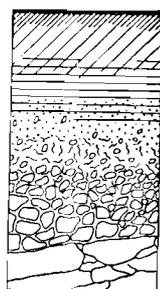


V. HALLAIRE

CAPACITÉ DE RÉTENTION ET ESPACE PORAL



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE BANGUI

DECEMBRE 1977



Capacité de rétention et espace poral

/// O M M A I R E ==--==

INTRODUCTION.

1. Capacité au champ et capacité de rétention.
 - 1.1. Capacité au champ, mesures d'humidité in situ
 - 11.1. Mesures quotidiennes d'humidité.
 - 11.2. Evaluation de l'humidité après arrosage artificiel.
 - 1.2. Capacité de rétention normale ; CRN
 - 12.1. Définition
 - 12.2. Résultats
 - 12.3. Modélisation et interprétation des courbes de ressuyage.
 - 123.1. Modélisation
 - 123.2. Relation entre le modèle et CRN
 - 123.3. Relation entre le modèle et les caractéristiques texturales.
 - 1.3. Autres estimations de la capacité de rétention.
 - 13.1. GRAS
 - 13.2. DANCETTE et MERTENS
 - 13.3. VERMERE
 - 1.4. Conclusion sur la capacité de rétention et sa mesure.
 - 1.5. Le pF de la capacité de rétention
 - 15.1. Mesures
 - 15.2. Résultats
2. ESPACE PORAL.
 - 2.1. Modèle adopté
 - 21.1. Systèmes de porosité
 - 21.2. Densités correspondantes
 - 21.3. Formules liant les porosités aux densités
 - 2.2. Mesures et résultats
 - 22.1. Densité apparente
 - 22.2. Densité structurale
 - 22.3. Densité texturale
 - 22.4. Densité réelle
 - 22.5. Calcul des porosités
 - 2.3. Comparaison de la CRN et de la porosité.

Conclusions.

I N T R O D U C T I O N

1. OBJET DE L'ETUDE

- Analyse et critique des méthodes permettant l'évaluation de diverses grandeurs physiques des sols : mesures de "capacité de rétention" , et mesures de porosité.

- Mise en relation de ces grandeurs : préciser la notion de "microporosité", communément considérée comme étant la fraction de la porosité occupée par l'eau lorsque le sol est à la capacité au champ.

2. SOLS ETUDIES

L'étude porte sur 3 profils de Bangui, subdivisés de 10 en 10 cm sur 80 cm, soit 24 horizons.

Les horizons sont notés de 11 à 18 pour le profil 1, de 21 à 28 pour le deuxième profil et de 31 à 38 pour le 3e profil.

Les 3 profils ont été choisis de façon à disposer d'une certaine diversité granulométrique (cf. tableau 1 en annexe). Les profils 1 et 2 sont en position de pente (haut de glacis), le profil 3 est en position parfaitement plane. Le profil 2 est caractérisé par l'apparition à 70 cm de nombreux éléments gravillonnaires.

La capacité au champ est la quantité maximum d'eau retenue par la capillarité par le sol en place, protégé de l'évaporation, une fois que l'eau de drainage s'est écoulée.

Je réserve ici l'expression "capacité au champ" pour la détermination de cette humidité *in situ*, l'expression "capacité de rétention" étant utilisée pour les estimations de cette humidité: simulation au laboratoire, ou estimation à partir d'autres grandeurs (équation de régression).

I.1. CAPACITE AU CHAMP: MESURES D'HUMIDITE IN SITU

11.1. Mesures quotidiennes d'humidité

Sur une période de 2 semaines (du 1er au 13 Août), des prélèvements à la tarière ont été faits quotidiennement sur les 24 horizons pour la mesure de l'humidité.

Le but était de mettre en évidence le phénomène de ressuyage entre deux pluies. On admet habituellement que la capacité au champ est atteinte 48 heures après la pluie.

Quatre exemples de l'évolution de l'humidité au cours de cette période sont donnés sur la figure 19.

On constate qu'en réalité il n'est pas possible de mettre en évidence un "palier de ressuyage", même entre deux pluies séparées de presque 5 jours.

Cela est dû au fait que ces mesures ont été effectuées en pleine saison des pluies: la pluviosité dans la première quinzaine d'Août a été de 165 mm, avec une pluie de 107 mm dans la nuit du 31/7 au 1/8. A l'exception des horizons inférieurs du profil 2 (24 à 26) que le front d'humectation n'a atteint qu'au bout de 2 ou 3 jours, les sols étaient en permanence engorgés. Même entre 2 pluies, les circulations latérales d'eau (surtout pour les profils 1 et 2, en situation de pente) s'opposent à un ressuyage progressif. De toute façon il est probable que la moyenne de ces humidités (tableau 5, colonne de droite) est supérieure à la capacité au champ.

D'autre part les sols n'étaient pas recouverts, et le phénomène d'évapotranspiration a pu intervenir, au moins pour les horizons supérieurs.

Cette méthode qui peut être intéressante en conditions tempérées (FEODOROFF et GUYON, 1972; cités par AUDRY et al, 1973) est difficilement exploitable en climat tropical à saisons alternées.

11.2. Evolution de l'humidité après arrosage artificiel

Les mesures sont toujours effectuées in situ, mais le protocole est plus élaboré :

- l'évapotranspiration est limitée au maximum (couverture végétale supprimée sur un carré de 25 m² recouvert d'une bâche).

- un arrosage en début d'expérience "simule" une pluie de 40 mm, toujours sur 25 m².

Les prélèvements sont effectués à la tarière à intervalles réguliers sur une échelle de temps logarithmique : 1 h., 2 h., 3 h., 6 h., 9 h., 12 h., 24 h., 36 h., 48 h., 72 h., 96 h. après l'arrosage (jusqu'à 48 h pour le profil 1). Ces 11 prélèvements sont faits sur les 4 m² centraux; ils sont espacés les uns des autres d'au moins 50cm. Une répétition a été faite pour le profil 3.

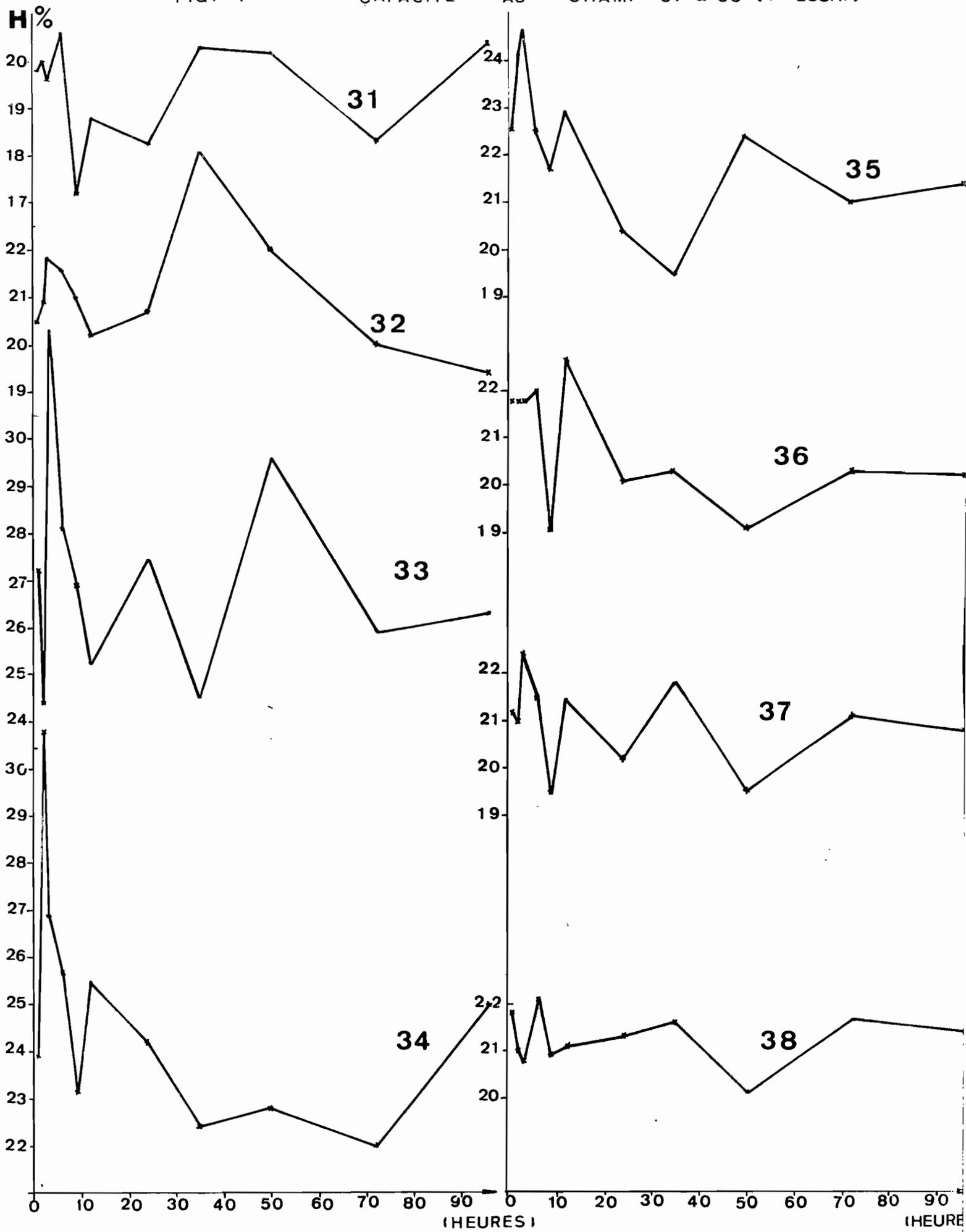
Les résultats (figure 1 courbes H = f (t) pour le profil 3) ne permettent aucune conclusion, aucun palier n'étant décelable; les courbes en "dents de scie" n'ont absolument pas l'aspect de courbes de ressuyage. De plus les valeurs d'humidité ne se reproduisent pas lors d'une répétition (profil 3) : pour l'horizon 33, par exemple, l'humidité oscillait entre 22 et 31 % dans le premier essai, entre 17,5 et 22 % dans le deuxième essai.

A cela on peut évoquer la même raison que pour l'expérience précédente : l'étude a été réalisée en saison des pluies (Août-Septembre), et le sol était déjà au-dessus de la capacité au champ avant même l'arrosage. Les variations d'humidité ne reflètent donc pas le ressuyage, mais les circulations latérales de l'eau drainante.

Une telle expérience devrait donc être refaite dans les conditions suivantes :

- en saison sèche, de façon à ce que le ressuyage consécutif à l'arrosage soit effectif.

FIG. 1 — CAPACITE AU CHAMP: 31 à 38 (1^{er} ESSAI)



- pour les profils 1 et 2, en creusant une tranchée juste au-dessus de la zone de prélèvement, afin d'éviter toute circulation latérale dans le cas d'une pluie éventuelle.

1.2. CAPACITE DE RETENTION NORMALE : CRN

12.1. Définition

La capacité de rétention normale est la valeur de l'humidité déterminée graphiquement après simulation du ressuyage au laboratoire, selon la méthode mise au point par FEODOROFF (1972), puis décrite par FEODOROFF et BETREMIEUX (1964) :

Une colonne de terre tamisée et saturée d'eau est mise à ressuyer pour diverses durées sur la même terre séchée à l'air. On obtient une courbe $H = f(t)$ représentant l'humidité de la colonne de terre en fonction du temps de ressuyage. Cette courbe présente deux parties : au début la vitesse de ressuyage est élevée, la pente de la courbe est très forte ; puis la vitesse tend à se stabiliser à une valeur plus faible : la courbe prend alors l'aspect d'une droite. Le point où a lieu la rupture de pente représente le moment où le sol a atteint la capacité de rétention ; ce point peut être déterminé graphiquement si on trace la vitesse de ressuyage $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ en fonction de l'humidité moyenne H_m .

C'est une méthode simple ne nécessitant aucun matériel particulier. Elle ne présente d'autre inconvénient que d'être très longue.

15 mesures d'humidité ont été faites pour chaque horizon, correspondant à 15 durées de ressuyage choisies sur une échelle logarithmique : 5 min., 15 min., 45 min., 1 h30, 2 h30, 4 h., 6 h., 9 h., 12 h., 18 h., 24 h., 36 h., 48 h., 72 h., 96 h.

12.2. Résultats : Tableau 2, figures 2 à 7.

- Remarques sur les courbes $H = f(t)$.

Ces courbes ont bien l'aspect de courbes de ressuyage, l'humidité du sol diminuant avec le temps. Deux remarques sont cependant à faire :

. la première mesure d'humidité (pour $t = 5$ minutes) est souvent trop faible, parfois même inférieure à l'humidité pour 15 minutes. Cela peut être dû au fait que la saturation initiale du sol

Détermination graphique de CRN (Horizon 11)

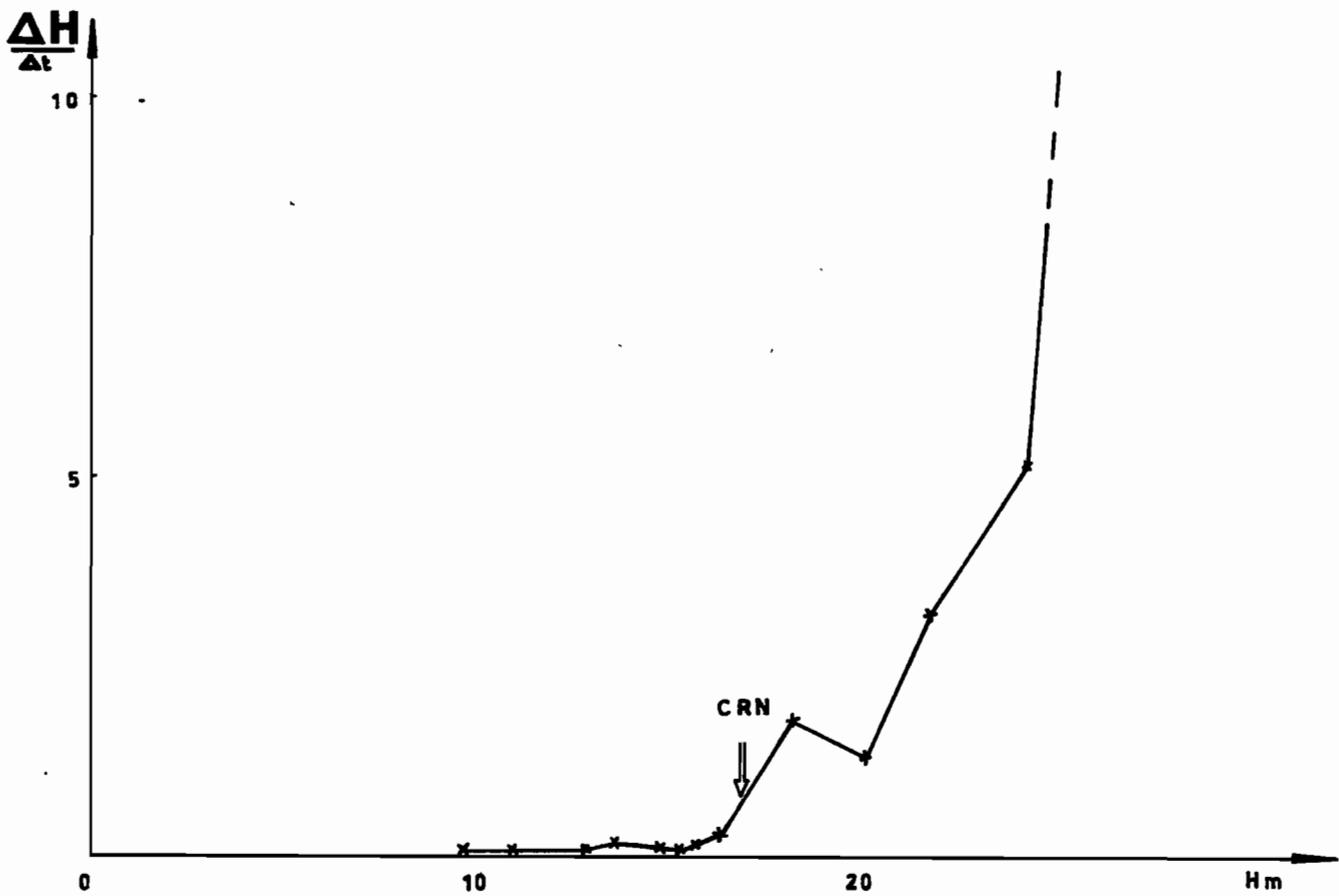
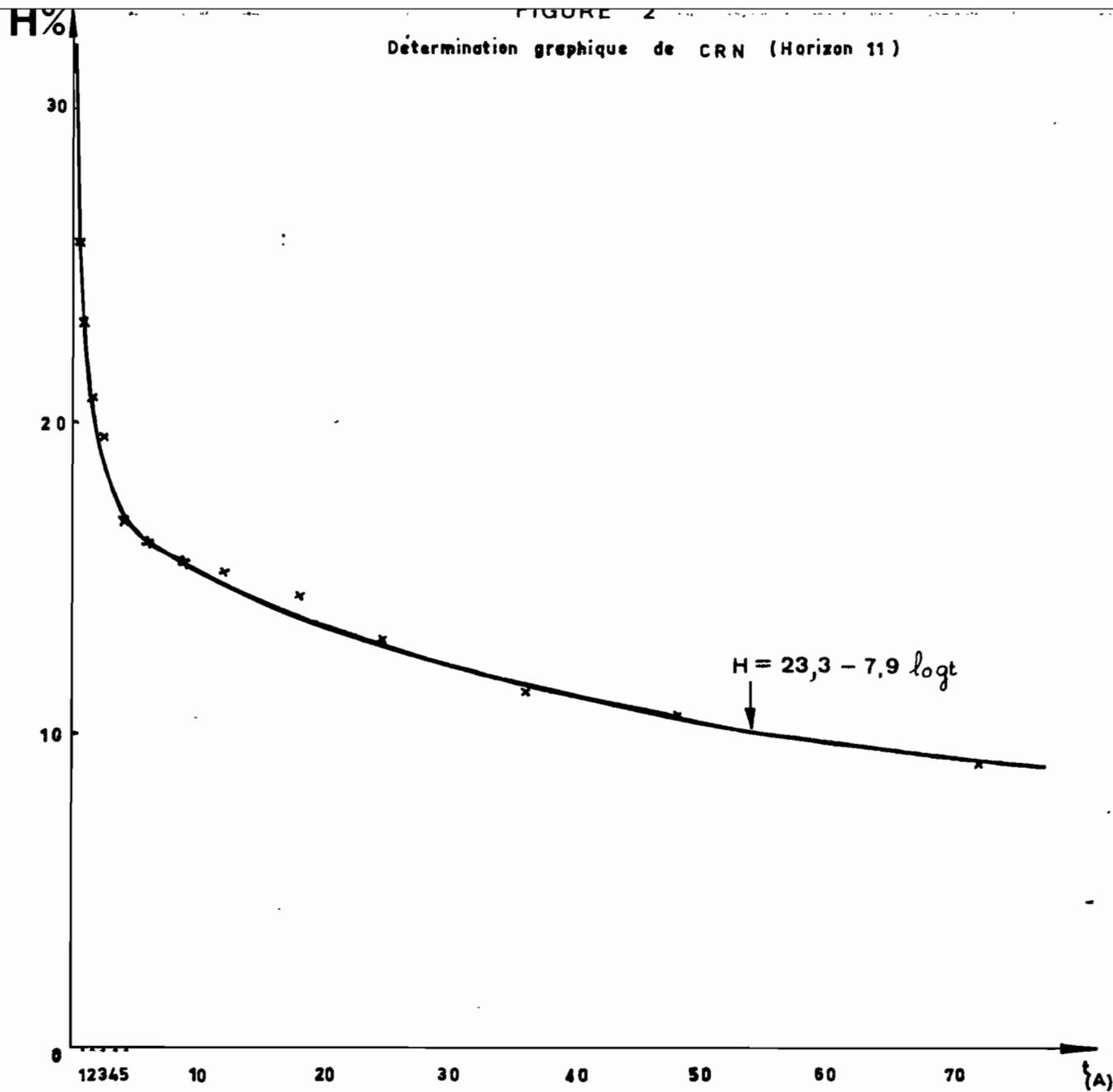


FIGURE 3

Détermination graphique de CRN
(Horizon 18)

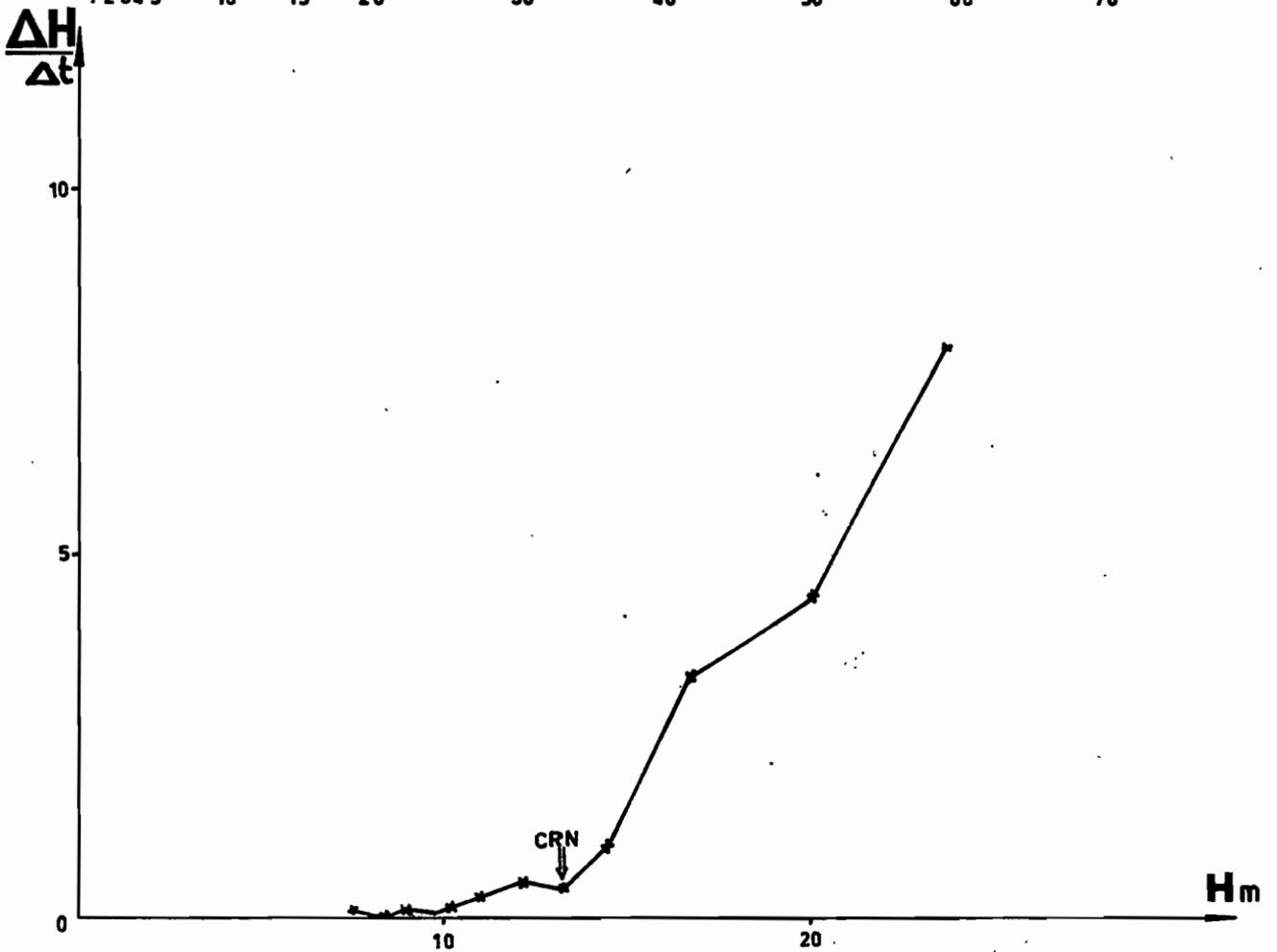
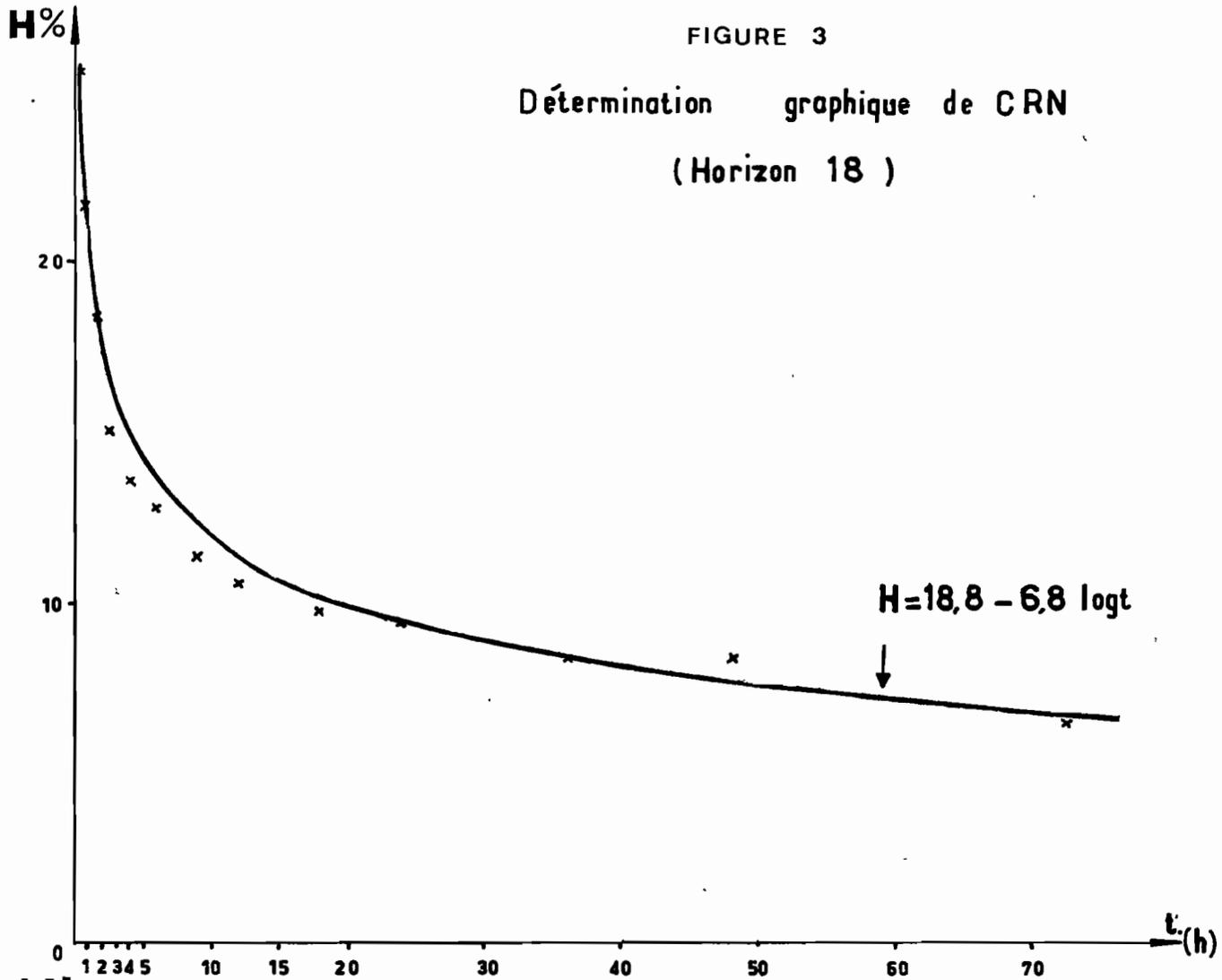


FIGURE 4
 Détermination graphique de CRN
 (Horizon 22)

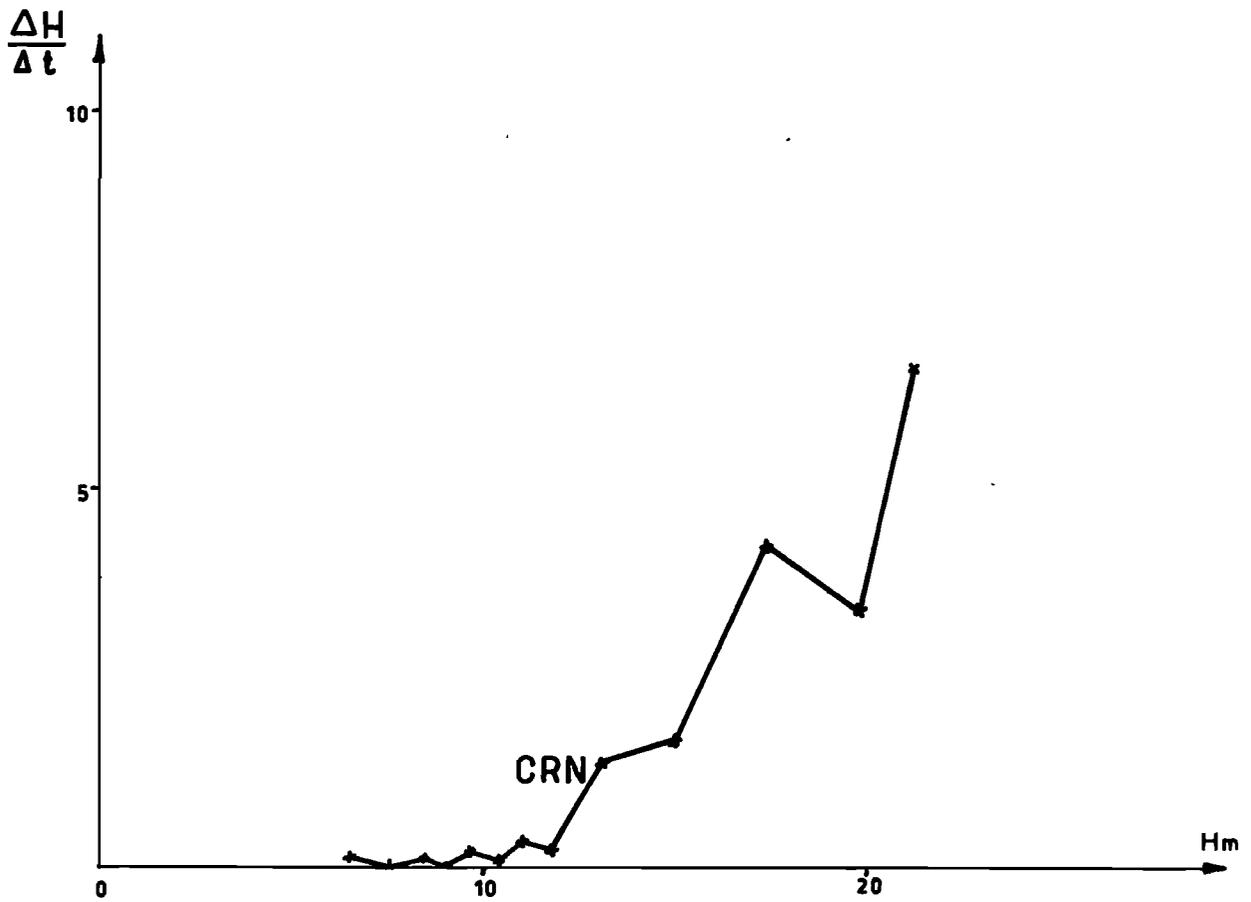
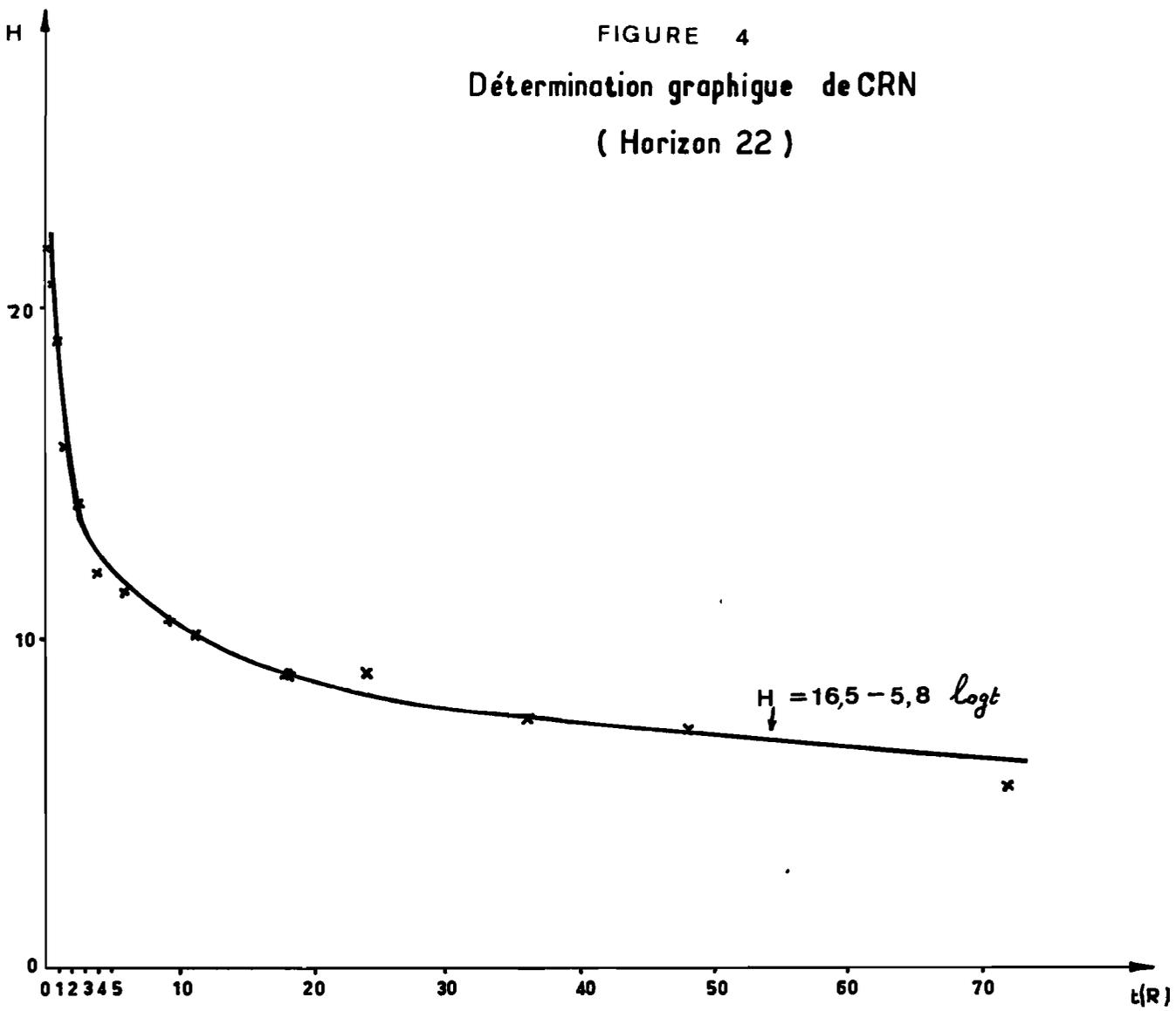


FIGURE 5
 Détermination graphique de CRN
 (Horizon 24)

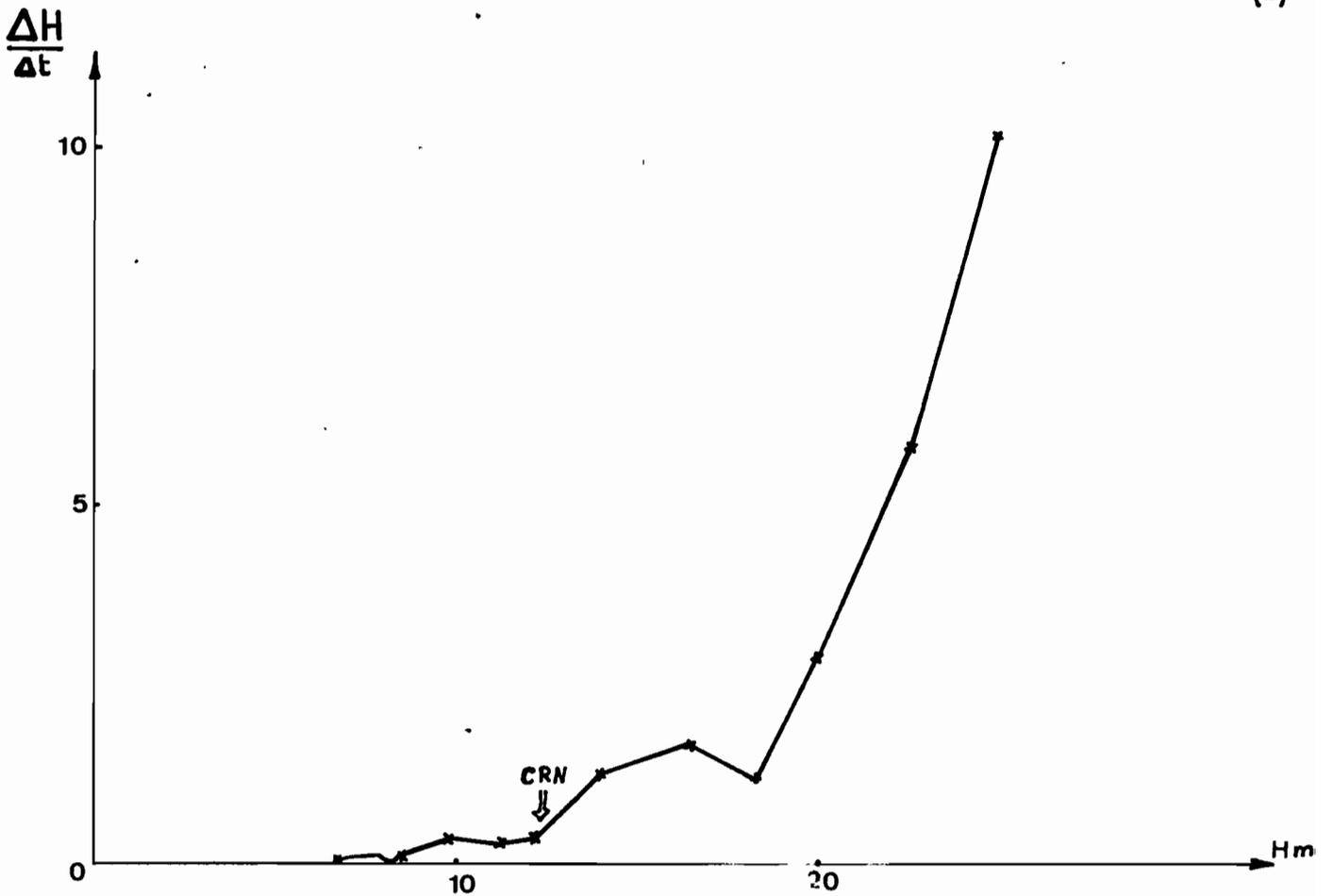
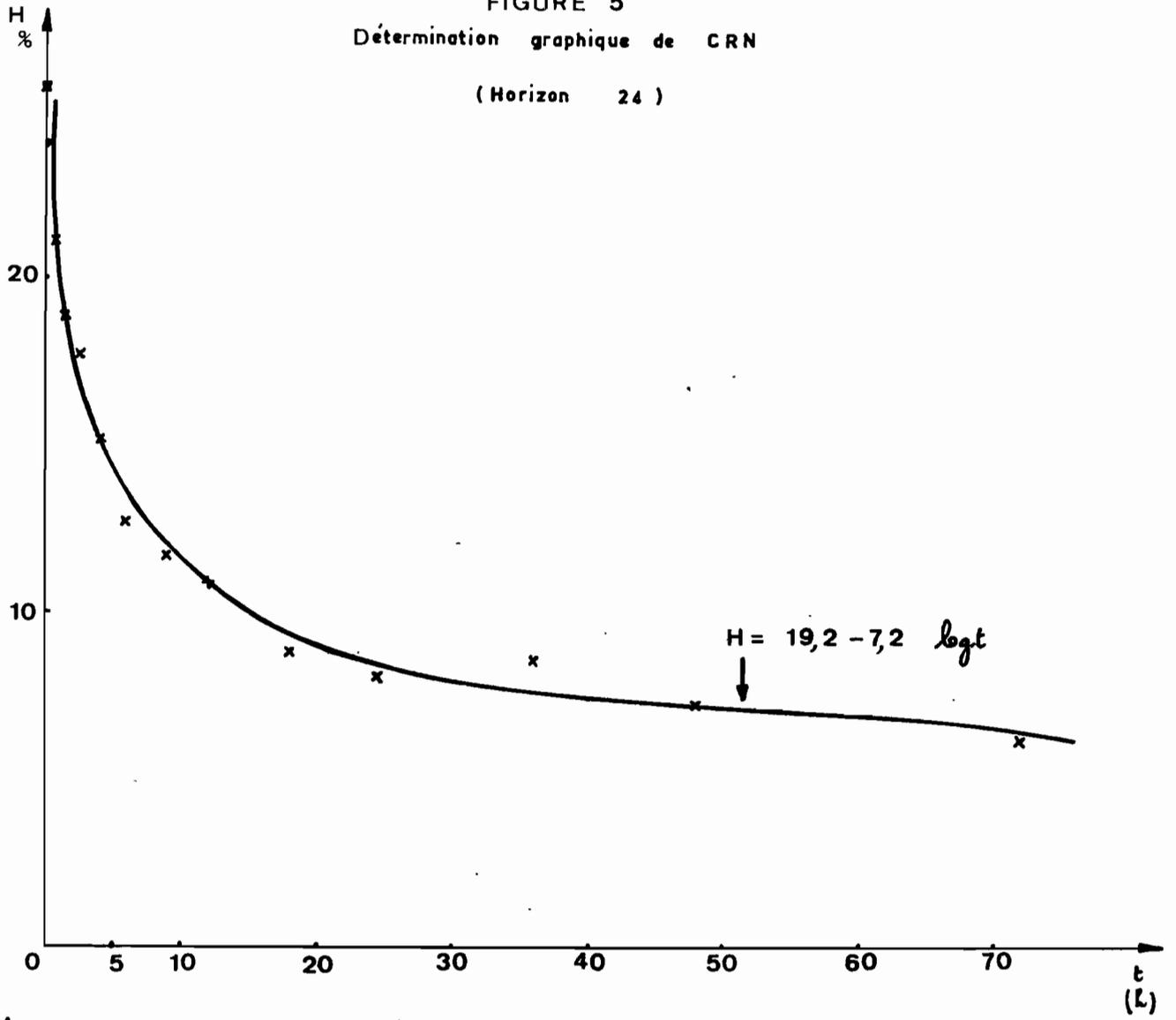


FIGURE 6

Détermination graphique de CRN.

(Horizon 33)

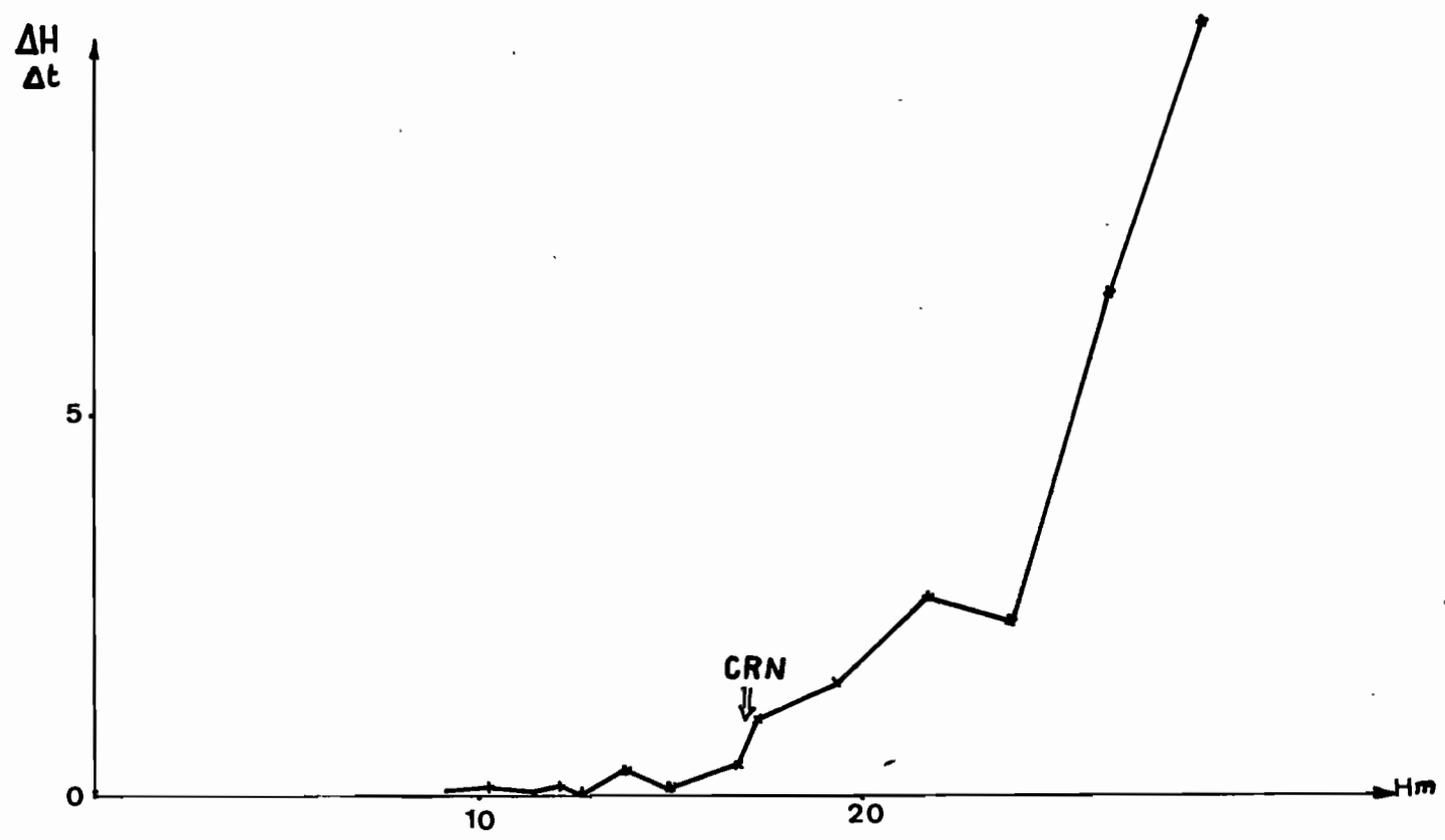
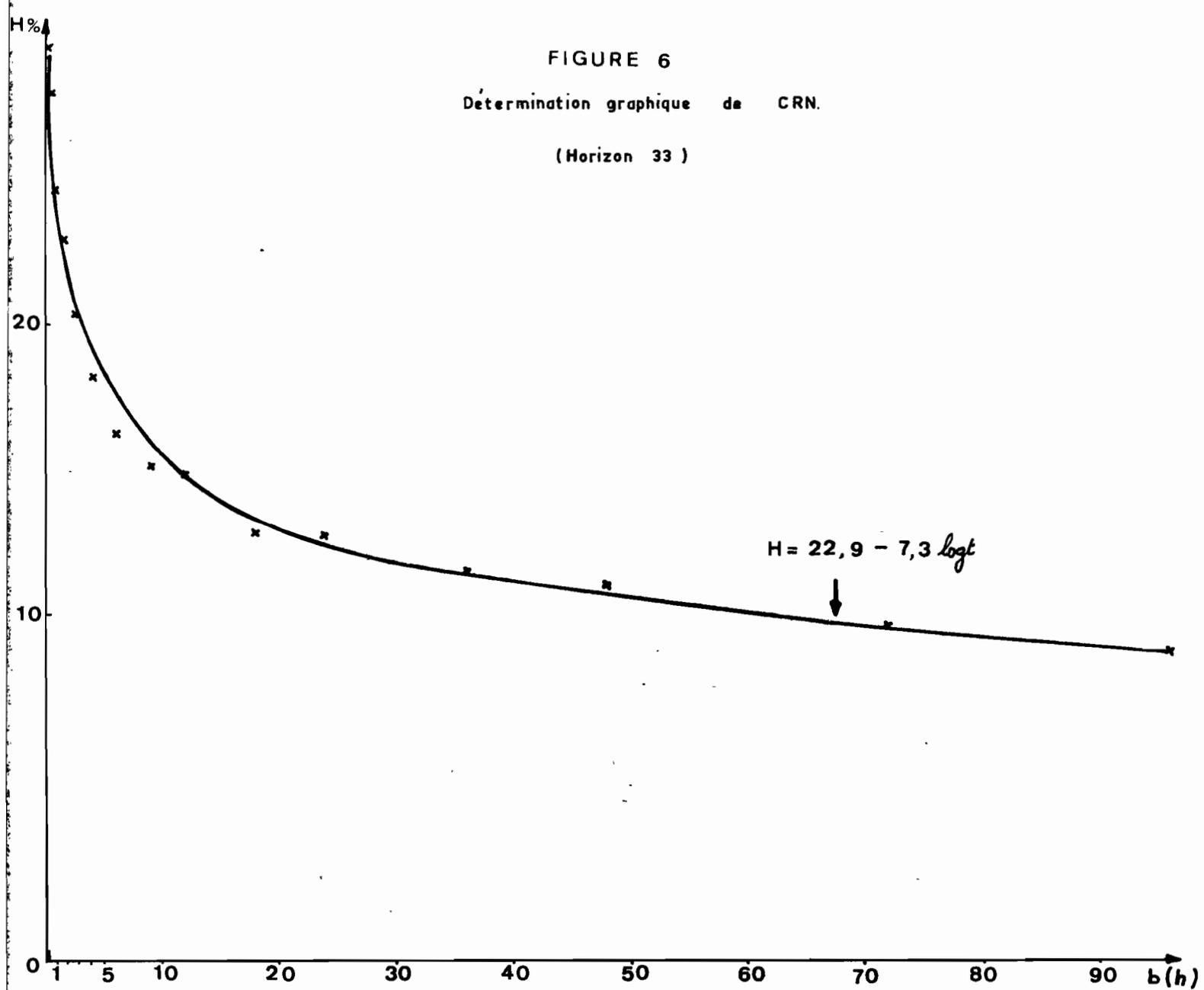
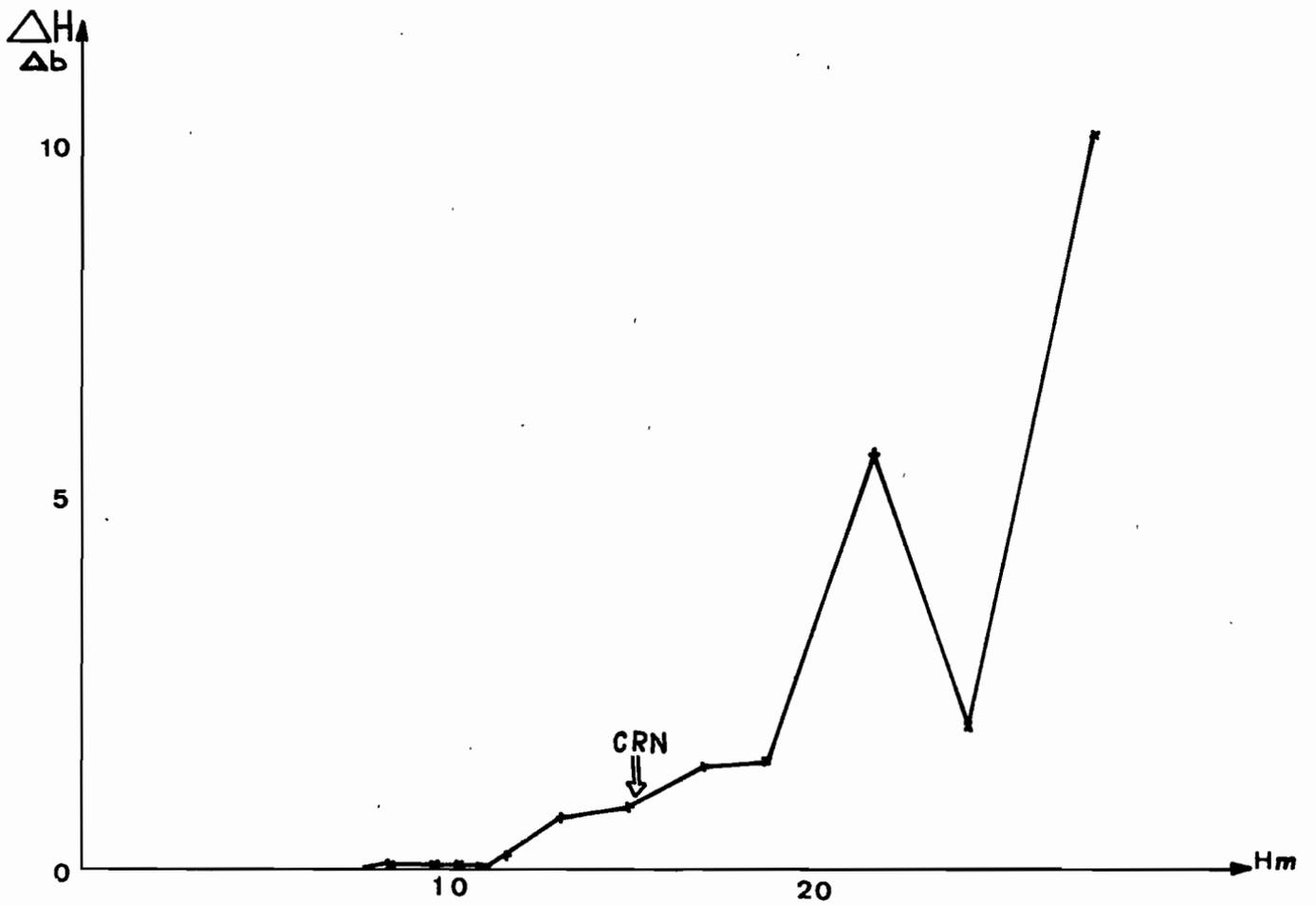
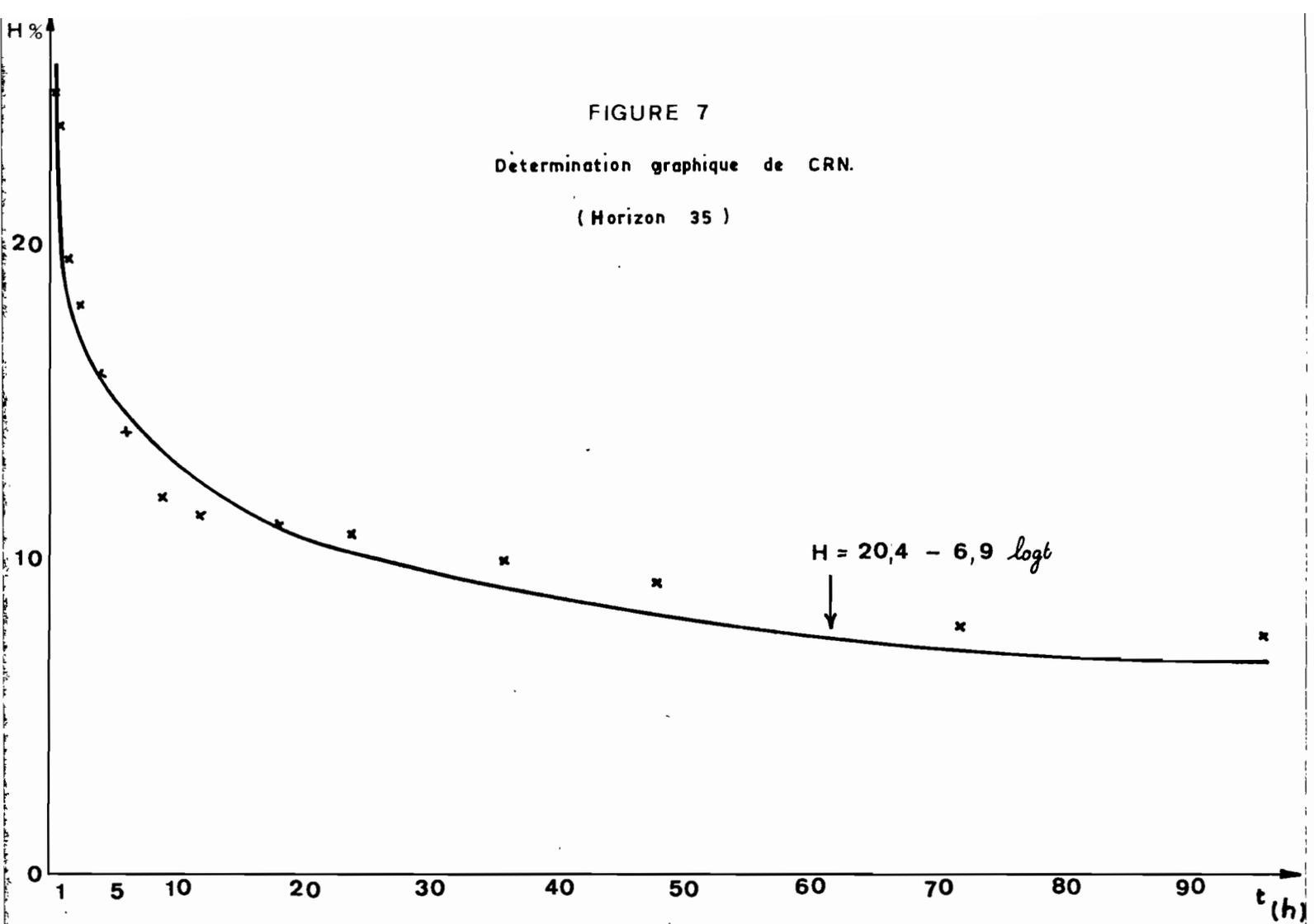


FIGURE 7

Determination graphique de CRN.

(Horizon 35)



varie un peu d'une expérience à l'autre, et qu'une petite variation de cette humidité au temps 0 peut se ressentir sur les faibles durées de ressuyage.

. la dernière mesure d'humidité (pour $t = 96$ h.) est systématiquement à rejeter pour les profils 1 et 2. Cela s'explique par un équilibre d'humidité entre la colonne de terre, et la terre initialement sèche.

Exemple : Si 40 g de terre à 30 % d'humidité sont mis à ressuyer sur 200 g de terre à 5 % d'humidité, l'équilibre sera atteint lorsque les 240 g seront à 9 % d'humidité.

Pour les horizons du profil 3, l'humidité initiale est supérieure à celle des profils 1 et 2, et le ressuyage est plus lent : l'équilibre n'est donc pas encore atteint à 96 h.

- Détermination graphique de CRN

. Dans certains cas : horizon 18 (fig. 3), horizon 22 (fig. 4), horizon 24 (fig. 5) la courbe $\Delta H / \Delta t = f(H_m)$ suffit seule à déterminer CRN : sa pente présente une rupture très nette.

. Dans les autres cas elle ne présente pas de rupture de pente nette. Pour l'horizon 35 (fig. 7), par exemple, la vitesse décroît régulièrement entre 18,8 et 11,2 % d'humidité. Il faut alors soit intrapoler (valeur médiane de cette zone), soit revenir aux courbes $H = f(t)$ qui sont souvent plus faciles à interpréter que les précédentes (horizon 11, fig. 2).

D'une manière générale, on ne peut définir qu'une zone de la capacité de rétention normale, avec une incertitude absolue de 0,5% d'humidité.

Les valeurs de CRN déterminées graphiquement sont notées sur le tableau 3 (cf. annexe).

- Pour les humidités inférieures à CRN, la courbe $\Delta H / \Delta t = f(H_m)$ présente encore des variations, bien que sa pente soit pratiquement constante. Il serait intéressant de procéder à des répétitions, pour voir si ces variations ne sont dues qu'à l'imprécision de l'expérience, ou bien si elles se reproduisent d'une fois sur l'autre, auquel cas elles reflèteraient un phénomène physique (les notions de réserves utilisable et facilement utilisable seraient peut-être à préciser), contrairement à ce qu'affirme SEBILLOTTE (1968-1969).

- Entre la saturation et la CRN, on observe fréquemment un ralentissement du ressuyage ($\Delta H / \Delta t$ soudain très faible); puis celui-ci reprend jusqu'à ce que le sol ait atteint la CRN (exemples : horizons 12, 17, 24, 25, 27, 33, fig. 6) FEODOROFF signale cet aspect des courbes, sans l'expliquer. Ici aussi, il faudrait faire des répétitions pour voir si cet arrêt momentané du ressuyage correspond à un phénomène physique.

12.3. Modélisation et interprétation des courbes de ressuyage

123.1. Modélisation

Les courbes $H = f(t)$ apparaissent nettement comme des courbes de la forme

$$H = a - b \log t.$$

Tracés sur papier semi-logarithmique, les points s'alignent (exemple : fig. 8).

On a cherché à ajuster les courbes expérimentales par ces équations : ce problème d'ajustement revient en fait à la recherche d'une droite de régression, en prenant comme variables non plus H et t , mais H et $\log t$. Sur le tableau 3 (cf. annexe) sont regroupées les formules établies pour chaque horizon, et le coefficient de corrélation r entre H et $\log t$. r est toujours compris entre $- 0,95$ et $- 1$, et dans 18 cas sur 24 entre $- 0,98$ et $- 1$. On peut donc estimer que la recherche d'un modèle est justifiée.

Chaque sol peut ainsi être caractérisé par 2 paramètres, a et b . Il est intéressant de rechercher une relation éventuelle entre ces paramètres et :

- la valeur de CRN déterminée précédemment,
- les caractéristiques texturales du sol.

123.2. Relation entre le modèle et CRN

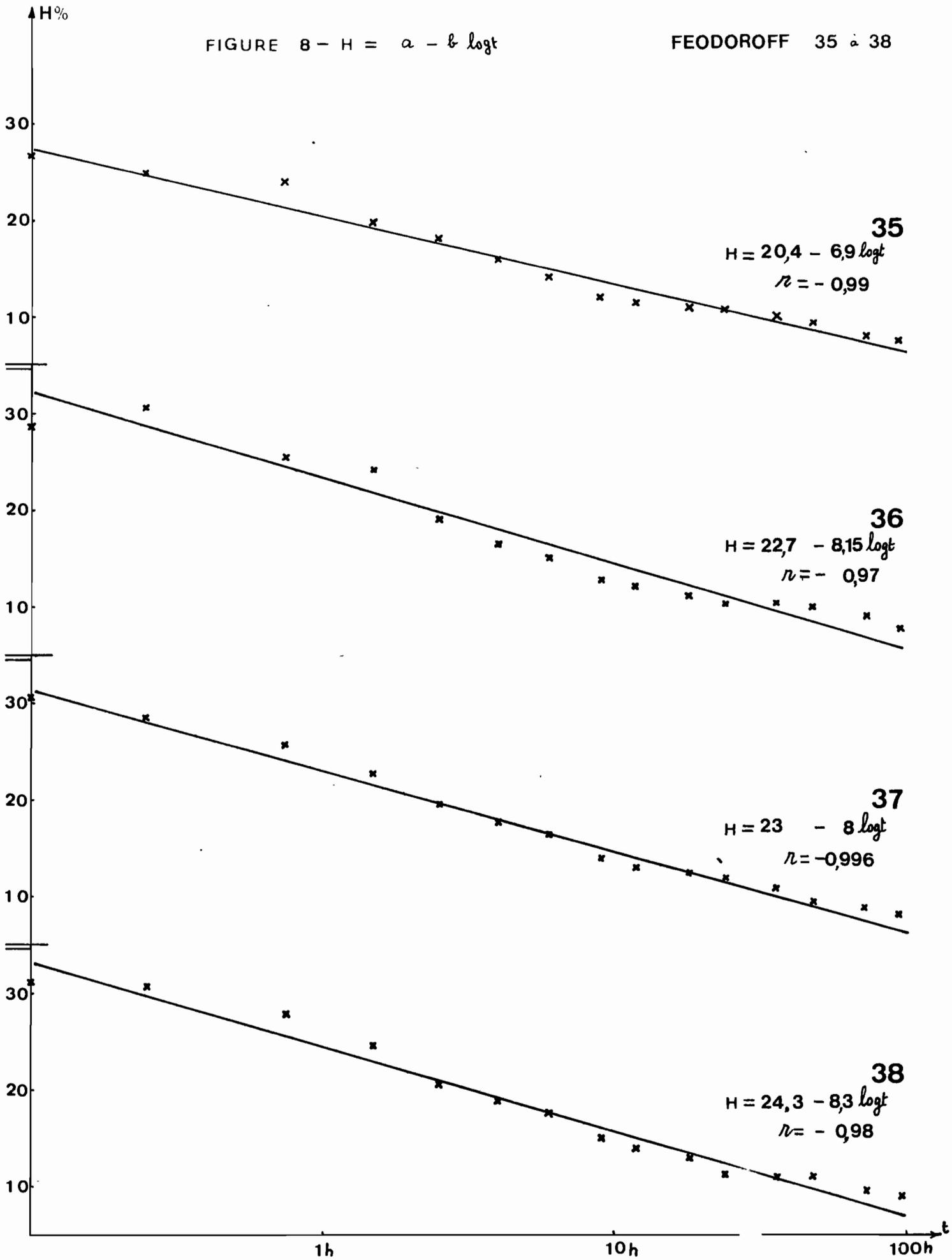
a) recherches graphiques

$$. CRN = f(a, b)$$

Fig. 9.

Ce diagramme permet avant tout de trouver une assez bonne corrélation entre a et b ($r = 0,925$). Sur la droite de régression, les valeurs de CRN sont ordonnées, mais plus on s'éloigne de la droite,

FIGURE 8 - $H = a - b \log t$



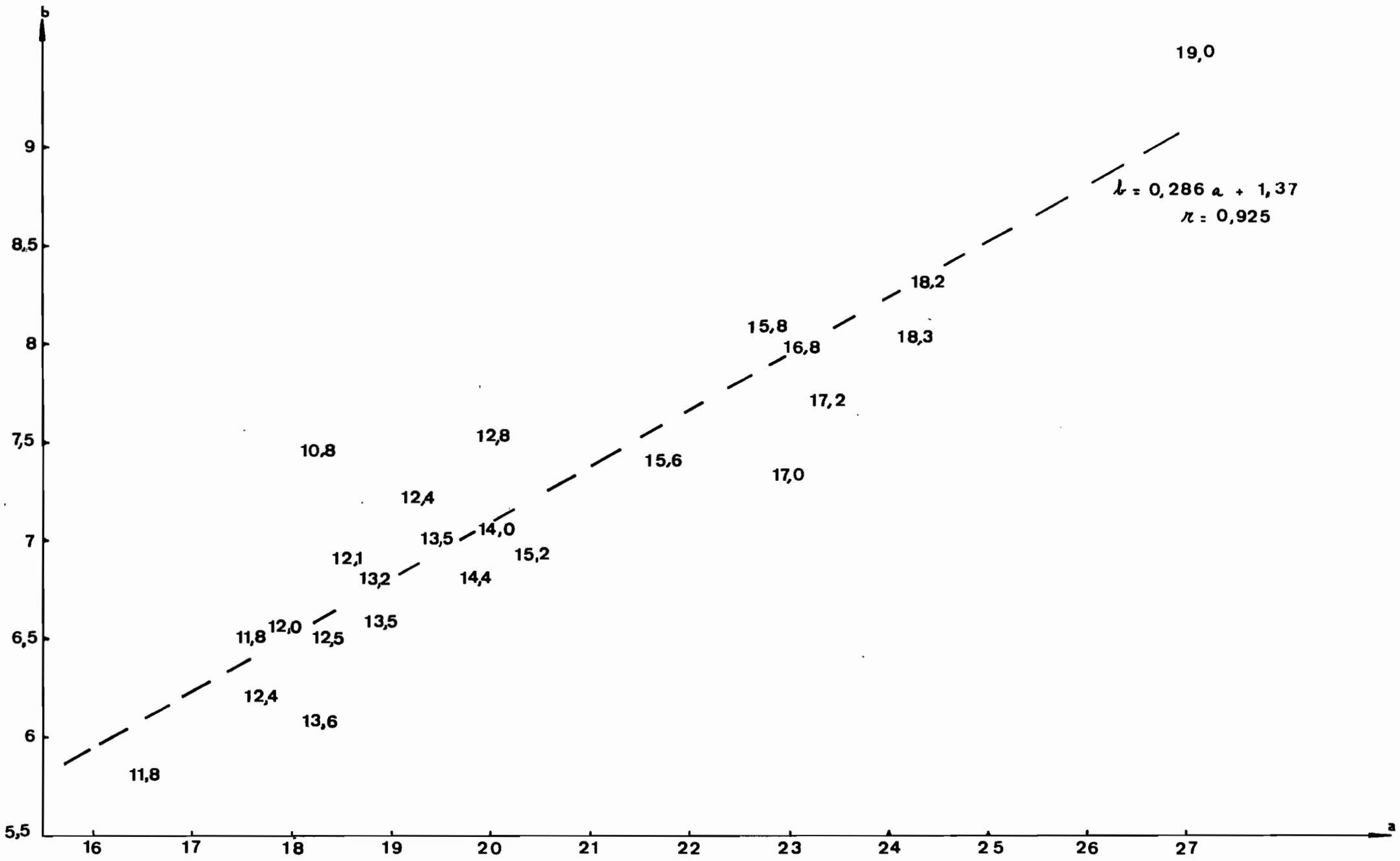


FIG 9 - CRN EN FONCTION DE a ET DE b

plus CRN augmente (au-dessous de la droite) ou diminue (au-dessus de la droite).

Il ne permet pas de trouver une relation simple entre CRN d'une part, et a et b d'autre part.

- CRN = f (a, a/b) : Fig. 10,
- et CRN = f (b, a/b) : Fig. 11.

L'idée de faire intervenir a/b est intuitive : on conçoit que, toute chose étant égale par ailleurs, plus ce rapport est petit, plus vite l'équilibre sera atteint, donc plus CRN sera grand.

Les diagrammes 10 et 11 permettent de le vérifier; les valeurs de CRN semblent se ranger en un système d'abaques. C'est sur la figure 11 que les abaques sont les plus nettes : les grandeurs b et a/b semblent donc intervenir avec une importance qu'il n'est pas encore possible d'expliquer.

b) recherches théoriques

Imaginons un sol idéal dont le ressuyage suivrait exactement une courbe de la forme $H = a - b \log t$ (Fig. 12 : $H = 20 - 8 \log t$).

L'expression de la vitesse de ressuyage est :

$$\frac{dH}{dt} = -\frac{Mb}{t} \quad (\text{avec } M = \log e = 0,43429).$$

Au cours des déterminations graphiques de CRN sur les courbes $\Delta H / \Delta t = f(H_m)$, on recherchait la valeur H pour laquelle la pente de ces courbes devenait négligeable.

Dans le cas du modèle idéal, cette pente s'exprime sous la forme

$$\frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right)$$

or : $\frac{d}{dt} \left(\frac{dH}{dt} \right) = \frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right) \cdot \frac{dH}{dt}$

$$\frac{Mb}{t^2} = -\frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right) \cdot \left(-\frac{Mb}{t} \right)$$

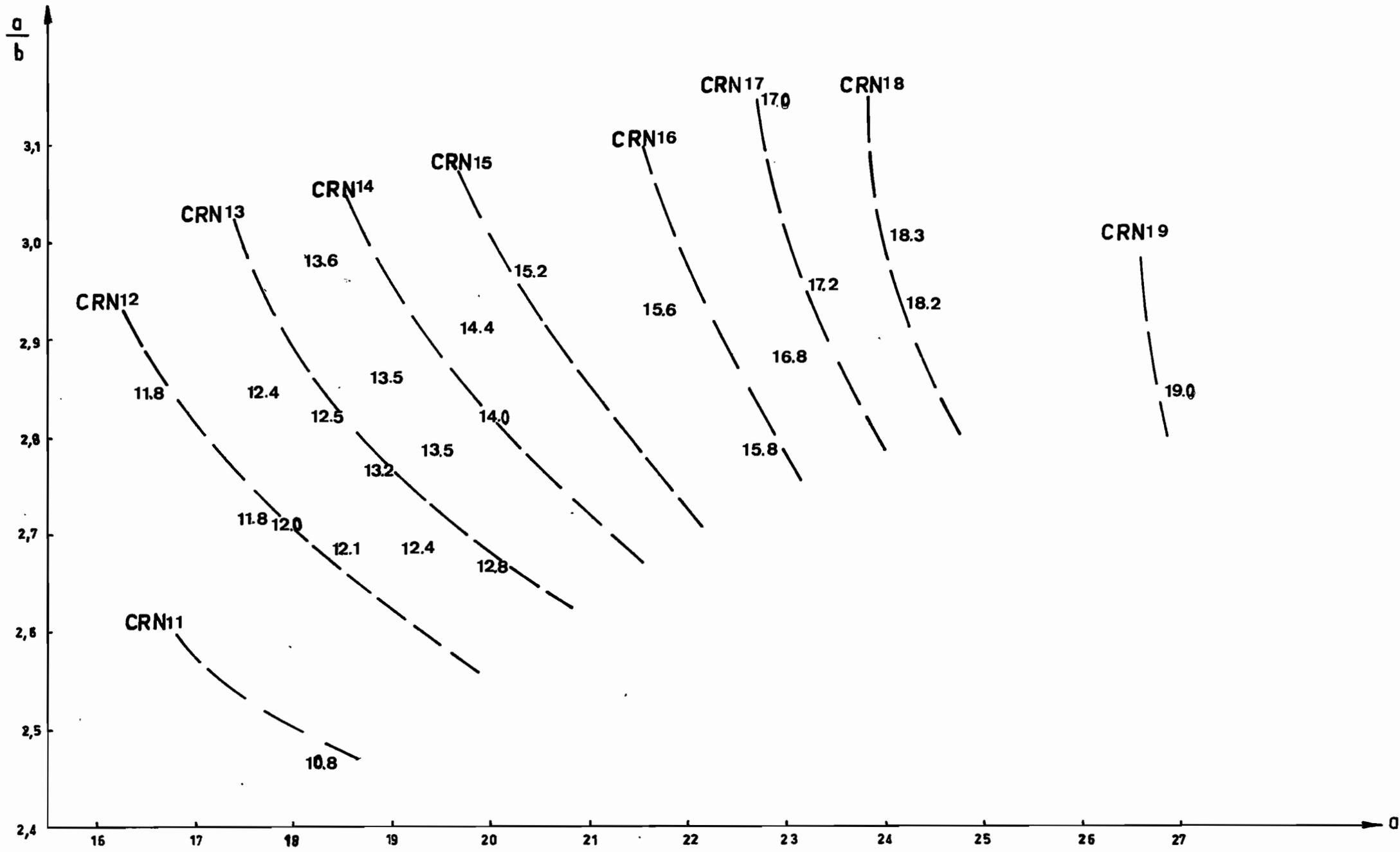
Donc $\frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right) = -\frac{1}{t}$

Remarque : En remplaçant t par sa valeur en fonction de H, on obtient :

$$\frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right) = -e^{-\frac{H}{Mb}} = -\frac{a}{Mb}$$

Figure 10 — CRN EN FONCTION DE α ET $\frac{a}{b}$

TRACÉ HYPOTHÉTIQUE DES ABAQUES



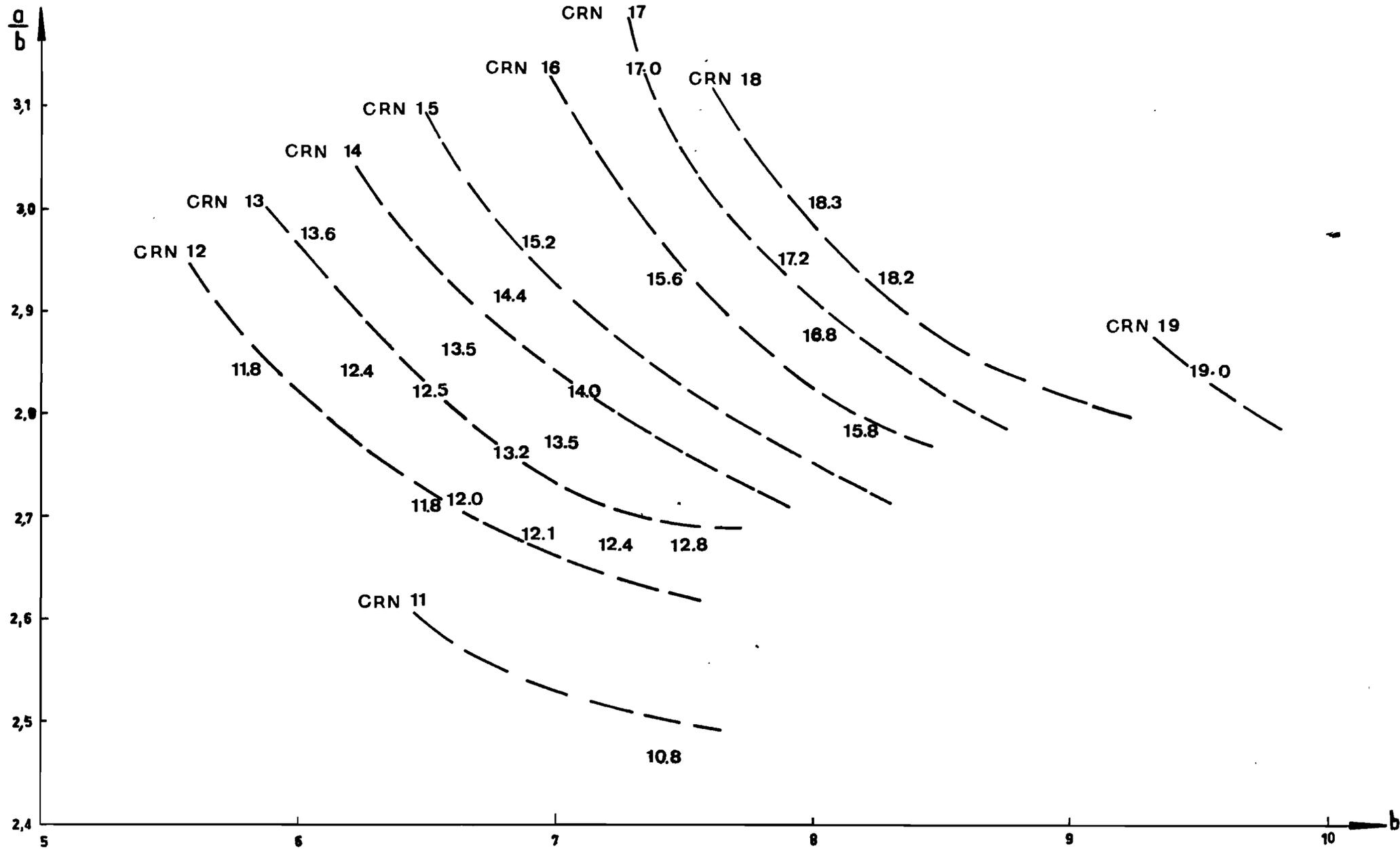


FIG. 11 - CRN EN FONCTION DE b ET $\frac{a}{b}$
TRACE HYPOTHETIQUE DES ABAQUES

Cette valeur tend d'autant plus vite vers 0 que b et a/b sont plus grands, ce qui explique l'importance de ces deux grandeurs constatées graphiquement dans le paragraphe précédent.

La pente $\frac{d}{dH} \left(\frac{dH}{dt} \right)$ est notée ξ : $\xi = -\frac{1}{t}$

Il est évident que :

- ξ n'est jamais nul
- ξ ne présente pas de discontinuité (cf. Fig. 12).

Le modèle $H = a - b \log t$ semble dès lors n'apporter qu'un faible intérêt, puisque le point recherché, CRN, correspond précisément au moment où la courbe expérimentale présente une discontinuité, donc au moment où elle s'écarte le plus du modèle d'ajustement.

Cependant on peut se demander si, connaissant CRN par détermination graphique, la pente théorique prise par le modèle au moment t où $CRN = a - b \log t$, n'est pas en relation avec les paramètres a et b du modèle.

Sur le tableau 3 sont notées les valeurs de t et de $\xi_0 = -1/t_0$ correspondantes.

Le problème primitif, la recherche d'une relation entre CRN et le modèle $H = a - b \log t$, revient donc à la recherche d'une relation entre ξ_0 et le modèle.

Cette relation peut-être effectivement trouvée par le calcul de la corrélation entre ξ_0 et a/b, grandeur qui, on l'a vu précédemment, intervient de façon exponentielle.

Cette corrélation (Fig. 13) est de 0,92, la droite de régression est :

$$\xi_0 = 0,325 - 0,167 \frac{a}{b}$$

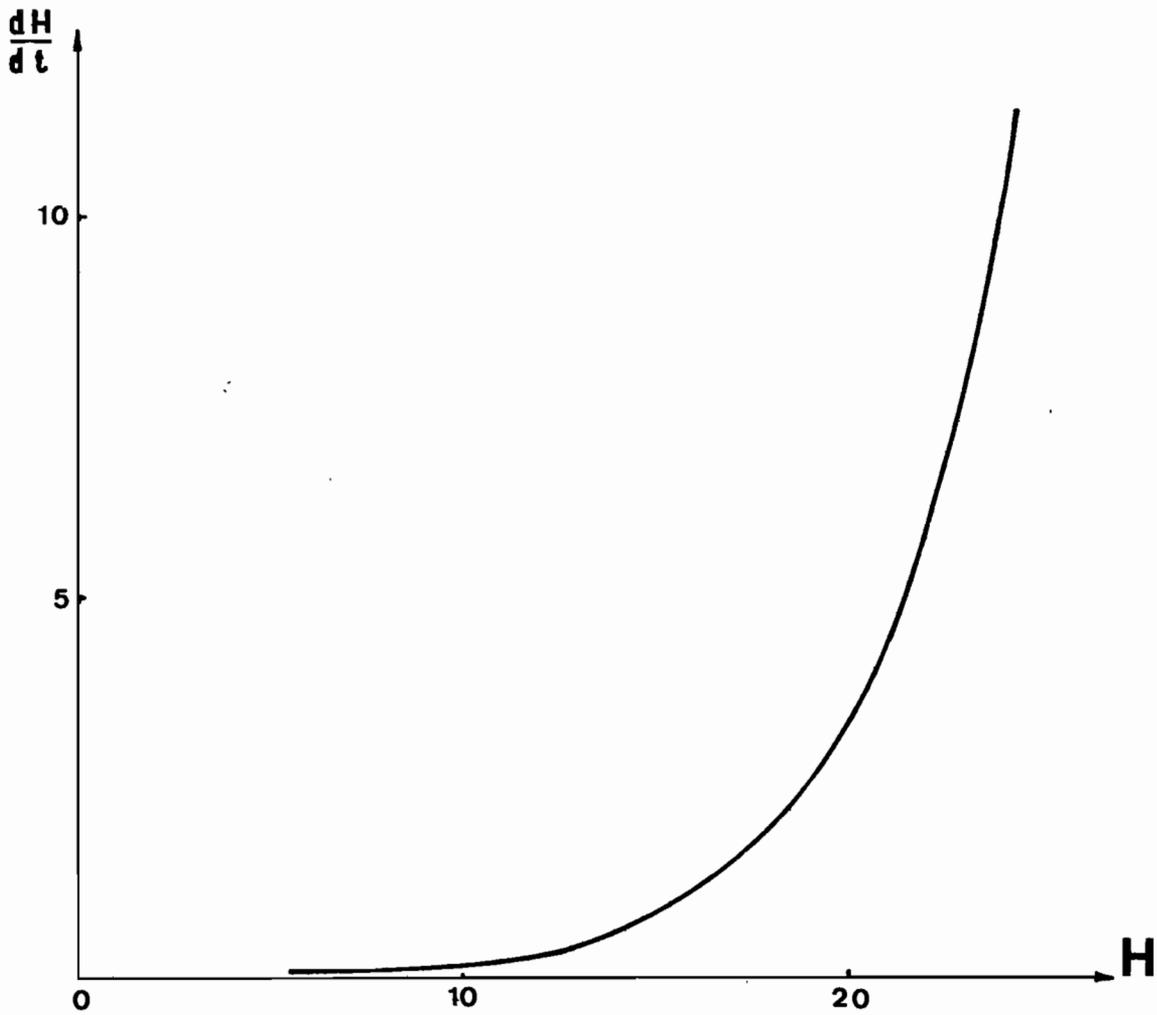
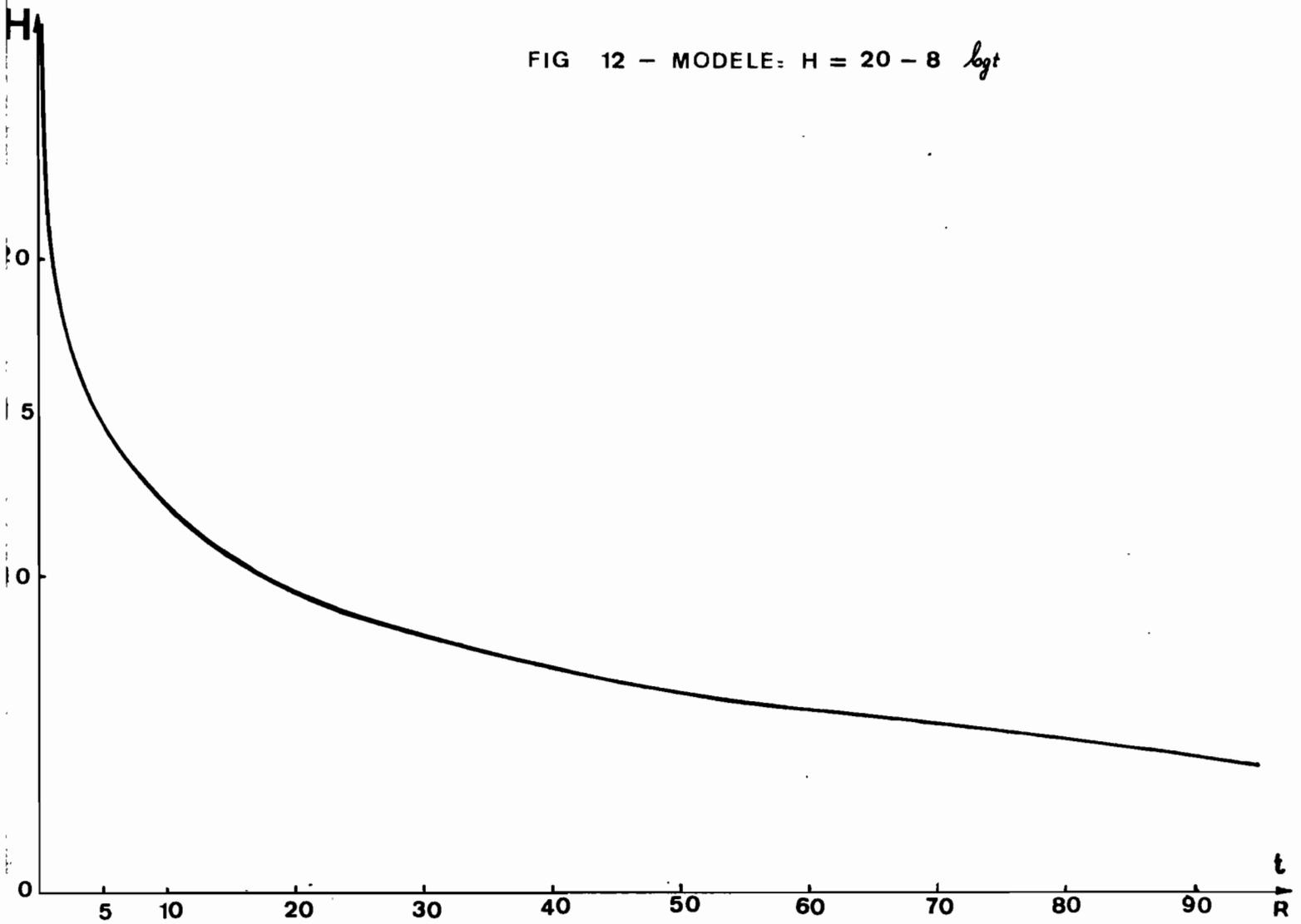
(Régression calculée sur 23 valeurs : j'ai éliminé l'horizon 33 qui se trouvait trop à l'écart).

Connaissant ξ_0 , on connaît t_0 , temps au bout duquel le modèle prend la valeur CRN :

$$t_0 = -\frac{1}{\xi_0} = \left(0,167 \frac{a}{b} - 0,325 \right)^{-1}$$

Remarque : t ne représente pas le temps où le sol a atteint la valeur CRN, mais le temps où le modèle théorique $H = a - b \log t_0$ prend cette valeur : on a vu que, à ce moment là le modèle ne coïnci-

FIG 12 - MODELE: $H = 20 - 8 \log t$



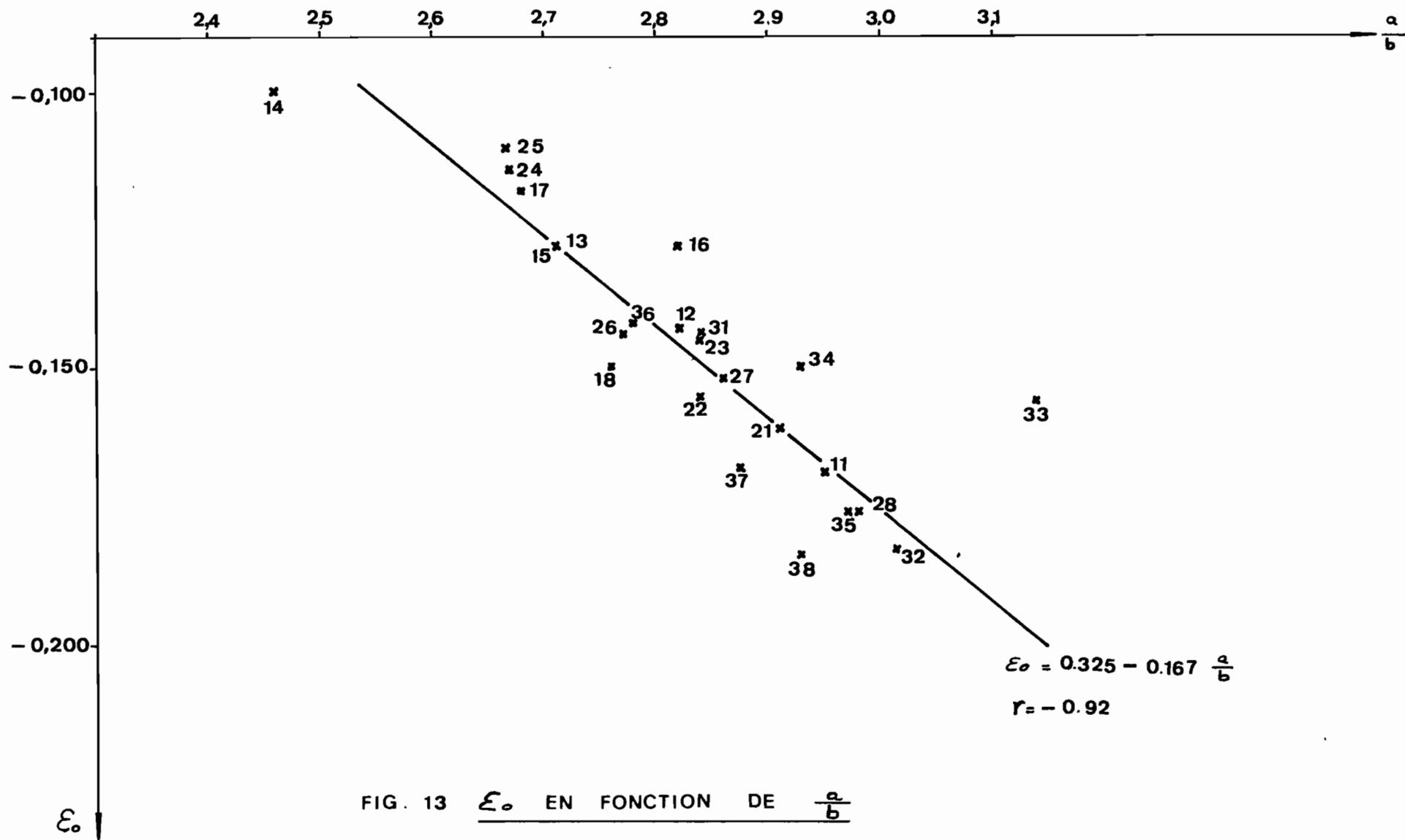


FIG. 13 ε_0 EN FONCTION DE $\frac{a}{b}$

ne doit pas avec l'expérience. t_0 n'a donc qu'une valeur virtuelle, mais pas de signification réelle.

En définitive, le calcul de la régression aboutit à l'estimation CRN suivante :

$$\widehat{CRN} = a - b \log t = a + b \log(-\xi_e)$$

soit $\boxed{\widehat{CRN} = a + b \log(0,167 \frac{a}{b} - 0,325)}$

Sur le tableau 3 on a noté pour chaque horizon la valeur du \widehat{CRN} calculé par cette formule, puis (colonne de droite) la différence D entre le \widehat{CRN} déterminé graphiquement et le \widehat{CRN} calculé. D n'est jamais supérieur à 0,5 en valeur absolue (sauf horizon 33), ce qui est (§ 12-2) l'incertitude que l'on s'était accordée pour la "zone de la capacité de rétention normale".

A partir de la formule du CRN, on peut retracer les abaques théoriques en fonction de b et a/b (Fig. 14), et de a et b (Fig. 15) ces abaques théoriques coïncident parfaitement avec les abaques expérimentaux (Fig. 11), qui n'avaient été tracés qu'avec 24 points.

123.3. Relation entre le modèle et les caractéristiques texturales

On sait que les deux paramètres a et b, qui caractérisent à eux seuls le ressuyage d'un sol, peuvent être déterminés expérimentalement avec une grande précision : les corrélations très élevées entre H et $\log t$ le prouvent.

Il est probable que ces paramètres sont liés aux fractions granulométriques qui interviennent le plus dans la rétention de l'eau, c'est-à-dire les fractions fines.

Le tableau suivant résume les corrélations simples entre ces paramètres et diverses fractions granulométriques.

	a	b	$\frac{a}{b}$	a - b
A	0,58	0,58	0,17	0,59
LF	0,76	0,59	0,60	0,74
LG	0,67	0,52	0,56	0,64
A + LF	0,78	0,68	0,47	0,77
LF + LG	0,74	0,57	0,59	0,71
A + LF + LG	0,79	0,67	0,52	0,77

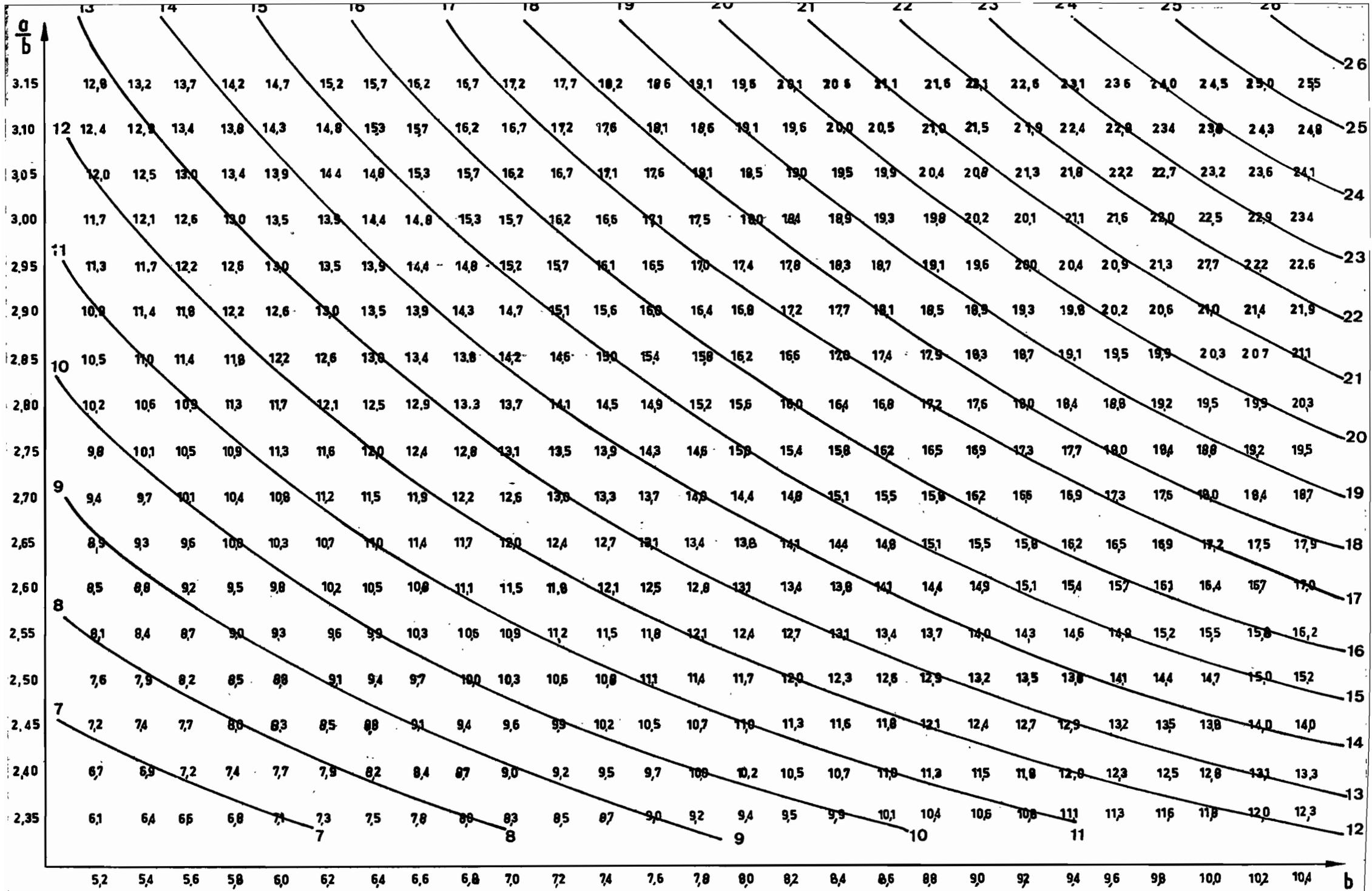


FIG 14 - CRN EN FONCTION DE $\frac{a}{b}$ ET DE b : TRACE THEORIQUE DES ABAQUES PAR LA FORMULE $CRN = a + b \log \left(0.167 \frac{a}{b} - 0.325 \right)$

$$b = 0,286 \quad a = +1,37$$

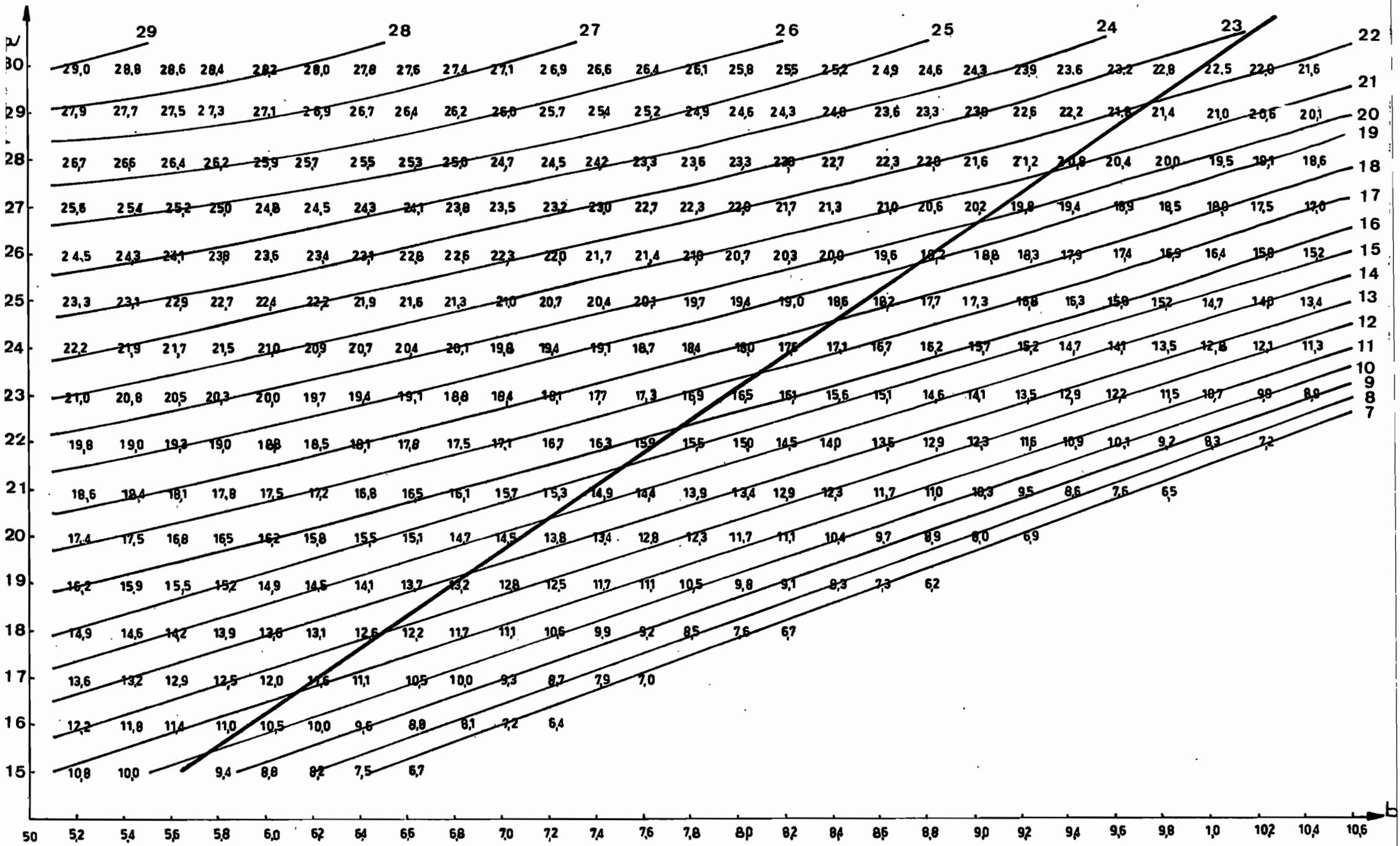


FIGURE 15 - CRN EN FONCTION DE a ET DE b : TRACÉ THEORIQUE DES ABAQUES PAR LA FORMULE: $CRN = a + b \log (0,167 \frac{a}{b} - 0,325)$

On constate avec surprise que :

- ces corrélations, bien que significatives, sont cependant assez faibles.

- le limon grossier intervient avec autant d'importance que l'argile.

Cette constatation ressort sur les figures 16 et 17, où les grandeurs a et b, ont été représentées en fonction de A et de LF : il ne semble pas y avoir de relation simple entre ces grandeurs et ces 2 fractions granulométriques. Même les valeurs de \widehat{CRN} (Fig. 18) s'inscrivent mal dans un diagramme (A, LF).

D'autres diagrammes ont été tracés : a/b (a-b) en coordonnées (A, LF), puis a et b en coordonnées (LF, LG); (A, LG); (A, LF+LG), mais sans plus de succès.

Des calculs de corrélation multiple ont toutefois été effectués, et aboutissent aux estimations suivantes :

$$\hat{a} = 0,1232 A + 0,2509 LF - 0,0213 IG + 11,2928$$

$$\hat{b} = 0,0489 A + 0,04738 LF + 0,02323 IG + 4,5112$$

Sur le tableau 4 sont notées, pour chaque horizon :

- l'estimation \hat{a} , et la différence $\hat{a}-a$;
- l'estimation \hat{b} , et la différence $\hat{b}-b$;
- l'estimation $\widehat{CRN} = \hat{a} + \hat{b} \log(0,167 \hat{a}/\hat{b}-0,325)$,
et la différence $\widehat{CRN} - CRN$.

Si l'on admet que l'incertitude sur \widehat{CRN} et sur CRN est de 0,5, l'incertitude sur $\widehat{CRN}-CRN$ est de 1. Or dans 12 cas sur 24, la différence est supérieure à 1 en valeur absolue.

Les estimations de a et b en fonction de A, LF et LG ne sont donc pas satisfaisantes : il faut admettre que d'autres facteurs interviennent (exemple : le taux de matière organique qui influe sur la mouillabilité...).

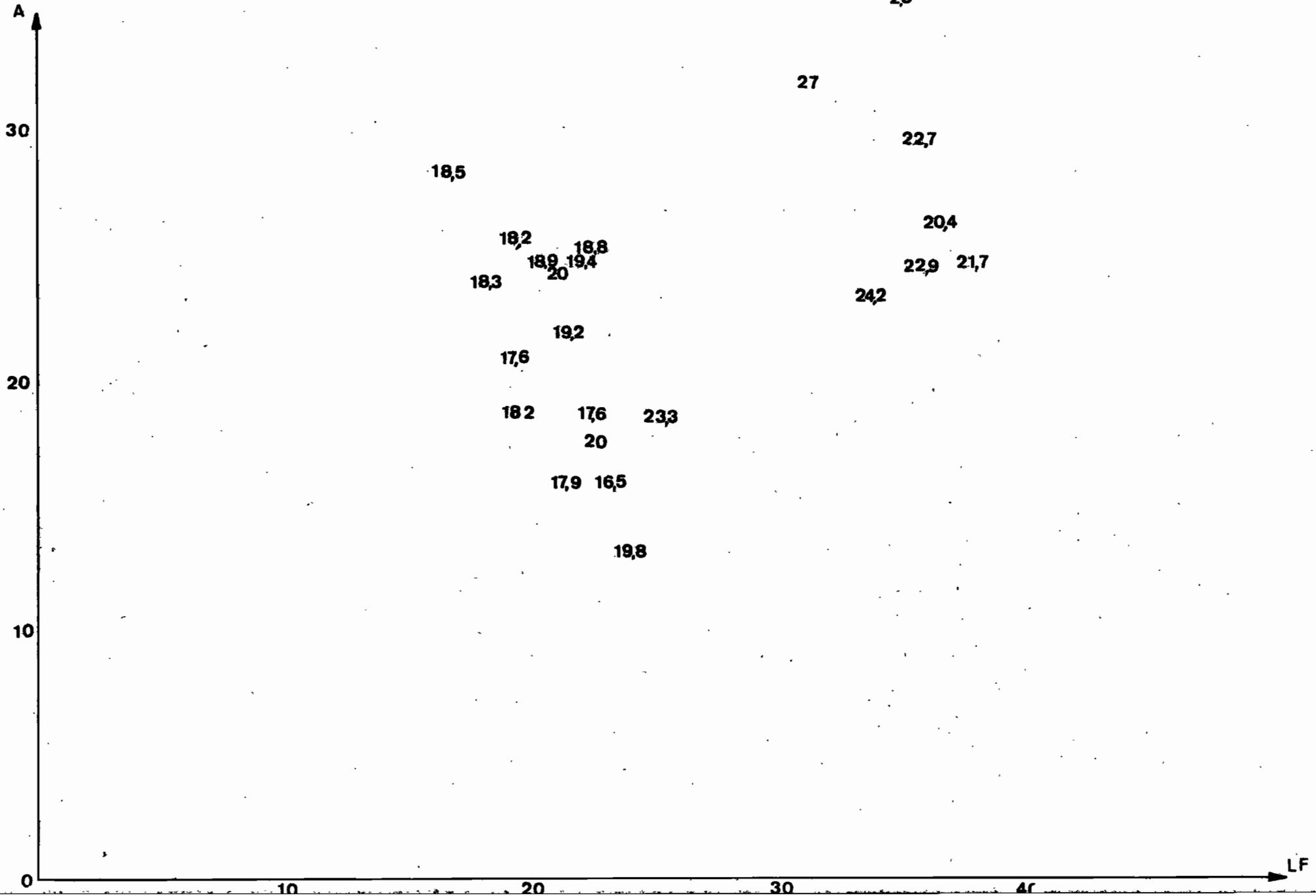


FIGURE 16 - RELATION $a = f(LF)$

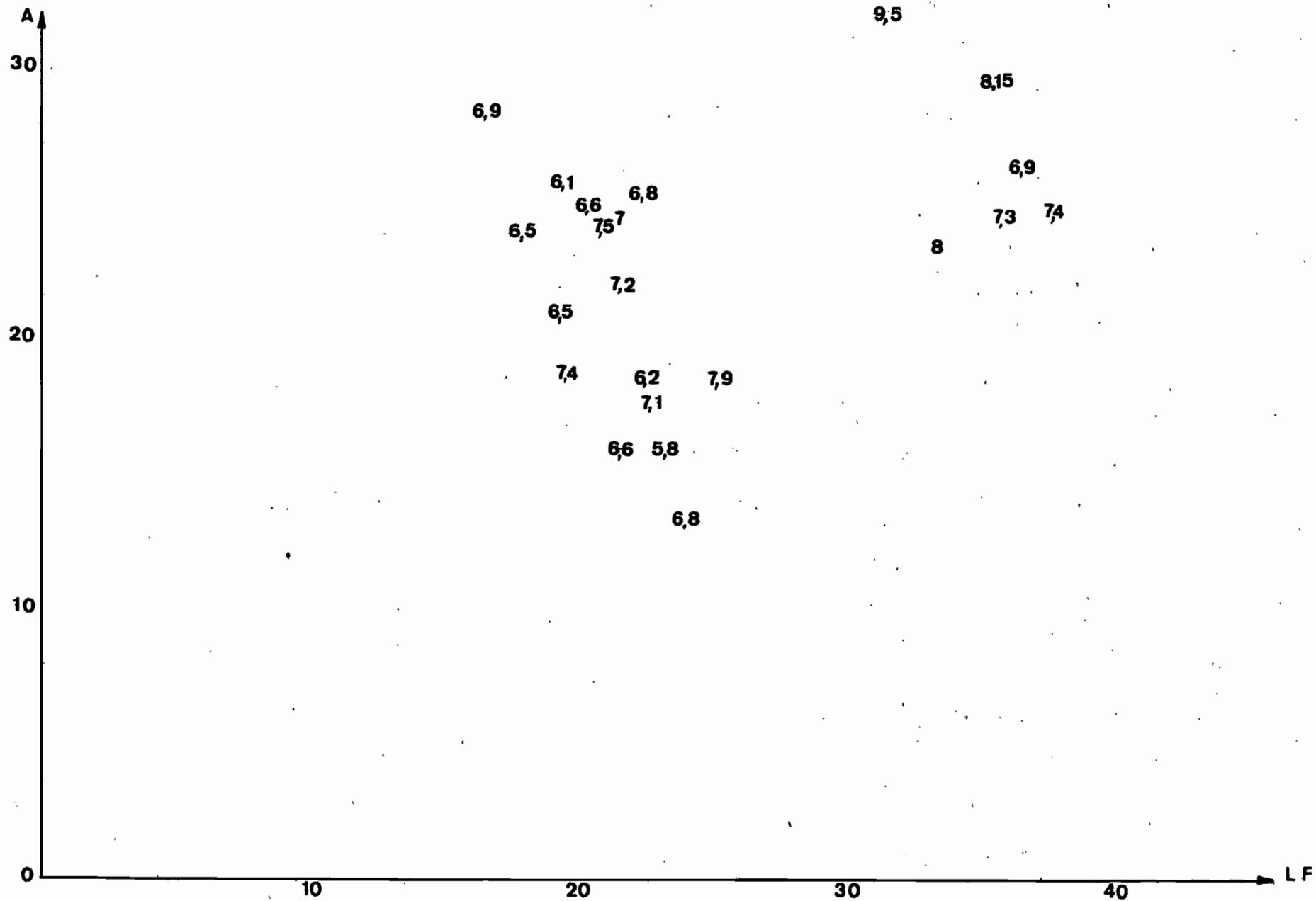


FIGURE 17 - RELATION $k = (ALF)$

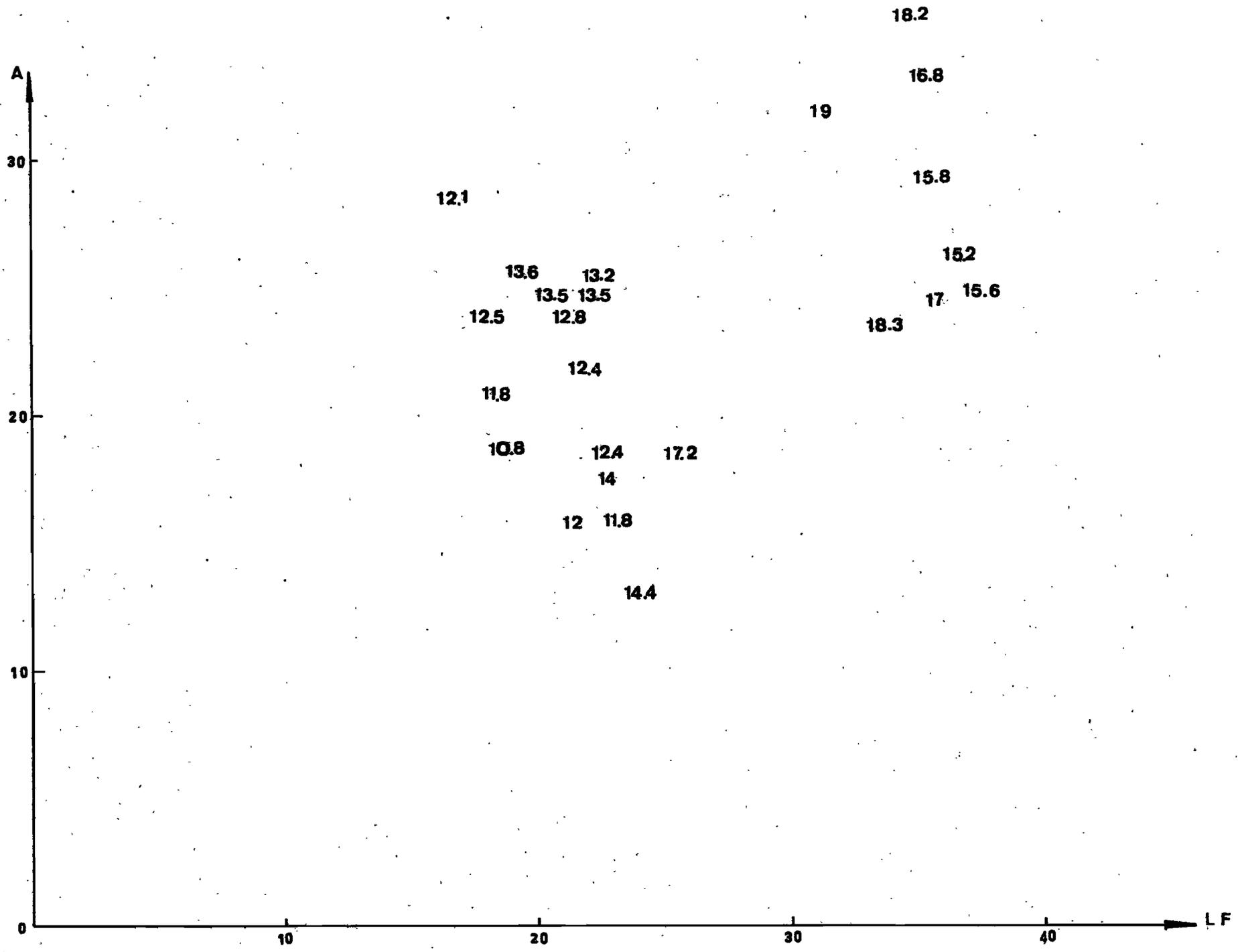


Figure 18 - Relation $CRN = f(A, LF)$

1.3. AUTRES ESTIMATIONS DE LA CAPACITE DE RETENTION

En plus des méthodes directes (capacité au champ in situ), et indirectes (CRN FEODOROFF), la capacité de rétention peut être estimée à partir d'équations de régression établies par divers auteurs. Il s'agit de :

13.1. GRAS (CRG) : Cité par BETREMIEUX (1975)

La capacité de rétention est calculée à partir des caractéristiques granulométriques du sol. Il y a 2 équations de régression :

$$\text{CRG} = 0,59 \text{ A} + 0,16 \text{ LF} + 5,47 \quad \text{si CRG} \geq 20 \%$$

$$\text{CRG} = 0,51 \text{ A} + 0,14 \text{ LF} + 7,35 \quad \text{si CRG} < 20 \%$$

13.2. DANCETTE et MAERTENS (1974) : CRD.

La capacité de rétention est calculée à partir de l'humidité du sol au pF 3 :

$$\text{CRD} = 0,5 \text{ H (pF 3)} + 1,2.$$

13.3. VEIHMEYER (CRV) : cité par BETREMIEUX (1975).

La capacité de rétention est calculée à partir de l'humidité équivalente HE mesurée par la méthode BOUYOUCOS :

$$\text{CRV} = 0,865 \text{ HE} + 2,62.$$

Remarques sur la méthode BOUYOUCOS :

Cette méthode consiste à appliquer au sol initialement saturé d'eau une dépression de 1 atmosphère au moyen d'une trompe à eau. Dans le cas présent, la dépression est créée au moyen d'une pompe à vide.

En principe l'humidité équivalente devrait donc être égale à l'humidité du sol à pF 3. La comparaison de ces deux valeurs (tableau 6) montre qu'elles sont très différentes, bien qu'elles soient fortement corrélées ($r = 0,82$). La principale difficulté de la méthode BOUYOUCOS consiste à déterminer la durée pendant laquelle on doit appliquer la dépression. Si cette durée est trop faible, l'humidité équivalente n'est pas atteinte; si elle est trop longue, le dessèchement par évaporation peut intervenir.

1.4. CONCLUSION SUR LA CAPACITE DE RETENTION ET SA MESURE

Le tableau 5 regroupe les 4 estimations de la capacité de rétention ($\hat{C}RN$, CRG, CRD, CRV) ainsi que la moyenne des humidités mesurées sur le sol en place.

Comme je l'ai signalé précédemment (§ 11.1.) ces humidités moyennes sont probablement des surestimations, le sol étant le plus souvent dans un état proche de la saturation.

Or on constate que :

- dans 23 cas sur 24 (excepté l'horizon 11), CRG est supérieure à cette moyenne.

- dans 20 cas sur 24 (exceptés les horizons 11, 32, 33, 34), CRD est supérieure à cette moyenne.

- dans 19 cas sur 24 (exceptés les horizons 11, 31, 33, 34, 35), CRV est supérieure à cette moyenne.

- par contre, dans 23 cas sur 24 (excepté l'horizon 28), CRN est inférieure ou égale à cette moyenne.

D'une manière générale, on a donc :

$$\hat{C}RN \leq \text{humidité moyenne} \leq CRV \leq CRD \leq CRG$$

4 exemples (horizons 15, 22, 27, 37) sont donnés sur la figure 19.

Si l'humidité moyenne est déjà supérieure à la capacité au champ, il est évident que les estimations CRV, CRD et CRG sont à rejeter.

On retiendra donc la valeur $\hat{C}RN$ comme estimation de la capacité au champ. Cela serait bien sûr à vérifier par des mesures de capacité au champ dans de bonnes conditions.

Si les estimations de GRAS, DANCETTE et VEIHMEYER sont trop élevées, on notera cependant que CRD est bien corrélée avec CRN : $r = 0,90$ (Fig. 20), et que CRV et CRG le sont moins bien : respectivement $r = 0,64$ et $r = 0,68$.

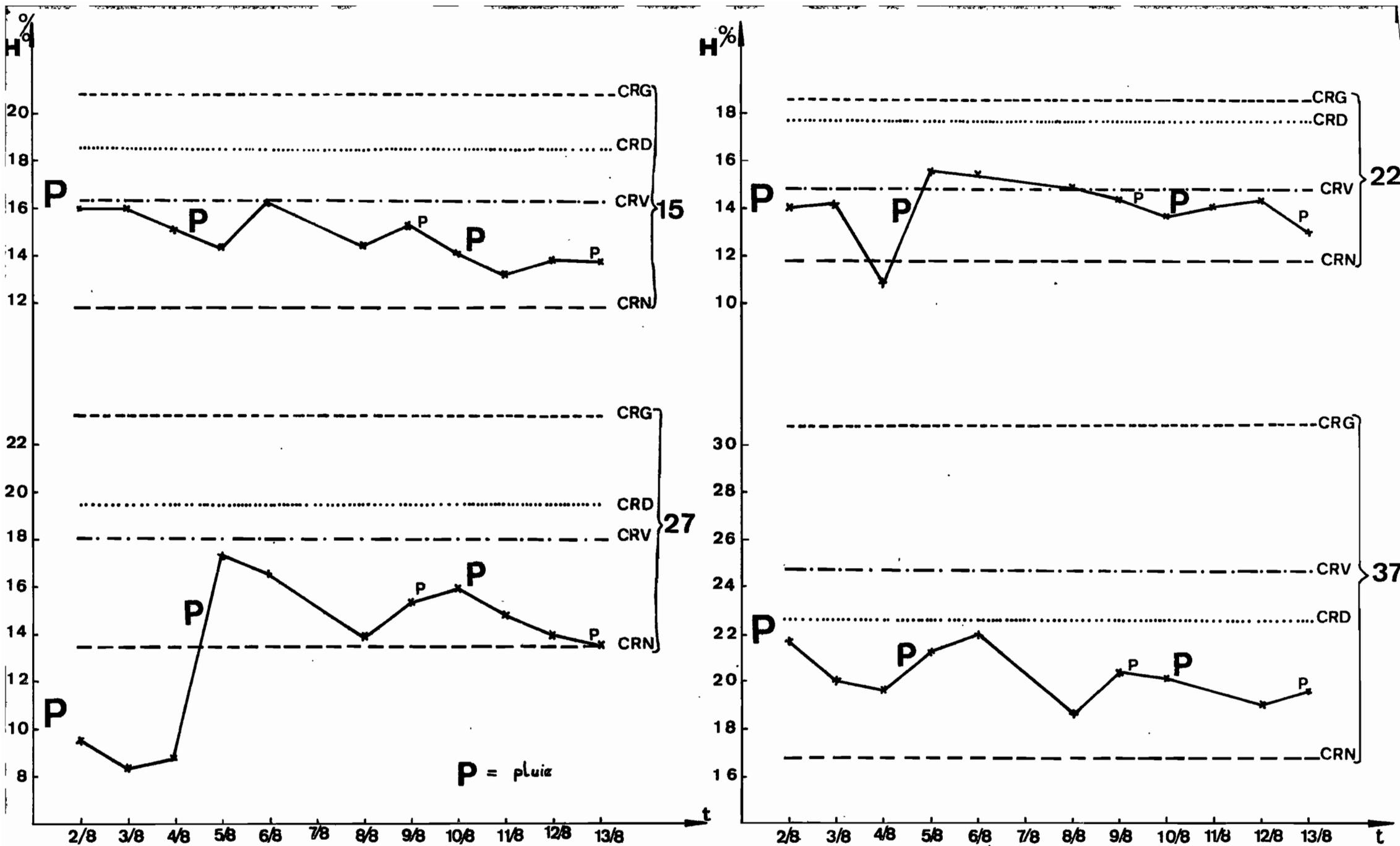
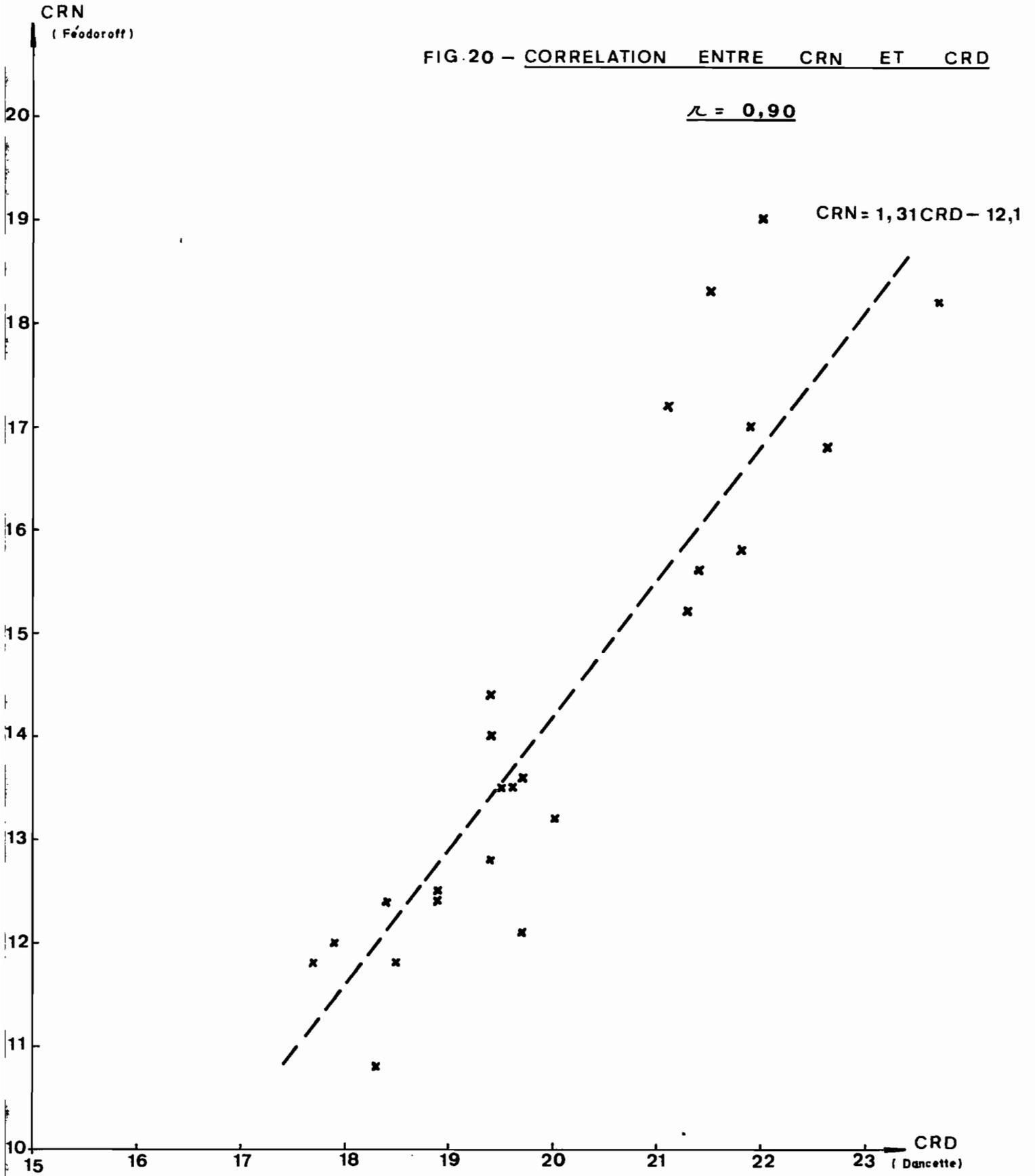


FIG 19 - COMPARAISON DES ESTIMATIONS DE LA CAPACITE DE RETENTION ET DES MESURES D'HUMIDITE IN SITU

FIG. 20 - CORRELATION ENTRE CRN ET CRD

$r = 0,90$

$CRN = 1,31CRD - 12,1$



1.5. LE pF DE LA CAPACITE AU CHAMP

15.1. Mesures

Chaque horizon a été soumis à 5 mesures de pF :

pF	4,2	(15 bar)
pF	3	(1 bar)
pF	2,5	(320 mb)
pF	2,2	(160 mb)
pF	1,9	(80 mb)

Les mesures ont été effectuées dans une enceinte supportant les hautes pressions avec 2 types de plaques poreuses : plaque hautes pressions pour le pF 4,2 , plaque basses pressions pour les autres pF.

Pour les pF 1,9 et 2,2 , un manomètre à eau a permis d'obtenir une bonne précision de la pression exercée.

15.2. Résultats : Tableau 6

Les courbes humidité/pF (exemple figure 21) permettent de déterminer approximativement le pF correspondant à CRN.

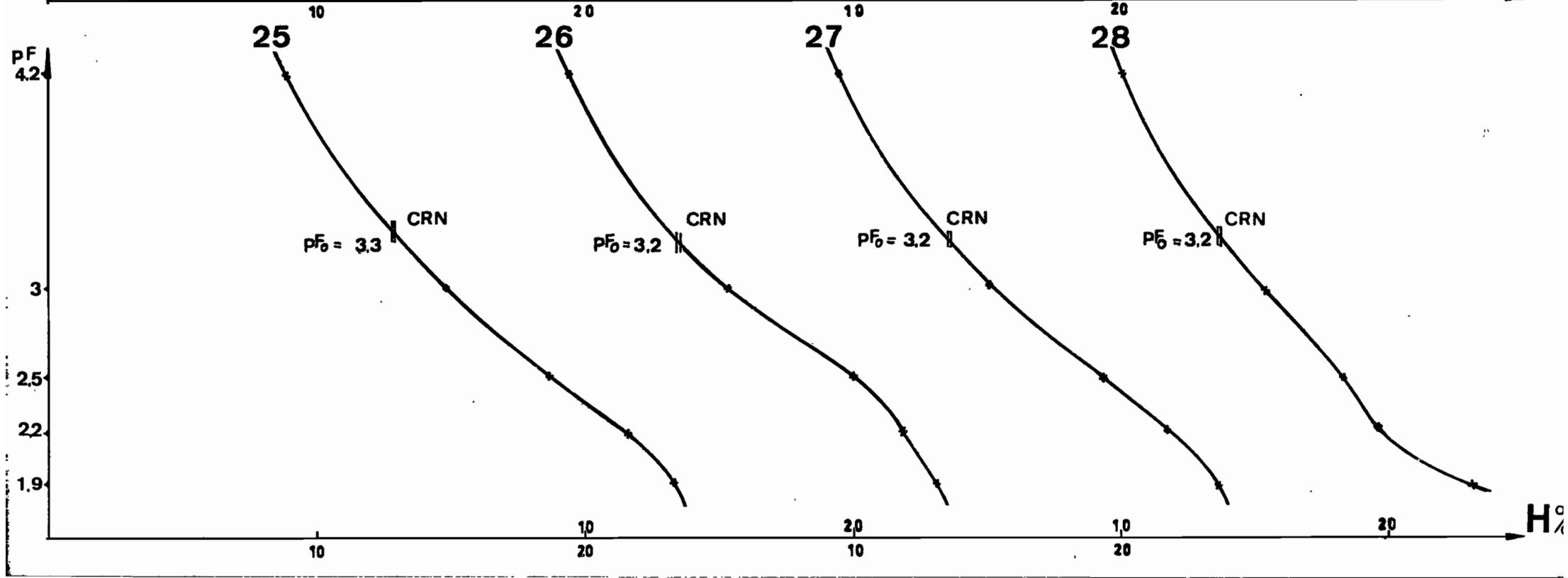
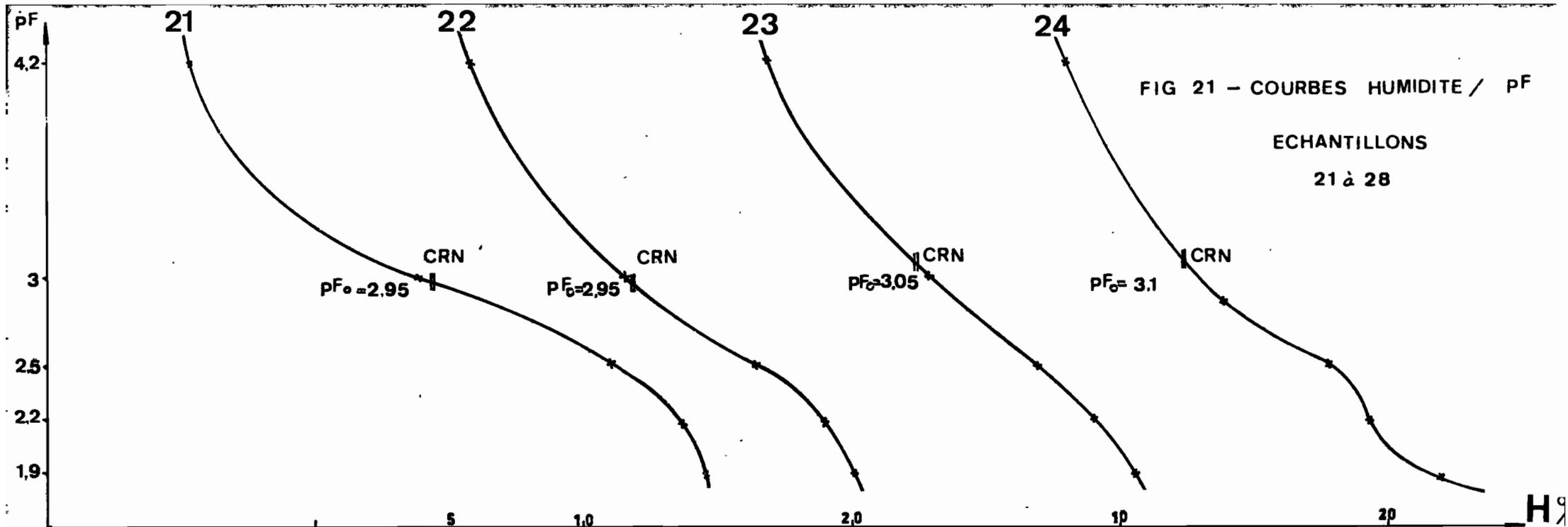
Cette valeur, notée pF., varie entre 2,95 et 3,5.

Il n'est pas possible de relier pF à la texture, l'incertitude sur pF étant trop élevée : il faudrait procéder à d'autres mesures de pF entre 2,8 et 3,5.

D'autre part COMBEAU et QUANTIN (1963) ont montré sur des sols de Bambari que pF dépendait aussi du taux d'humus et de l'indice d'instabilité structurale Is :

$$pF. = 0,038 (A + L\%) + 0,28 (\text{Humus } \%,) + 0,12 I_s + 0,65.$$

Il serait intéressant de vérifier cette équation ...



2. ESPACE PORAL

2.1. MODELE ADOPTE

21.1. Système de porosité

On admettra que la porosité globale du sol, P_g , se subdivise en trois porosités :

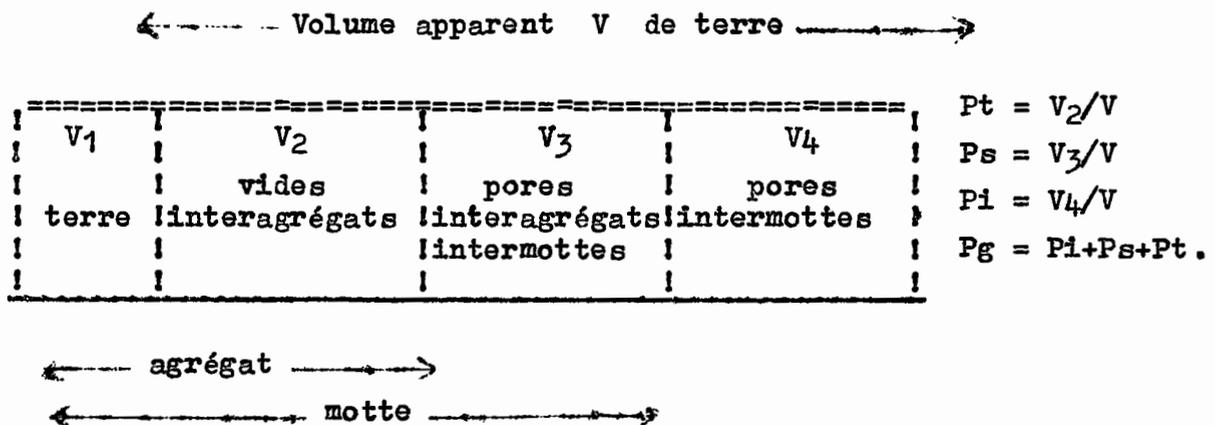
- la porosité intersticielle P_i : constituée par les canalicules, gros vides et espaces importants du sol, on considérera que cette porosité est celle qui sépare les mottes les unes des autres.

- la porosité structurale P_s : constituée par les pores plus fins que les précédents, résultant de l'arrangement structural des agrégats; c'est donc la porosité qui sépare les agrégats les uns des autres.

- la porosité texturale P_t : constituée par les vides résultant de l'assemblage des particules élémentaires. Cet assemblage élémentaire, à structure continue, doit "traduire la conséquence d'un arrangement essentiellement déterminé par la constitution physique du matériau".

Ce modèle de porosité et les termes utilisés sont empruntés à MONNIER et al. (1973).

Les systèmes de porosité peuvent être représentés de façon schématique :



Si P est le poids de terre, on appelle :

- densité réelle $dr = p/V_1$
- densité texturale (densité de l'agrégat) $dt = P/(V_1 + V_2)$
- densité structurale (densité de la motte) $ds = P/(V_1 + V_2 + V_3)$
- densité apparente : $da = P/V$

21.2. Formules liant les porosités aux densités

$$Pg = \frac{V_2 + V_3 + V_4}{V} = 1 - \frac{V_1}{V} \quad Pg = 1 - \frac{da}{dr}$$

$$Pi = \frac{V_4}{V} = 1 - \frac{V_1 + V_2 + V_3}{V} \quad Pi = 1 - \frac{da}{ds}$$

$$Pi + Ps = \frac{V_3 + V_4}{V} = 1 - \frac{V_1 + V_2}{V} = 1 - \frac{da}{dt} \quad Ps = \frac{da}{ds} - \frac{da}{dr}$$

$$Pt = Pg - (Pi + Ps) \quad Pt = \frac{da}{dt} - \frac{da}{dr}$$

2.2. MESURES ET RESULTATS

22.1. Densité apparente

da est mesurée au moyen de cylindres de 200 cm³. Pour chaque horizon, on a effectué 5 répétitions (3 pour les horizons 26, 27 et 28) dont on a fait la moyenne.

Au vu des résultats, l'incertitude absolue sur da peut être estimée à 0,08, l'incertitude relative (pour da = 1,6) étant alors de 5 %.

22.2. Densité structurale

ds est mesurée par la méthode au pétrole sur des mottes de 30 g + 5 g, de volume compris entre 10 et 15 cm³. Les mesures sont effectuées sur une balance à lecture directe de précision 1 cg.

Le protocole est celui décrit par de nombreux auteurs : HENIN et al. (1969), AUDRY et al. (1973), etc. avec toutefois des corrections qui tiennent compte du poids et du volume des nacelles :

$$ds = \frac{P_1}{P_2 - P_3 + n-n'} \quad dk$$

avec : d_r = densité du pétrole
 p_1 = poids de la motte sèche
 p_2 = poids de la motte saturée de pétrole et de la nacelle
 p_3 = poids de l'ensemble (motte saturée + nacelle) plongé dans le pétrole
 n = poids de la nacelle
 n' = poids de la nacelle plongée dans le pétrole.

Pour une motte de 30 g, l'incertitude relative sur d_s est de 0,5 %.

Pour chaque horizon, d_s a été mesurée sur 5 mottes; les écarts entre les 5 d_s d'un même horizon sont rarement supérieurs à 0,10; dans 5 cas seulement l'une des valeurs de d_s est aberrante, et la moyenne de l'horizon a dû être faite sur 4 valeurs.

22.3. Densité texturale

MONNIER et al. (1973) ont montré que la densité de petits agrégats est pratiquement égale à la densité de mottes artificielles préparées selon la technique de KHEYRABI et MONNIER (1968) : dans les deux cas la structure est continue, la seule porosité résulte essentiellement de l'arrangement des particules élémentaires.

Les 2 techniques ont été testées ici :

- densité texturale sur mottes artificielles de 20 g : cette technique a abouti pour la totalité des échantillons à des valeurs de densité très faibles : d_t de l'ordre de 1,40, d_r de l'ordre de 2,30. Je n'ai pas su expliquer cette sous-estimation systématique, le protocole suivi étant exactement le même que pour les mottes naturelles. Peut-être le pétrole n'avait-il pas rempli toute la porosité (ce qui se comprendrait s'il s'agit de porosité fermée).

- densité texturale sur petits agrégats : leur diamètre moyen est de 2 mm, leur poids de 0,3 g. Chaque mesure est effectuée sur 15 g environ, ce qui représente une cinquantaine d'agrégats. La préparation des agrégats étant particulièrement longue, il n'a été fait qu'une mesure par horizon. Les résultats sont satisfaisants : d_r est très proche de celui calculé sur motte naturelle, d_t est situé entre 1,74 et 2,09.

Pour un échantillon de 15 g, l'incertitude relative sur d_t est de 1%.

22.4. Densité réelle

La méthode au pétrole, sur motte comme sur agrégat, permet également de calculer la densité réelle :

$$d_r = \frac{P_1}{P_1 - P_3 + n}$$

L'incertitude relative sur d_r est la même que sur d_s : 0,5%.
Je n'ai pas cru nécessaire de mesurer d_r par la méthode au pycnomètre.

22.5. Calcul des porosités

A partir des 4 valeurs d_a , d_s , d_t et d_r , les porosités sont calculées à l'aide des formules établies au § 21.3.

Ces formules permettent également de déterminer les incertitudes relatives :

$$\frac{\Delta P_g}{P_g} = \frac{\Delta P_1}{P_1} = 5,5 \%$$

$$\frac{\Delta P_s}{P_s} = \frac{\Delta P_t}{P_t} = 11,5 \%$$

Ces incertitudes sont très élevées : $\Delta P_t = 2,3$ pour
 $P_t = 20\%$
 $\Delta P_s = 0,6$ pour
 $P_s = 5 \%$

Sur le tableau 7 sont notés tous les résultats de densité et de porosité.

Si P_t a une signification physique précise, il n'en est pas de même de P_i et P_s : il est évident, comme le signalent BUI HUU TRI et MONNIER (1973), que plus la motte prélevée est grosse, plus d_s est proche de d_a , donc plus la porosité structurale prend d'importance sur la porosité intersticielle.

Sur les horizons 18, 22 et 28 il faudrait mesurer d_s sur des mottes plus grosses, afin de faire des subdivisions éventuelles à l'intérieur même de la porosité intersticielle.

Pour l'horizon 34 par contre, on trouve $P_i = 0$ pour des mottes de 15 cm^3 , ce qui correspond bien avec l'absence de toute structure constatée lors de l'observation du profil.

Il faudrait donc mettre en relation la taille des mottes prélevées avec la taille des pores correspondant.

2.3. COMPARAISON DE LA CRN ET DE LA POROSITE

Connaissant les diverses fractions de l'espace poral, il est intéressant de voir si l'eau de la CRN correspond à l'une de ces fractions.

CRN étant le pourcentage en poids de l'eau, le pourcentage volumique occupé par cette eau est CRN. da.

Sur le tableau 8 sont placées côte à côte les valeurs de Pt et de CRN da, ainsi que leur différence.

L'incertitude relative sur CRN. da est de 7,5 %, donc CRN. da = 1,5 (pour un CRN. da égal à 20).

L'incertitude absolue sur Pt étant de 2,3, l'incertitude absolue sur la différence Pt - CRN. da est de 2,3 + 1,5 = 3,8.

Or on constate que dans 3 cas seulement (horizons 12, 28 et 34), cette différence est supérieure en valeur absolue à 3,8.

D'autre part un test bilatéral nous apprend que le t de Student (0,027) est très inférieur au t correspondant à 23 degrés de liberté, au seuil 0,1 %. L'hypothèse nulle de la différence est donc acceptée : Pt = CRN. da, l'eau de la capacité de rétention correspondrait au remplissage de la porosité texturale.

Il est cependant difficile d'être catégorique, les incertitudes étant assez élevées. Pour en être sûr, il faudrait :

- augmenter le nombre d'observations
- minimiser les erreurs, notamment sur da.

C O N C L U S I O N S

I. COMPARAISON DES METHODES ET DES RESULTATS

Cette étude a permis de mettre en parallèle des méthodes et des résultats de 2 types :

- ceux qui concernent la terre en place (méthodes in situ)
- ceux qui concernent la terre fine tamisée (méthodes de laboratoire).

Le fait de trouver une relation entre les uns et les autres (Pt = CRN. da) peut sembler curieux.

En fait, cela n'a rien d'étonnant si l'on remplace Pt par sa valeur $da/dt - da/dr$: la relation devient alors :

$$CRN = \frac{1}{dt} - \frac{1}{dr}$$

- où :
- CRN a été déterminé sur la terre fine
 - dt a été déterminé sur agrégats, mais est la conséquence d'un arrangement qui ne dépend que de la constitution physique du matériau.
 - dr a été déterminé sur mottes, mais ne dépend évidemment pas des caractéristiques structurales du sol.

L'élément le plus important de cette étude est donc le fait que la capacité de rétention (à supposer que CRN soit assimilable à la capacité au champ) ne dépend pas de l'arrangement structural du matériau : la structure, qui a un rôle considérable dans la circulation de l'eau drainante et la pénétration des racines, n'intervient pas au niveau de la "microporosité" (porosité capillaire) et par conséquent de la rétention de l'eau.

Cela était déjà admis de facto par FEODOROFF, GRAS, DANCETTE et MAERTENS, et VEIHMEYER, puisque leurs estimations de la capacité de rétention sont toutes établies au laboratoire; l'équation $CRN = 1/dr - 1/dt$ en est une confirmation.

2. CRITIQUE DE L'ETUDE

. Les résultats demanderaient à être précisés, voire confirmés, du moins en ce qui concerne les points suivants :

- assimilation de capacité au champ et de capacité de rétention normale
- équation liant CRN aux paramètres a et b
- égalité entre Pt et CRN. da.
- estimations des paramètres a et b en fonction des caractéristiques propres au sol.

Ce travail exigerait un nombre d'observations plus grand, et offrant une plus vaste diversité texturale.

. La subdivision de l'espace poral en 3 systèmes de porosité correspond à une différenciation dans la taille des pores. Il faudrait pouvoir trouver ces dimensions :

- porosité intersticielle = pores de diamètre supérieur à...
- porosité structurale = pores de diamètre compris entre..... et.....
- porosité texturale = pores de diamètre inférieur à

. Il serait également intéressant de mettre en relation la "macroporosité" et la perméabilité du sol (cf. HUMBEL, 1975) : après avoir suivi l'infiltration d'une quantité donnée d'eau (méthode MUNTZ modifiée par PIOGER, par exemple), voir quelle fraction de la porosité est occupée par l'eau d'infiltration. Eventuellement, comparer ces observations in situ à des mesures faites au laboratoire (test de perméabilité de HENIN).

AUTEURS CITES

- AUDRY, COMBEAU, HUMBEL, ROOSE, VIZIER (1973) :
Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des
sols. ORSTOM.
- BETREMIEUX (1975) : - Réflexions à propos de la capacité au champ
et de sa mesure. INRA - 41 p. multigr.
- BUI HUU TRI et MONNIER (1973) : - Etudes quantitatives de la granu-
lation des sols sous prairies de graminées.
I. Paramètres définissant la structure granulaire et leur
relation avec la porosité du sol. Ann. Agr., 24 (4).
- COMBEAU et QUANTIN (1963) : - Observations sur la capacité au champ
de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les cour-
bes pF/humidité. Science du sol, 1 (Mai).
- DANCETTE et MAERTENS (1974) : - Méthode d'estimation de la capacité
au champ pour l'eau à partir du pF 3. Science du Sol n° 3.
- FEODOROFF (1962) : - Ressuyage du sol et capacité de rétention pour
l'eau - Ann. Agr., 13 (6).
- FEODOROFF et BETREMIEUX (1964) : - Une méthode de laboratoire pour
la détermination de la capacité au champ. Science du Sol.
(2e semestre).
- HENIN, GRAS et MONNIER (1969) : - Le profil cultural. Masson.
- HUMBEL (1975) : - Etude de la macroporosité par des tests de perméa-
bilité. Cahiers ORSTOM. XIII-2.
- KHEYRABI et MONNIER (1968) : - Etude expérimentale de la composition
granulométrique des terres sur leur stabilité structurale.
Ann. Agr., 19 (2).
- MONNIER, STENGEL et FIES (1973) : - Une méthode de mesure de la
densité apparente de petits agglomérats terreux. Application
à l'analyse des systèmes de porosité du Sol. Ann. Agr., 24 (5).
- SHBILLOTTE (1968-1969) : - Eléments d'agronomie. Guide pour le tour
de plaine, l'étude du sol, l'étude du climat. Cours INAPG.

FRACTIONS GRANULOMETRIQUES

Echantillons	A	LF	IG	SF	SG	Hum	Total	Texture
11	18,4	25,1	13,5	24,5	17,9	3,2	102,7	Limoneuse
12	17,6	22,6	13,4	22,7	24,5	2,4	103,2	Sablo-limoneuse
13	15,8	21,3	12,1	24,6	27,7	2,0	103,5	Sablo-limoneuse
14	18,6	19,3	10,4	22,1	30,4	2,0	102,8	Sablo-limoneuse
15	20,8	19,2	10,4	19,8	30,8	2,1	103,1	Sablo-limoneuse
16	23,8	17,9	9,6	15,5	33,5	2,9	103,2	Limono-argileuse
17	28,3	16,4	7,6	14,1	33,2	2,7	102,3	Argilo-sableuse
18	25,2	22,1	8,9	14,8	28,3	2,6	101,9	Limono-argileuse
21	13,0	23,8	12,2	28,6	22,8	1,3	101,6	Sablo-limoneuse
22	15,8	22,9	12,4	30,2	20,6	1,1	103,0	Sablo-limoneuse
23	18,4	22,3	9,6	24,2	24,2	1,4	100,0	Sablo-limoneuse
24	21,9	21,4	10,7	27,5	21,9	1,2	104,6	Limono-argileuse
25	24,3	20,9	13,5	26,0	19,0	1,6	105,3	Limono-argileuse
26	24,4	21,4	7,7	18,6	30,2	1,5	103,9	Limono-argileuse
27	24,6	20,2	9,5	26,0	22,0	1,6	103,9	Limono-argileuse
28	25,4	19,2	9,2	23,2	25,2	5,3	105,6	Limono-argileuse
31	31,8	31,2	14,8	9,5	8,3	5,7	101,3	Argilo-limoneuse
32	23,3	33,5	18,5	11,8	9,6	3,9	100,6	Limono-argileuse
33	24,3	35,7	20,8	11,4	6,5	3,4	102,1	Limono-argileuse
34	24,6	37,5	21,1	11,6	5,7	3,3	103,8	Limono-argileux
35	26,2	36,2	19,8	11,9	5,4	3,3	102,8	Limono-argileux
36	29,5	35,4	19,3	10,8	4,5	4,4	103,9	Limono-argileuse
37	35,5	34,9	18,1	9,3	3,5	3,9	103,2	Argile limoneuse
38	35,6	34,4	16,1	8,4	3,2	4,8	102,6	Argile limoneuse

C R N Féodoroff. Durée de ressuyage et humidité : $H = f(t)$

	5'	15'	45'	1h30	2h30	4h	6h	9h	12h	18h	24h	36h	48h	72h	96h
11	36,4	25,8	23,2	20,8	19,5	16,8	16,2	15,6	15,3	14,5	13,1	11,4	10,7	9,1	-
12	30,7	22,5	19,5	19,0	17,1	15,5	13,5	12,8	12,8	10,3	10,2	9,0	9,0	7,8	-
13	28,4	20,1	17,6	16,3	14,9	14,0	11,6	11,0	10,8	9,7	9,1	7,9	7,8	6,2	-
14	31,5	20,9	17,8	15,2	13,9	12,6	10,6	10,3	10,2	9,1	7,8	7,9	7,6	5,8	-
15	23,6	23,1	19,4	17,1	14,8	12,6	11,5	10,3	10,3	9,7	8,3	7,5	7,3	5,8	-
16	23,7	23,6	21,3	17,8	15,5	13,7	11,5	11,1	10,8	10,3	9,4	7,7	8,1	6,8	-
17	25,9	24,1	19,9	17,4	15,5	13,6	11,4	11,2	10,9	9,6	9,0	8,1	8,0	6,2	-
18	24,0	25,6	21,7	18,4	15,1	13,6	12,8	11,4	10,6	9,8	9,5	8,4	8,4	6,5	-
21	27,9	23,9	21,1	19,1	15,9	15,7	14,5	13,4	12,2	10,6	9,9	9,0	9,3	8,1	-
22	21,8	20,7	19,0	15,8	14,1	12,0	11,5	10,5	10,2	9,0	9,0	7,6	7,3	5,6	-
23	23,2	22,6	19,5	17,1	15,1	12,9	12,3	11,3	11,1	8,8	8,3	8,6	8,1	5,8	-
24	25,7	24,0	21,1	18,9	17,7	15,2	12,7	11,7	10,9	8,8	8,1	8,6	7,2	6,2	-
25	27,0	25,4	22,2	18,6	17,6	16,0	14,1	11,8	11,8	9,7	9,1	9,0	7,5	6,2	-
26	25,6	24,5	23,1	17,8	16,4	14,3	13,3	12,4	11,7	9,4	9,5	9,2	8,3	6,3	-
27	25,3	23,7	21,5	17,7	16,2	15,5	13,1	12,0	11,3	9,5	9,1	9,5	9,4	6,8	-
28	25,1	22,1	20,5	16,3	15,6	14,2	13,3	11,3	10,8	10,0	10,1	9,7	8,6	7,0	-
31	34,9	34,8	31,9	26,5	21,7	20,4	18,5	16,6	15,4	13,8	13,4	12,6	11,2	10,1	10,3
32	32,6	28,9	27,8	25,7	19,3	17,4	16,5	14,9	14,9	14,1	13,1	11,6	11,6	9,7	9,9
33	29,7	28,0	24,7	23,0	20,4	18,2	16,2	15,1	14,8	12,8	12,7	11,5	11,0	9,6	8,7
34	29,1	26,7	24,3	21,3	18,1	16,5	14,6	13,7	13,4	12,3	11,8	10,3	9,2	8,0	8,2
35	26,6	24,9	23,9	19,6	18,1	15,9	14,1	12,0	11,4	11,1	10,8	10,0	9,3	7,9	7,6
36	28,7	30,6	25,4	24,2	19,0	16,5	15,1	12,8	12,3	11,1	10,2	10,3	9,9	9,1	7,7
37	30,6	28,6	25,7	22,7	19,6	17,6	16,5	13,9	13,1	12,6	11,9	10,9	9,6	8,9	8,2
38	31,1	30,7	27,9	24,5	20,6	18,9	17,7	15,0	13,9	13,1	11,2	11,0	11,1	9,6	9,1

CAPACITE DE RETENTION NORMALE (FEODOROFF)

MODELISATION DES COURBES DE RESSUYAGE

$$\text{CRN} = a + b \log(0,167 a/b - 0,325)$$

	Modèle			CRN	logt°	t ₀	ξ ₀	CRN calculé	D = CRN - CRN calculé	
	H = a - b logt	r	a/b							
11	H = 23,3 - 7,9	logt	-0,96	2,95	17,2	10,7722	6h55'	-0,169	17,2	0
12	H = 20 - 7,1	logt	-0,98	2,82	14,0	10,8451	7h	-0,143	14,1	-0,1
13	H = 17,9 - 6,6	logt	-0,97	2,71	12,0	10,8939	7h50'	-0,128	12,0	0
14	H = 18,2 - 7,4	logt	-0,95	2,46	10,8	11,0000	10h	-0,100	10,3	+0,5
15	H = 17,6 - 6,5	logt	-0,98	2,71	11,8	10,8923	7h50'	-0,128	11,8	0
16	H = 18,3 - 6,5	logt	-0,98	2,82	12,5	10,8923	7h50'	-0,128	12,9	-0,4
17	H = 18,5 - 6,9	logt	-0,98	2,68	12,1	10,9275	8h25'	-0,118	12,2	-0,1
18	H = 18,8 - 6,8	logt	-0,97	2,76	13,2	10,8235	6h40'	-0,150	12,9	+0,3
21	H = 19,8 - 6,8	logt	-0,99	2,91	14,4	10,7941	6h15'	-0,161	14,4	0
22	H = 16,5 - 5,8	logt	-0,99	2,84	11,8	10,8103	6h25'	-0,155	11,7	+0,1
23	H = 17,6 - 6,2	logt	-0,98	2,84	12,4	10,8387	6h55'	-0,145	12,5	-0,1
24	H = 19,2 - 7,2	logt	-0,97	2,67	12,4	10,9444	8h50'	-0,114	12,6	-0,2
25	H = 20 - 7,5	logt	-0,98	2,67	12,8	10,9600	9h05'	-0,110	13,1	-0,3
26	H = 19,4 - 7	logt	-0,98	2,77	13,5	10,8429	7h	-0,144	13,4	+0,1
27	H = 18,9 - 6,6	logt	-0,98	2,86	13,5	10,8182	6h35'	-0,152	13,5	0
28	H = 18,2 - 6,1	logt	-0,98	2,98	13,6	10,7541	5h40'	-0,176	13,55	+0,05
31	H = 27 - 9,5	logt	-0,98	2,84	19,0	10,8421	6h55'	-0,144	19,15	-0,15
32	H = 24,2 - 8	logt	-0,98	3,025	18,3	10,7375	5h30'	-0,183	18,25	+0,05
33	H = 22,9 - 7,3	logt	-0,99	3,14	17,0	10,8082	6h25'	-0,156	17,8	-0,8
34	H = 21,7 - 7,4	logt	-0,99	2,93	15,6	10,8243	6h40'	-0,150	15,9	-0,3
35	H = 20,4 - 6,9	logt	-0,99	2,97	15,2	10,7536	5h40'	-0,176	15,1	+0,1
36	H = 22,7 - 8,15	logt	-0,97	2,78	15,8	10,8466	7h	-0,142	15,7	+0,1
37	H = 23 - 8	logt	-0,996	2,875	16,8	10,7750	6h	-0,168	16,5	+0,3
38	H = 24,3 - 8,3	logt	-0,98	2,93	18,2	10,7349	5h25'	-0,184	17,8	+0,4

CAPACITE DE RETENTION (FEODOROFF)
ESTIMATION DES PARAMETRES DU MODELE

$$\hat{a} = 0,1232 A + 0,2509 LF - 0,0213 IG + 11,2928$$

$$\hat{b} = 0,0489 A + 0,0474 LF + 0,0232 IG + 4,5112$$

$$\hat{CRN} = \hat{a} + \hat{b} \log(0,167 \hat{a}/\hat{b} - 0,325)$$

	\hat{a}	$\hat{a}-a$	\hat{b}	$\hat{b}-b$	\hat{CRN}	$\hat{CRN}-CRN$
11	19,6	-3,7	6,9	-1,0	13,9	-3,3
12	18,8	-1,2	6,8	-0,3	12,9	-1,1
13	18,3	0,4	6,6	0	12,6	0,6
14	18,2	0	6,6	-0,8	12,5	1,7
15	18,4	0,8	6,7	0,2	12,5	0,7
16	18,5	0,2	6,7	0,2	12,7	0,2
17	18,7	0,2	6,8	-0,1	12,8	0,7
18	19,8	1,0	7,0	0,2	14,0	0,8
21	18,6	-1,2	6,6	-0,2	13,1	-1,3
22	18,7	2,2	6,5	0,7	13,4	1,6
23	18,9	1,3	6,7	0,5	13,3	0,9
24	19,1	-0,1	6,8	-0,4	13,6	1,2
25	19,2	-0,8	7,0	-0,5	13,1	0,3
26	19,5	0,1	6,9	-0,1	13,7	0,2
27	19,2	0,3	6,9	0,3	13,3	-0,2
28	19,0	0,8	7,1	1,0	12,5	-1,1
31	22,7	-4,3	7,9	-1,6	16,3	-2,7
32	22,2	-2,0	7,7	-0,3	16,0	-2,3
33	22,8	-0,1	7,9	0,6	16,5	-0,5
34	23,3	1,6	8,0	0,6	16,9	1,3
35	23,2	2,8	8,0	1,1	16,8	1,6
36	23,4	0,7	8,1	0	16,9	1,1
37	24,0	1,0	8,3	0,3	17,4	0,6
38	24,0	-0,3	8,3	0	17,4	-0,8
Moyenne :		-0,01		0,01		0,01
Ecart-type :		1,63		0,63		1,39

CAPACITE DE RETENTION
COMPARAISON DES DIVERSES ESTIMATIONS

	CRN (Féodoroff)	CRG (GRAS)	CRD (Dancette)	CRV (Veihmeyer)	Humidité in situ (moyenne)
11	17,2	20,4	21,1	15,2	21,3
12	14,0	19,5	19,4	15,8	16,8
13	12,0	18,4	17,9	13,8	15,6
14	10,8	19,5	18,3	15,5	15,0
15	11,8	20,8	18,5	16,3	14,7
16	12,5	22,4	18,9	17,2	14,3
17	12,1	24,8	19,7	19,1	14,4
18	13,2	23,9	20,0	20,5	14,4
21	14,4	17,3	18,9	17,1	15,9
22	11,8	18,6	17,7	14,8	14,0
23	12,4	19,9	18,4	17,2	13,6
24	12,4	21,8	18,9	17,2	13,4
25	12,8	23,2	19,4	17,2	13,4
26	13,5	23,3	19,6	19,0	13,5
27	13,5	23,2	19,5	18,0	13,5
28	13,6	23,6	19,7	16,5	13,3
31	19,0	29,2	22,0	18,0	19,1
32	18,3	24,6	21,5	22,8	21,9
33	17,0	25,5	21,9	23,4	23,7
34	15,6	26,0	21,4	22,9	23,5
35	15,2	26,7	21,3	16,5	20,2
36	15,8	28,5	21,8	22,3	20,5
37	16,8	30,8	22,6	24,7	20,2
38	18,2	32,0	23,7	27,4	20,7

HUMIDITE ET pF

	Hum.équiv. HE (BOUYOUCOS)	pF 4,2 (15 b)	pF 3 (1 b)	pF 2,5 (320 mb)	pF 2,2 (160 mb)	pF 1,9 (80 mb)
11	14,5	7,2	18,2	20,8	25,1	28,7
12	15,2	6,1	14,8	20,6	24,1	24,2
13	12,9	5,8	11,9	16,3	19,3	21,1
14	14,9	6,5	12,7	16,4	18,8	20,2
15	15,8	7,5	13,0	16,7	19,9	21,0
16	16,9	9,0	13,9	17,7	21,2	22,1
17	19,1	10,3	15,5	19,9	22,8	23,6
18	20,7	10,3	16,0	20,2	23,8	24,2
21	13,6	5,3	13,8	21,0	23,8	24,6
22	14,1	5,8	11,5	16,4	19,1	20,1
23	16,8	6,9	12,9	17,0	19,0	20,6
24	16,8	8,1	13,8	17,8	19,4	22,0
25	16,8	9,0	14,8	18,6	21,8	23,3
26	19,0	9,4	15,3	20,0	21,9	23,1
27	17,8	9,6	15,0	19,4	21,6	23,6
28	16,0	10,1	15,4	18,3	19,5	23,1
31	17,8	11,5	20,1	27,4	29,3	29,1
32	23,3	8,3	19,1	27,1	28,9	31,0
33	24,0	9,1	19,8	27,2	28,8	31,4
34	23,5	8,4	18,9	25,3	26,1	29,5
35	16,1	8,7	18,6	21,8	23,7	28,0
36	22,8	10,7	19,7	26,0	26,0	29,8
37	25,5	13,6	21,2	27,9	28,2	30,1
38	28,6	15,9	23,4	30,8	31,7	32,2

ESPACE PORAL

	DENSITES				$\frac{d_a}{d_s}$	$\frac{d_a}{d_t}$	$\frac{d_a}{d_r}$	POROSITES (%)			
	appar.	struct.	textur.	réelle				globale	interst.	struct.	textur.
	d_a	d_s	d_t	d_r				P_g	P_i	P_s	P_t
11	1,34	1,48	1,74	2,54	0,905	0,770	0,528	47,2	9,5	13,5	24,2
12	1,56	1,68	1,74	2,58	0,929	0,896	0,605	39,5	7,1	3,3	29,1
13	1,62	1,77	1,91	2,61	0,915	0,848	0,621	37,9	8,5	6,7	22,7
14	1,64	1,76	2,03	2,60	0,932	0,808	0,631	36,9	6,8	12,4	17,7
15	1,69	1,81	1,95	2,57	0,934	0,867	0,658	34,2	6,6	6,7	20,9
16	1,71	1,86	1,96	2,62	0,919	0,872	0,653	34,7	8,1	4,7	21,9
17	1,71	1,89	2,07	2,62	0,905	0,826	0,653	34,7	9,5	7,9	17,3
18	1,69	1,88	2,01	2,59	0,899	0,841	0,653	34,7	10,1	5,8	18,8
21	1,67	1,78	1,85	2,605	0,938	0,903	0,641	35,9	6,2	3,5	26,2
22	1,65	1,87	1,98	2,62	0,883	0,833	0,630	37,0	11,8	4,9	20,3
23	1,71	1,87	1,94	2,62	0,914	0,881	0,653	34,7	8,6	3,3	22,8
24	1,72	1,85	1,97	2,61	0,930	0,873	0,659	34,1	7,0	5,7	21,4
25	1,69	1,83	1,95	2,60	0,923	0,867	0,650	35,0	7,7	5,6	21,7
26	1,70	1,81	1,96	2,58	0,939	0,867	0,659	34,1	6,1	7,2	20,8
27	1,73	1,91	1,98	2,63	0,906	0,874	0,658	34,2	9,4	3,2	21,6
28	1,67	1,97	2,09	2,59	0,848	0,799	0,645	35,5	15,2	4,9	15,4
31	1,62	1,725	1,75	2,62	0,939	0,926	0,618	38,2	6,1	1,3	30,8
32	1,62	1,73	1,75	2,63	0,936	0,926	0,616	38,4	6,4	1,0	31,0
33	1,63	1,70	1,81	2,62	0,959	0,900	0,622	37,8	4,1	5,9	27,8
34	1,65	1,65	1,73	2,61	1	0,954	0,632	36,8	0	4,6	32,2
35	1,66	1,74	1,83	2,63	0,954	0,907	0,631	36,9	4,6	4,7	27,6
36	1,65	1,67	1,79	2,56	0,988	0,922	0,645	35,5	1,2	6,6	27,7
37	1,63	1,70	1,79	2,57	0,959	0,911	0,634	36,6	4,1	4,8	27,7
38	1,61	1,70	1,81	2,57	0,947	0,890	0,626	37,4	5,3	5,7	26,4

Tableau 7

C O M P A R A I S O N

CAPACITE DE RETENTION NORMALE - POROSITE

	Pt	CRN.da	Pt - CRN.da
11	24,2	23,0	1,2
12	29,1	21,8	7,3
13	22,7	19,4	3,3
14	17,7	17,7	0
15	20,9	19,9	1,0
16	21,9	21,4	0,5
17	17,3	20,7	-3,4
18	18,8	22,3	-3,5
21	26,2	24,0	2,0
22	20,3	19,4	0,9
23	22,8	21,2	1,6
24	21,4	21,3	0,1
25	21,7	21,6	0,1
26	20,8	22,9	-2,1
27	21,6	23,4	-1,8
28	15,4	22,7	-7,3
31	30,8	30,8	0
32	31,0	29,6	1,4
33	27,8	27,7	0,1
34	32,2	25,7	6,5
35	27,6	25,2	2,4
36	27,7	26,1	1,6
37	27,7	27,4	0,3
38	26,4	29,3	-2,9
	Moyenne :		0,40
	Ecart-type :		3,07