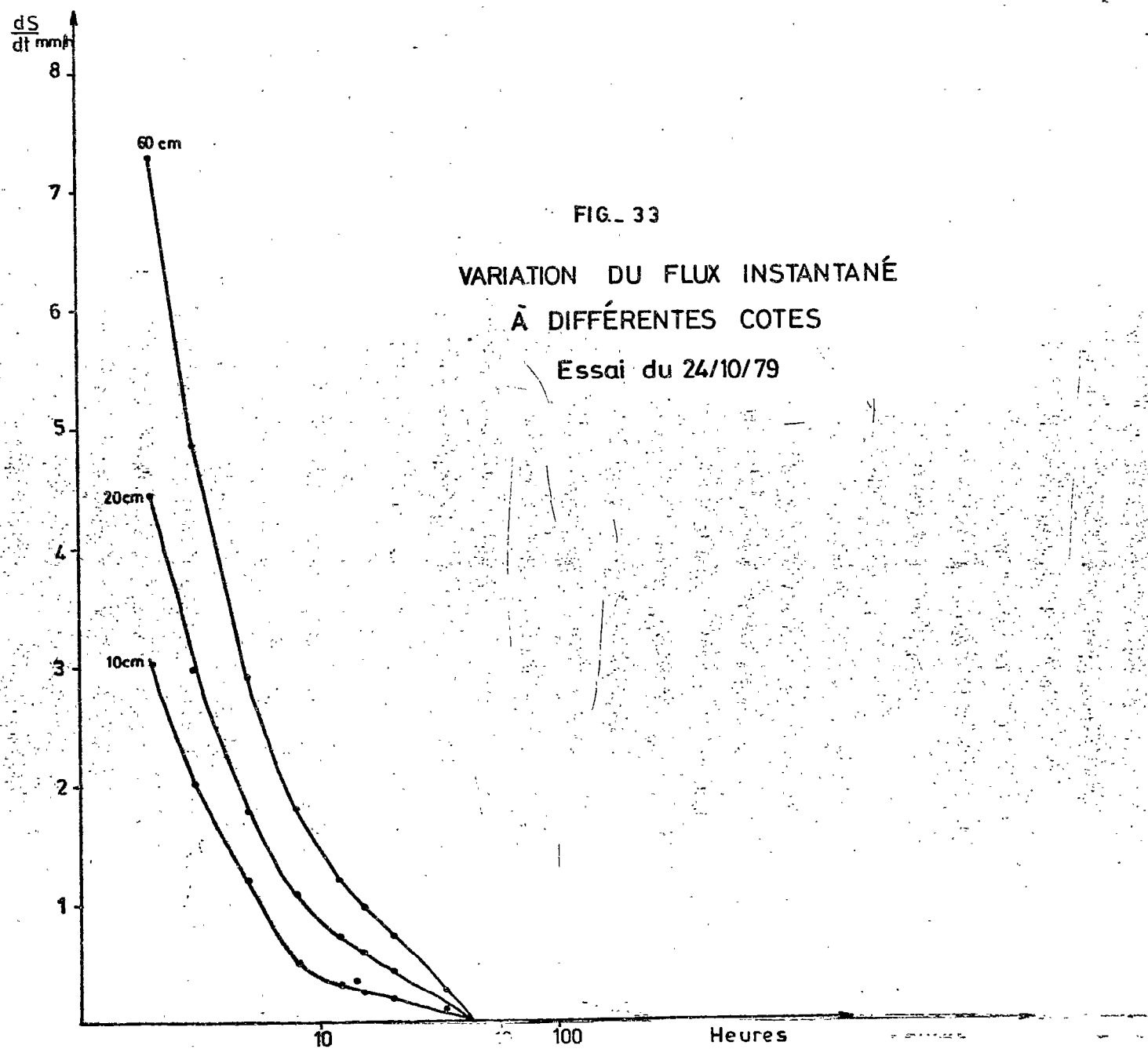
Au cours des essais rapportés ci-dessus, on s'est attaché à mettre en évidence un certain nombre de problèmes posés par l'utilisation des méthodes classiques du drainage interne et du bilan pour la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques du sol de la parcelle d'Aouinet. En premier lieu il a fallu résoudre le problème posé par l'étalonnage neutronique du site de mesure. Nous avons vu l'influence que pouvait avoir la présence du matériau gypseux sur les caractéristiques d'absorption et de diffusion. Malgré plusieurs tentatives d'étalonnage en pile en faisant varier les traitements préliminaires (séchage à 45, 70 et 105° C), nous avons finalement dû nous résoudre à ajuster les droites d'étalonnage en fonction des mesures effectuées in situ. Les contrôles effectués au cours des essais d'infiltration ont montré la valeur des ajustements retenus. En second lieu, les méthodes du drainage interne et du bilan ont pu être utilisées avec quelque succès, après mise au point d'une méthode de calcul prenant en compte les variations de la teneur en eau et de la charge hydraulique en fonction du temps.

L'expérience a montré que ces calculs devaient être faits avec la plus grande prudence, en critiquant sévèrement les mesures, tant neutroniques que tensiométriques effectuées, afin d'être certains de la nature et du sens des transferts étudiés.

Ces premiers résultats devront être ensuite étendus à l'échelle de la parcelle à l'aide des essais complémentaires en cours.

FIG. 32
RELATION $k(\theta)$
24.10.79





REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

COUCHAT Ph. - 1974 -

Mesure neutronique de l'humidité des sols. Thèse Doc. Etat.
Université Paul Sabatier - Toulouse.

DAUDET F.A., VACHAUD G. - 1977 -

La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations
Ann. agron. 27 (5) pp. 503-520.

HILLEL P., KRENTOS V.D., STYLIANU Y. - 1972 -

Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil
hydraulic characteristics in situ. Soil Science 114, n° 5, pp. 395-400.

MECHERGUI M., VIEILLEFON J. - 1981 -

Utilisation des méthodes neutronique et tensiométrique pour l'étude
du régime hydrique en sol non saturé en présence d'une nappe.
Revue de l'Equipement - TUNIS (à paraître).

NADLER A. - 1980 -

Determining the volume of sampled soil when using the four-electrode
technique. S.Sci.Soc. Am J. Vol. 44, pp. 1186-90.

POUGET M. - 1965 -

Etude pédologique de la zone Gabès-Nord. HER-Section Pédologie
n° 246, TUNIS, 76 p. 3 cartes 1/100.000.

RAMPAL S. - 1975 -

Méthode neutronique de mesure de la teneur en eau d'un sol en place.
CNRS-CEPE, Montpellier. Doc. n° 80, 105 p.

RHOADES J.D., INGVALSON R.D., - 1971 -

Determining salinity in field soils with resistance measurements.
Soil. Soc. Am. J. 35; pp. 54-60.

SBIKHA A. - 1979 -

Suivi du bilan des sels et du bilan hydrique dans une parcelle-type
de l'oasis (Aouinet), IRA-DRES Gabès 24 p.

SHAINBERG I., RHOADES J.D., PRATHER R.J. - 1980 -

Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity
and soil solution concentration on soil electrical conductivity.
S. Sc. Soc. Am. J. 44 pp. 469-473.

VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.L. - 1978 -

Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Ann. Agron. 29 (1) pp. 1-36.