

Parmi les hypothèses possibles sur la fonction f , nous avons choisi d'écrire qu'une diminution du gradient hydraulique, donc de la vitesse, ou une augmentation de la porosité, donc des dimensions des pores, entraîne un accroissement de la proportion d'eau adsorbée :

$$-\frac{\partial a}{\partial V} = \alpha(P) \cdot a \qquad \frac{\partial a}{\partial P} = c(V) \cdot a$$

ce qui sous-entend que les fonctions α et c sont monotones croissantes. Leur intégration donne :

$$a = \beta e^{g(P)} \cdot e^{h(V,P)}$$

La forme des fonctions et les paramètres α et β seront déterminés à partir des résultats expérimentaux. Il nous faut donc calculer A et a , pour pouvoir étudier la variation de a en fonction des variables P et V .

V.2.a. DETERMINATION DES FACTEURS A et a

Il est clair que si A et a étaient des constantes, n'importe quel couple de valeurs de k en permettrait le calcul. Nous l'avons fait pour tous, et avons constaté que a oscillait peu autour de $a = 0,2$. Prenant alors cette valeur comme première approximation, nous avons tracé en coordonnées logarithmiques le graphe :

$$k, \frac{[P - 0,2 (1 - P)]^3}{(1 - P)^2}$$

et en avons tiré une valeur moyenne approchée de $A = 4,65 \cdot 10^{-4} \mu^2$ (figure 28).

A partir de cette valeur, dont nous savons qu'elle est constante pour un milieu donné, nous avons calculé pour chaque valeur mesurée de la perméabilité celle que prend a . L'ensemble des résultats est donné dans le tableau 20. Le sens physique de ce facteur est clair : il est lié à l'épaisseur moyenne de l'eau liée. Nous cherchons à mettre en évidence une corrélation entre a et nos deux variables fondamentales V et P .

A première vue, il est difficile d'en trouver, d'autant plus que par commodité nos tableaux sont présentés en fonction du gradient hydrau-

lique, et non de la vitesse. En écartant les résultats manifestement anormaux, on constate une diminution de la rétention à porosité constante lorsque le gradient hydraulique croît, tandis qu'à gradient constant, les variations sont moins nettes, sauf pour le plus faible, où a varie comme la porosité.

Tableau 20

Valeur calculées du coefficient de rétention a

Série A								
P	J = 3	10	20	30	40	50	60	70
0,617	0,2346	0,1991	0,1966	0,1926	0,1900	0,1871	0,1824	
0,594	0,2175	0,1985	0,1963	0,1941	0,1918	0,1896	0,1887	
0,581	0,2688	0,2068	0,1910	0,1834	0,1781	0,1769	0,1743	
0,563	0,2402	0,2157	0,2125	0,2099	0,2070	0,2042	0,2013	
0,552	0,2658	0,2248	0,2154	0,2123	0,2092	0,2060	0,2032	
0,536	0,2448	0,2140	0,2123	0,2115	0,2106	0,2097	0,2088	0,2088
0,522	0,2345	0,2146	0,2108	0,2098	0,2087	0,2068	0,2050	0,2050
0,512	0,2281	0,2173	0,2131	0,2109	0,2099	0,2088	0,2088	0,2078
0,499	0,2210	0,2152	0,2128	0,2116	0,2104	0,2095	0,2095	0,2095
0,488	0,2176	0,2139	0,2116	0,2098	0,2088	0,2079	0,2071	0,2063
moyenne générale	0,2382	0,2119	0,2072	0,2046	0,2024	0,2006	0,1989	
	0,2292	0,2150	0,2121	0,2107	0,2096	0,2083	0,2078	0,2075
Série B								
moyenne générale	0,2465	0,2133	0,2063	0,2036	0,2013	0,1996	0,1985	
	0,2140	0,2143	0,2108	0,2086	0,2065	0,2046	0,2031	0,2107

Quelle confiance peut-on avoir en ce tableau ? Un calcul très simple à partir de l'équation de définition (V.1) nous donne :

$$\frac{\Delta k}{k} = \frac{\Delta a}{a} \frac{3 a(1 - P)}{P - a(1 - P)} + \frac{\Delta P}{P} \frac{3 P(1 + a)}{P - a(1 - P)} + \frac{2 P}{1 - P}$$

Pour avoir un ordre de grandeur de l'erreur, prenons $\frac{\Delta k}{k} = 10^{-2}$ et $\frac{\Delta P}{P} = 3.10^{-3}$: nous sommes en effet dans le cadre d'une même série d'essais, mais l'erreur sur la lecture de la température subsiste, et l'erreur totale est $3.10^{-3} + 3.10^{-3} = 6.10^{-3}$, arrondi à 10^{-2} . Il vient alors pour les deux valeurs extrêmes de la porosité $P = 0,5$ et $0,6$ et la valeur approchée $a = 0,2$:

$$P = 0,5 \quad \left| \frac{\Delta K}{K} \right| = \frac{3}{4} \left| \frac{\Delta a}{a} \right| + 4,5 \left| \frac{\Delta P}{P} \right| \rightarrow \frac{\Delta a}{a} = 3.10^{-2}$$

$$P = 0,6 \quad \left| \frac{\Delta K}{K} \right| = \frac{1}{2} \left| \frac{\Delta a}{a} \right| + 3,5 \left| \frac{\Delta P}{P} \right| \rightarrow \frac{\Delta a}{a} = 4.10^{-2}$$

on comprend alors pourquoi les écart anormaux se situent dans le haut du tableau, vers les grandes porosités. Mais le calcul montre aussi qu'on ne peut attribuer uniquement aux erreurs expérimentales toutes les variations du facteur de rétention.

L'examen du tableau permet de confirmer le choix que nous avons fait au début de ce paragraphe, et assez arbitrairement, semblait-il, de la valeur $a = 0,2$. On constate que l'écart ne dépasse pas 10 % pour les gradients supérieurs à 10, alors qu'il est supérieur et bien plus irrégulier pour le gradient 3. En fait, comme il s'agit d'un paramètre important, puisqu'il représente pour nous l'épaisseur de la couche d'eau adsorbée, nous allons l'étudier de façon plus poussée.

V.2.b. ETUDE DU FACTEUR DE RETENTION

Nous avons vu qu'elle ne peut se faire utilement qu'en fonction de deux paramètres : la porosité P et la vitesse de filtration V . Le paramètre adimensionnel qu'est le nombre de Reynolds R est pratiquement équivalent à la vitesse et donne des graphes semblables qu'on peut construire à l'aide du tableau 14 ; on obtient ensuite la grandeur de R pour chaque valeur du tableau 19. Il serait aussi logique de choisir la vitesse d'infiltration $V^+ = V/P$, mais on passe pratiquement de l'une à l'autre par un changement d'échelle. De toutes façons, la valeur de V utilisée ne sera pas celle tirée directement de l'expérience : comme la température varie, nous ramenons toutes les conditions expérimentales à 20° , ainsi que nous l'avons fait pour les perméabilités ; il nous faut aussi tenir compte du lissage nécessaire. Nous partons donc de la définition même : $V = K.J$ où K est tiré des tableaux 12 et 13.

Cette correction de température est à noter car l'influence de celle-ci sur le coefficient de rétention est inconnue : rien ne prouve que ce soit celle observée sur la viscosité de l'eau. Il est évident que cette lacune diminue la portée de nos calculs et que des essais à température constante sont nécessaires, mais n'en avons pas eu la possibilité. Cette observation semble aller à l'encontre de nos résultats expérimentaux puisque nous avons montré que les corrections de température sur la viscosité sont suffisantes ; mais il s'agit ici d'un coefficient correctif dont les variations sont très faibles et facilement cachées par les erreurs expérimentales.

Le lissage des valeurs de a pose un problème délicat et d'abord le choix de la méthode. Le report pur et simple des valeurs calculées n'ayant aucune cohérence, et les graphes s'entremêlant dans le plus grand désordre quel que soit le système de coordonnées choisi, nous aurons à choisir entre :

1/ La recherche d'une loi de variation linéaire en fonction de la porosité,

2/ L'association des cinq premières lignes et des cinq dernières du tableau en prenant chaque fois pour a la valeur moyenne. Il semble y avoir un mode de variation de a avec le gradient différent dans les deux cas. Voici les deux groupes :

5 Prem.	0,2472	0,2088	0,2033	0,1985	0,1952	0,1927	0,1900
5 dern.	0,2292	0,2150	0,2121	0,2107	0,2096	0,2083	0,2078

3/ Prendre une valeur unique pour chaque gradient.

Nous avons essayé toutes ces méthodes, et c'est sur la dernière que notre choix s'est arrêté. Comme chaque fois qu'une hésitation est possible, ce choix présente un aspect négatif que nous allons examiner.

En retenant une valeur unique de a pour chaque gradient, il semble que nous abandonnions une information, en éliminant l'influence directe de la porosité sur le facteur de rétention.

En fait, cette information quoique probablement significative n'a pas pour tous les gradients une valeur identique : les variations de a sont fortes surtout dans la colonne du gradient 3, correspondant en réalité

à une amplitude très faible de variation de la vitesse de filtration, comme le montrent les figures 33 et 34. Cela dénote une instabilité qui doit être soulignée.

D'autre part, la détermination de a est très indirecte, et sur ces valeurs extrêmes, le lissage des graphes $k(\downarrow)$ a eu peu d'effet. Le choix d'une valeur unique régularise les graphes sans les uniformiser. C'est un autre lissage que nous pratiquons, sans lequel nos graphes seraient enchevêtrés.

Du point de vue physique, cela ne signifie pas réellement que la porosité n'a pas d'influence sur le facteur de rétention, mais que son rôle et celui de la vitesse de filtration s'équilibrent. En effet, à débit égal, a devrait diminuer avec la porosité ; mais alors le gradient hydraulique doit augmenter puisque la section de passage diminuant, la vitesse doit croître.

Le facteur de rétention semble être lié aux gradients de vitesse à proximité des parois solides, mais nous sommes incapables de préciser comment. Il semble, en examinant le tableau, que a diminue lorsque la porosité diminue, tout au moins pour les faibles gradients. Aux gradients élevés, aucune tendance nette n'apparaît, et c'est ce qui justifie notre choix.

Nous avons donc construit avec les valeurs moyennes du facteur de rétention ainsi calculées, un premier graphe $\log a(V)$ qui donne pour les gradients supérieurs à 10 pratiquement des droites concourantes ; mais si nous tenons compte de l'ensemble des mesures, une telle représentation n'est plus adéquate (figures 33 et 34).

Partant de là, on a pu obtenir les graphes $\log a(P)$ à vitesse constante. Suivant la valeur de la vitesse de filtration, on trace soit une droite unique, soit une droite brisée, les points de changement de pente se situant pratiquement sur la même valeur de a . On a alors deux familles de droites à peu près parallèles correspondant chacune aux forts ou aux faibles gradients, la limite étant pratiquement 10.

Pour la suite des calculs, nous avons abandonné l'expression en fonction de R_e qui ne présentait aucun intérêt particulier.

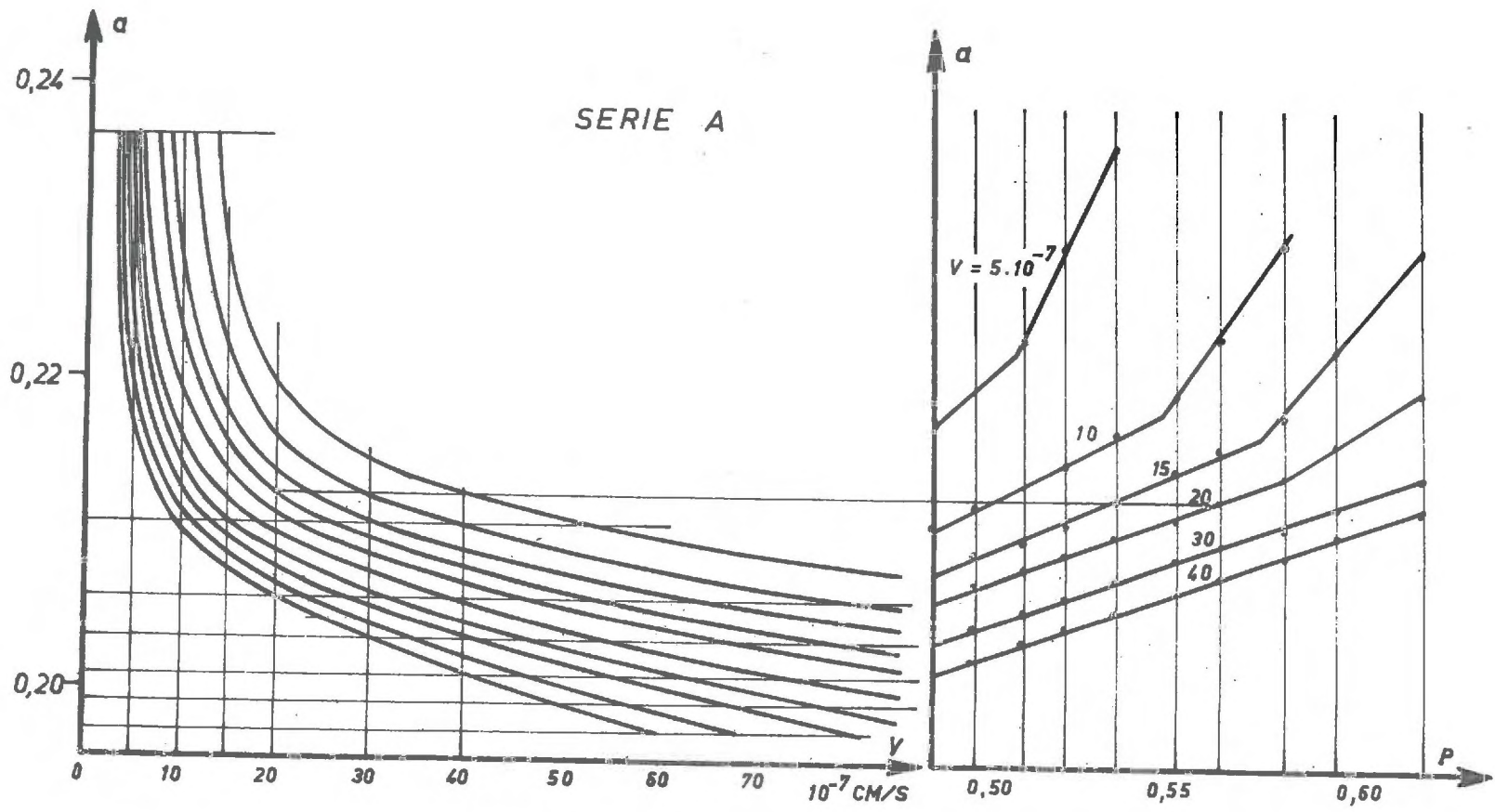


FIG. 33

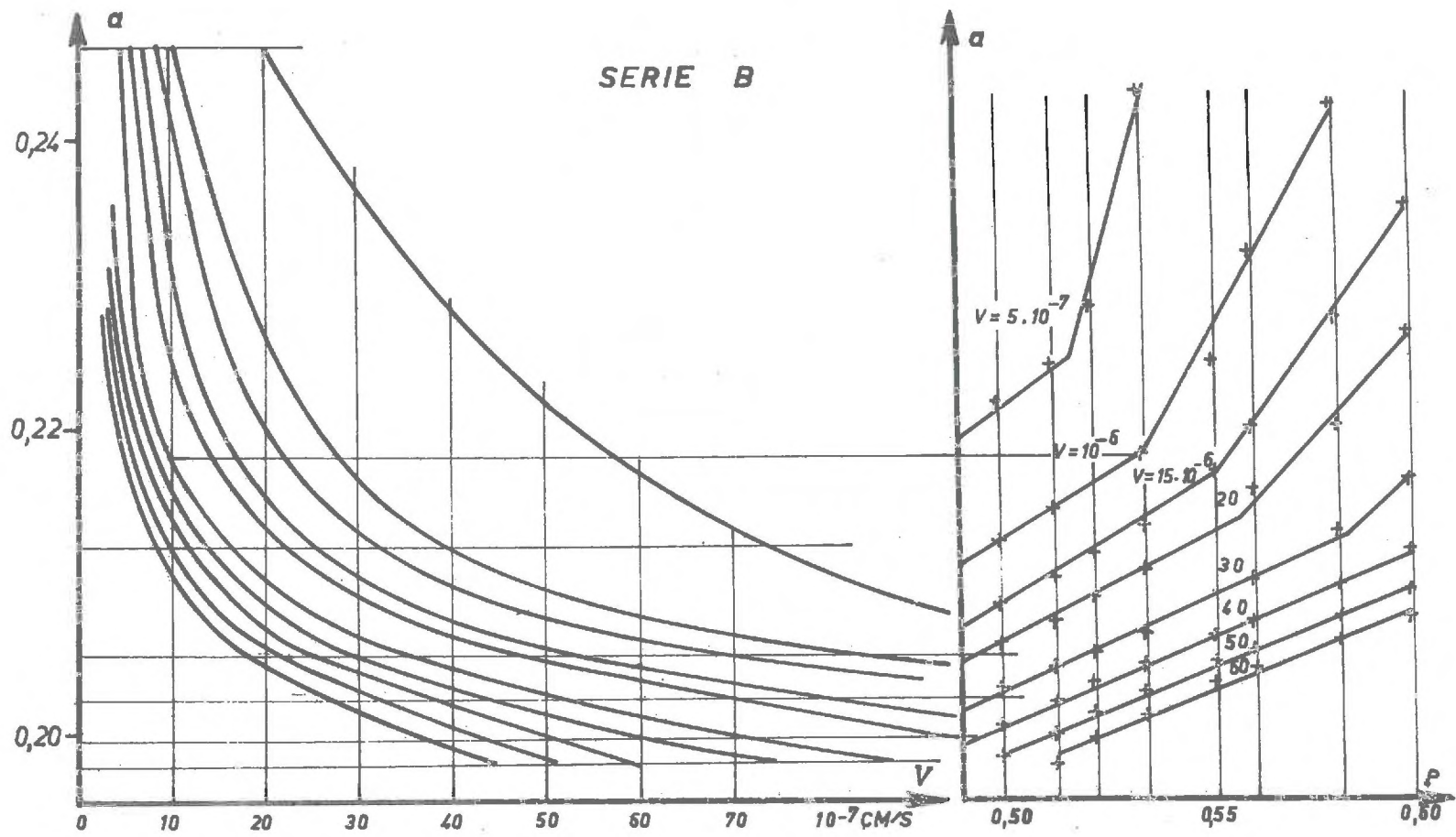


FIG. 34

V.2.c. EXPRESSION DU FACTEUR DE RETENTION

Cette configuration linéaire nous permet d'écrire que, pour une valeur donnée de V , on a :

$$\log a = \alpha \cdot P + \text{Log } \beta \quad (\text{V.2})$$

où α est la pente des droites donc constante, mais prend deux valeurs différentes : α_1 pour les faibles gradients, α_2 pour les gradients supérieurs à 10.

Pour la série A et en fonction de la vitesse de filtration, on trouve $\alpha_1 = 0,54$ $\alpha_2 = 0,15$. Le paramètre β est exclusivement fonction de V , puisque nous trouvons des droites parallèles.

Nous avons effectué les mêmes opérations sur les valeurs de la série B. Le manque de mesures à faible gradient pour les plus petites porosités fausse le calcul de la moyenne, ce qui pourrait expliquer certains écarts.

On obtient : $\alpha_1 = 0,58$ $\alpha_2 = 0,19$ en utilisant V comme paramètre.

Doit-on s'étonner de telles différences sur un même matériau étudié ? Nous ne le pensons pas car le calcul du facteur de rétention est fait à partir d'une mesure de perméabilité qui est à 1 % près pour les faibles gradients, et parce qu'il s'agit surtout ici du coefficient d'un terme correctif basé sur des valeurs numériques plusieurs fois lissées.

Nous pouvons maintenant exprimer le facteur de rétention sous une forme simple, à partir des remarques faites sur la présentation des graphes $a(P)$. En effet, l'équation (V.6) s'écrit aussi :

$$a = \beta \cdot e^{2,3 \cdot \alpha \cdot P}$$

où α prend l'une des valeurs calculées ; β est un coefficient qui ne dépend que de V : on peut calculer à partir de l'équation de définition (V.2) :

$$\text{Log } \beta = \log a - \alpha \cdot P$$

puisque pour chaque point des tableaux, les valeurs de a , de α et de P sont connues. On obtient ainsi celles de $\log \beta$ qu'on rapprochera de la vitesse de filtration V pour avoir les graphes :

$$\text{Log } \beta = h (\log V)$$

Si β n'était ^{réellement} fonction que de V , on déterminerait une ligne unique où se placeraient tous les points. En fait, nous savons déjà qu'il en existe au moins deux puisque α a deux valeurs.

La construction effective de ces graphes (figures 35,36,37) montre qu'il s'agit de droites tant qu'on reste dans les limites de validité de α . Par exemple, pour $J > 10$, on a :

$$\log \beta = m \cdot \log V + \log n$$

$$\beta = n \cdot V^m$$

et
$$a = n \cdot V^m \cdot e^{2,3 \cdot \alpha \cdot P} \quad (V.3)$$

qui se présente sous la forme théorique prévue et même simplifiée. Les valeurs numériques de paramètres sont alors calculables. En prenant pour la moyenne des valeurs trouvées dans chaque série, on obtient :

pour les faibles gradients : $\alpha_1 = 0,56$ $m_1 = -0,096$ $n_1 = 0,03$

pour les gradients élevés : $\alpha_2 = 0,17$ $m_2 = -0,033$ $n_2 = 0,11$

pour des vitesses exprimées en $\text{cm/s} \times 10^{-7}$.

Ces nombres ne sont bien entendu que des valeurs approchées ; la valeur de la deuxième décimale est illusoire, ce qui aurait été gênant pour des calculs précis mais l'est moins dans notre cas. Les équations s'écrivent donc :

$$a_1 = 0,03 \cdot V^{-0,096} \cdot e^{1,29 \cdot P} \quad (V.4)$$

$$a_2 = 0,11 \cdot V^{-0,033} \cdot e^{0,39 \cdot P} \quad (V.5)$$

La valeur du facteur de rétention est donc dépendante de V . On est conduit à une impasse si son élimination est impossible. Remarquons qu'il n'est pas nécessaire d'en avoir une valeur précise : le calcul d'erreur appliqué à (V.3) permet d'écrire :

$$\frac{\Delta a}{a} = m \frac{\Delta V}{V} + 2,3 \cdot \alpha \cdot \Delta P$$

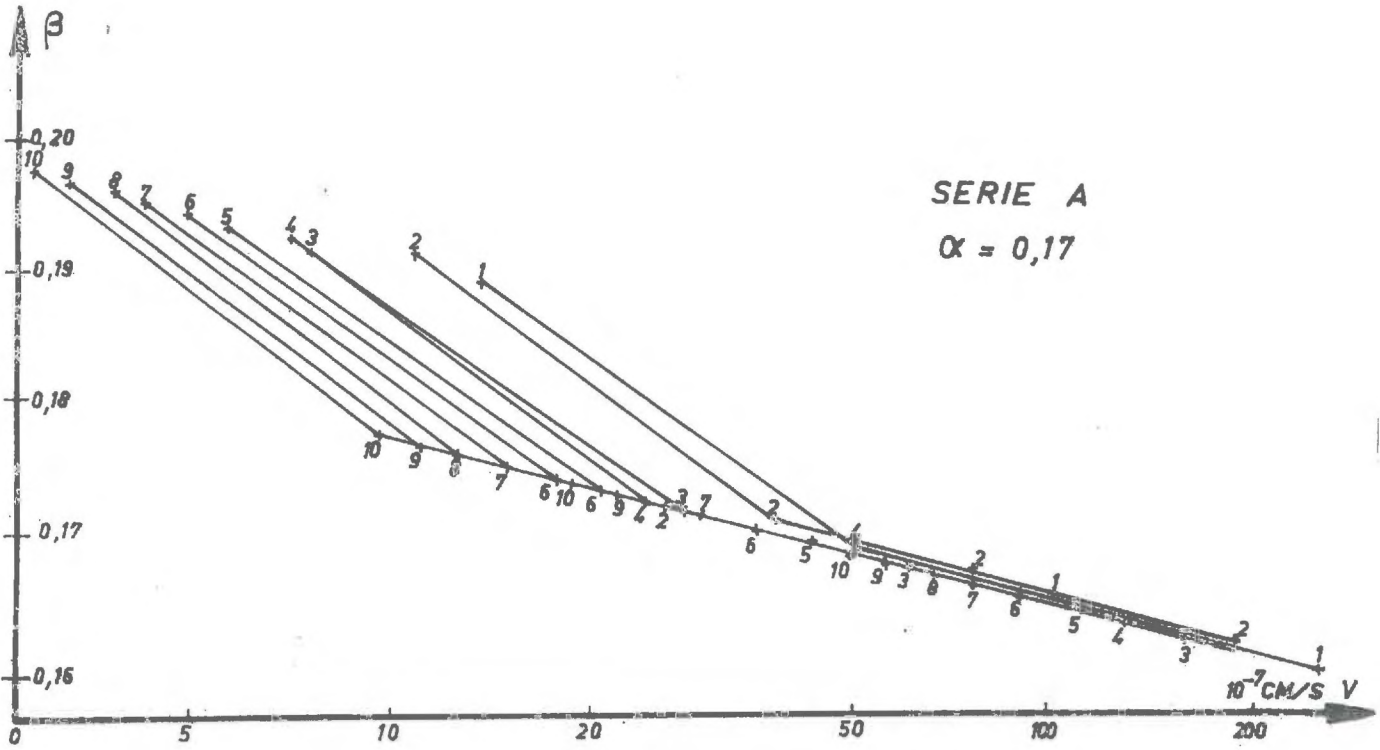


FIG. 35

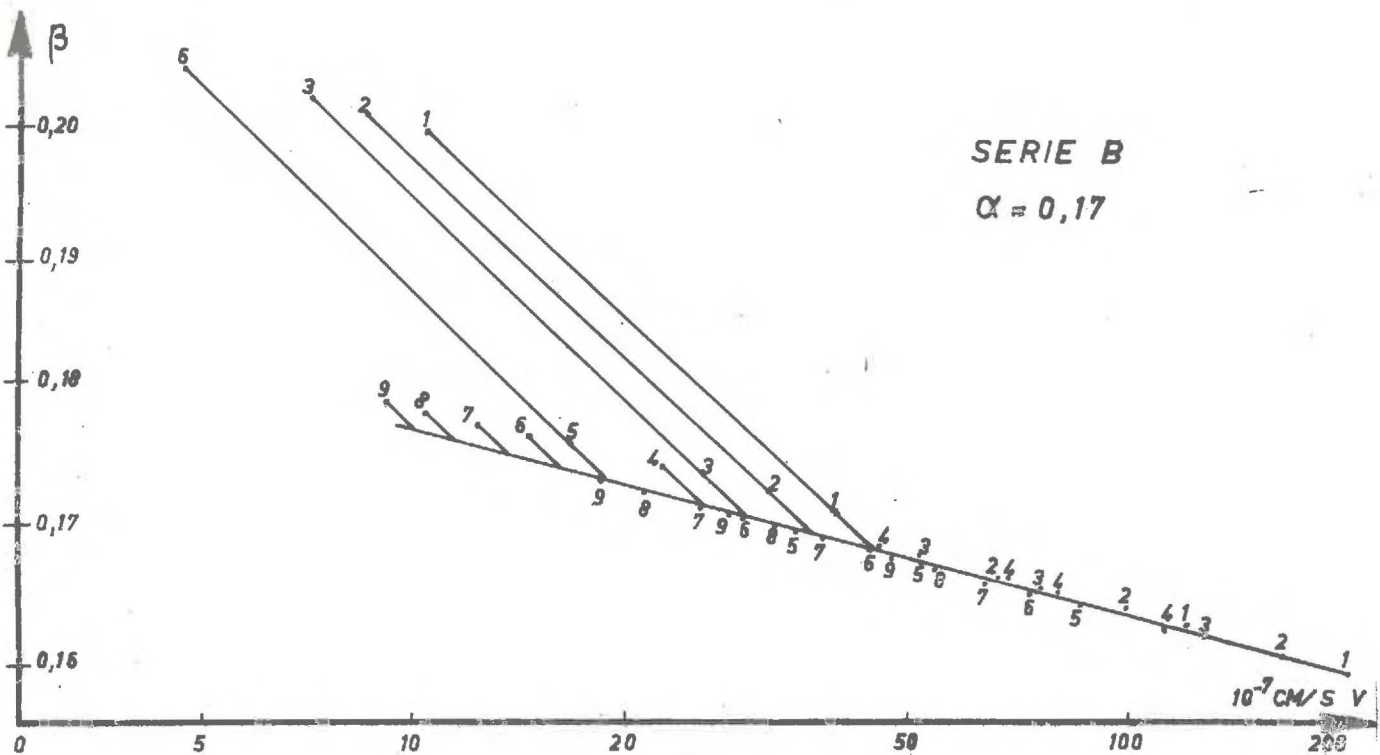
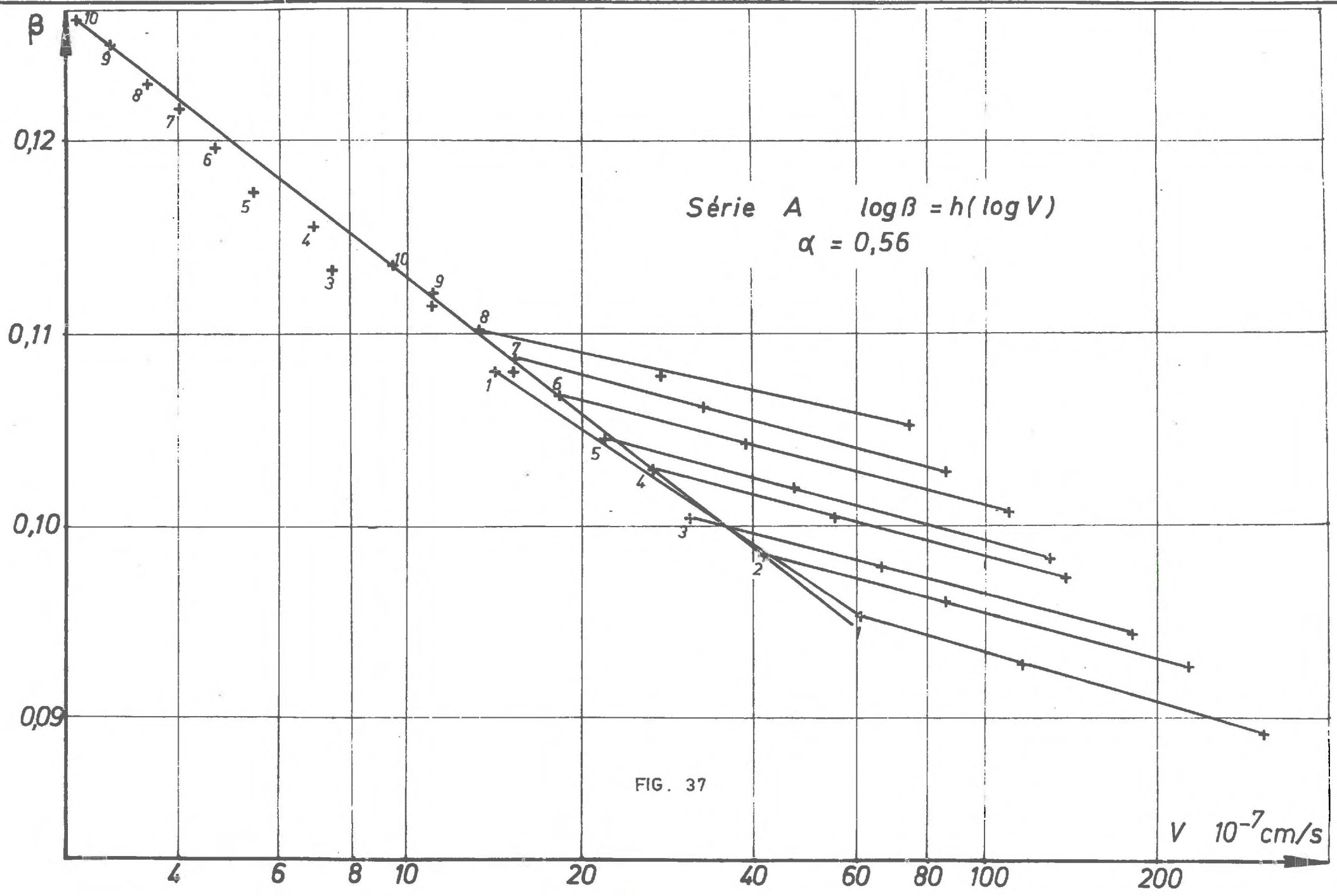


FIG. 36



De plus, on a vu que la valeur de m est 0,03 ou 0,1, c'est à dire que l'erreur relative sur a n'est que le dixième de celle faite sur la vitesse. Dans ces conditions, nous pouvons utiliser une des formules empiriques donnant la perméabilité, par exemple celle d'Allen Hazen ou mieux encore celles que nous avons nous-mêmes déterminées soit sous forme puissance (IV.3) soit sous forme exponentielle (IV.4).

Ainsi, la première :

$$k = 1,5 \cdot 10^{-2} \cdot P^7 \cdot J^2 \quad (\text{IV.3})$$

donne $V = 1,5 \cdot 10^{-5} \cdot P^7 \cdot J$ cm/s

et les formules (V.9) et (V.10) deviennent :

$$a_1 = 0,087 \cdot P^{-0,67} \cdot e^{1,3 \cdot P} \cdot J^{-0,096}$$

et $a_2 = 0,16 \cdot P^{-0,23} \cdot e^{0,39 \cdot P} \cdot J^{-0,033}$

V.2.d. FORMULES DONNANT LA PERMEABILITE GEOMETRIQUE

La valeur de la perméabilité géométrique k peut s'écrire en fonction des seules données géométriques (P) et hydrauliques (J) :

$$k = 4,65 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{P^3}{(1-P)^2} \cdot C^3 \cdot \mu^2 \quad (\text{V.6})$$

où C est un coefficient correctif de la formule de Kozeny-Carman dont l'expression développée est :

$$J < 10 : C_1 = 1 - 0,087 \cdot P^{-1,67} \cdot e^{1,3 \cdot P} \cdot J^{-0,096} \cdot (P^{-1} - 1) \quad (\text{V.7})$$

$$J > 10 : C_2 = 1 - 0,16 \cdot P^{-1,23} \cdot e^{0,39 \cdot P} \cdot J^{-0,033} \cdot (P^{-1} - 1) \quad (\text{V.8})$$

ce qui est bien compliqué.

Mais l'utilisation de la seconde formule dans son domaine de validité (IV.4.d) semble plus intéressante. Elle donne en effet la vitesse en cm/s par :

$$V = 1,91 \cdot 10^{-10} \cdot e^{12,8 \cdot P} \cdot J \quad (\text{IV.4})$$

et par conséquent pour le facteur de rétention :

$$a'_1 = 0,257 \cdot e^{0,06 \cdot P} \cdot J^{-0,096}$$

$$a'_2 = 0,23 \cdot e^{-0,03 \cdot P} \cdot J^{-0,033}$$

Il est clair que les exponentielles dans lesquelles apparaît la porosité ne peuvent prendre que des valeurs très faibles : il n'est même pas certain que le sens de la variation de a avec P soit correct pour la seconde de ces équations sur toute la plage de valeurs. Tout en retenant le principe, on remarquera que $e^{0,06 \cdot P}$ varie entre 1,029 et 1,037 et $e^{-0,03 \cdot P}$ entre 0,9845 et 0,9825, ce qui permet d'écrire en prenant les valeurs moyennes :

$$a'_1 = 0,266 J^{-1/10}$$

$$a'_2 = 0,226 J^{-1/30}$$

Ce faisant, on élimine apparemment la porosité dans l'expression de a , ce qui revient à dire que l'épaisseur de la couche d'eau adsorbée est indépendante de la porosité, tout au moins dans le domaine que nous avons exploré. On pourra alors calculer la perméabilité par l'équation de Kozeny (V.6), mais le coefficient C prend alors les valeurs :

$$C'_1 = 1 - 0,266 (P^{-1} - 1) J^{-1/10} \quad (V.9)$$

$$C'_2 = 1 - 0,226 (P^{-1} - 1) J^{-1/30} \quad (V.10)$$

Mentionnons au passage que la quantité $P^{-1} - 1$ est l'inverse de l'indice des vides e .

Pour les porosités étudiées, nous calculerons les valeurs de la perméabilité en les comparant à celles effectivement mesurées ou à celles obtenues par interpolation : ce sera notre vérification. Il est bien évident qu'elles ne coïncideront pas avec les valeurs exactes du fait des nombreuses approximations et aussi des erreurs expérimentales. C'est tout de même une façon d'éprouver à la fois les formules et les mesures. Par exemple, les formules (V.6, 7, 8) donnent les tableaux 21 et 22 relatifs aux valeurs lissées

Valeurs de la perméabilité géométrique
calculées avec la formule (1), en $10^{-4} \mu^2$

Série A									
P	J = 3	7	10	10	20	30	40	50	60
0,617	4,62	4,81	4,89	4,95	5,00	5,03	5,05	5,07	5,08
0,494	3,46	3,61	3,68	3,69	3,73	3,76	3,78	3,79	3,80
0,581	2,93	3,09	3,14	3,14	3,18	3,20	3,22	3,23	3,24
0,563	2,36	2,48	2,54	2,54	2,57	2,59	2,61	2,62	2,63
0,552	2,03	2,15	2,20	2,20	2,23	2,25	2,26	2,27	2,28
0,536	1,65	1,75	1,80	1,80	1,82	1,84	1,85	1,86	1,87
0,522	1,38	1,47	1,52	1,52	1,53	1,55	1,56	1,57	1,57
0,512	1,20	1,29	1,32	1,32	1,34	1,36	1,37	1,37	1,38
0,499	1,01	1,09	1,13	1,11	1,14	1,15	1,15	1,16	1,17
0,488	0,87	0,93	0,96	0,96	0,98	0,99	1,00	1,00	1,01
Série B									
0,600	3,80	3,97	4,04	4,05	4,10	4,12	4,14	4,15	4,16
0,584	3,05	3,20	3,26	3,27	3,31	3,33	3,35	3,37	3,37
0,561	2,30	2,42	2,54	2,47	2,51	2,53	2,54	2,55	2,56
0,551	2,01	2,12	2,17	2,17	2,20	2,22	2,23	2,24	2,25
0,532	1,57	1,67	1,71	1,71	1,74	1,76	1,77	1,78	1,78
0,518	1,31	1,42	1,43	1,43	1,45	1,47	1,48	1,49	1,49
0,507	1,13	1,21	1,24	1,24	1,26	1,27	1,28	1,29	1,30
0,493	0,94	1,00	1,04	1,03	1,05	1,07	1,07	1,08	1,08
0,483	0,81	0,87	0,90	0,89	0,91	0,92	0,93	0,94	0,94

Nota :

Pour le gradient 10, la perméabilité a été calculée par les deux formules.

(Tableaux 21 et 22)

qui nous ont permis d'établir les formules ; nous les comparerons aux tableaux 12 et 13.

Nous n'avons pas repris tous les résultats expérimentaux, mais seulement ceux concernant trois porosités différentes : les deux que nous avons déjà comparées aux autres formules, et une troisième (III) parmi les plus faibles ($P = 0,499$) pour élargir la gamme ouverte. Le résultat de ces calculs est rassemblé dans le tableau 23 ; il comporte pour chacune des porosités et quatre gradients (deux gradients faibles et deux de valeur supérieure afin d'utiliser les deux formules du facteur de rétention) : la perméabilité géométrique k_m réellement mesurée, celle que donne la formule de Kozeny associée au facteur de rétention exprimé sous sa forme complète (1), et sous sa forme simplifiée (2).

La comparaison avec les autres formules est de peu d'intérêt : nous n'avons pas cherché un ajustement "coup par coup" et uniquement en fonction du gradient hydraulique, mais à introduire la porosité dont le rôle est essentiel comme l'a montré le calcul d'erreur.

D'où proviennent les écarts souvent importants que l'on peut relever ? Ils sont de trois types :

- des points isolés nettement aberrants provenant d'une erreur matérielle quelconque,
- un décalage général mettant en relief une valeur erronée de la porosité attribuable par exemple à une porosité non uniforme de l'éprouvette,
- ou une bifurcation des graphes probablement due à une modification de la géométrie au cours des mesures.

Les graphes non continus dont les deux branches ne se raccordent pas parfaitement proviennent des approximations faites dans le calcul et en particulier du choix de la formule donnant la vitesse de filtration, parmi celles que nous venons de voir et qui sont approchées.

On peut cependant remarquer que c'est souvent au raccordement des deux parties du graphe qu'on a un point aberrant, et toujours de façon semblable : on constate qu'il pourrait s'agir du croisement de deux

Comparaison des diverses formules

(k en $10^{-4} \mu^2$)

I. P = 0,617	J = 2,84	7,66	17,3	55,8
Mesure k_m	4,53	5,06	5,10	5,23
Bondarenko	2,88	2,88	5,09	5,23
Kovacs	2,63	4,03		5,23
Hansbo	4,50	4,63		5,23
Formule 1	4,54	4,70	4,95	5,01
Formule 2	4,58	4,85	4,92	5,05
II. P = 0,581	J = 2,90	8,12	18,7	60,7
Mesure k_m	2,50	2,91	3,05	3,19
Bondarenko	1,75	2,87	3,13	3,19
Kovacs	1,58	2,40		3,19
Hansbo	2,74	2,84		3,19
Formule 1	2,97	3,12	3,18	3,25
Formule 2	3,04	3,12	3,22	3,28
III. P = 0,499	J = 2,57	8,84	21,7	71,9
Mesure k_m	1,07	1,11	1,12	1,13
Formule 1	0,995	1,10	1,17	1,18
Formule 2	1,00	1,12	1,15	1,19

Tableau 23

lignes, plutôt que d'un seul graphe s'incurvant brusquement, car certains points situés au-dessous du gradient 10 se retrouvent sur la ligne presque horizontale des forts gradients. Cela pourrait s'expliquer comme les phénomènes analogues de persistance d'un régime dans les conduites. Jacquin écrit que la fixation de l'eau est un phénomène non parfaitement réversible, et qui présente donc une certaine hystérésis. Ce qui pourrait expliquer que des mesures successives rapides puissent se faire suivant la loi de Darcy, tandis que celles de longue durée montrent un aspect différent.

V.2.e. VALEUR DE LA METHODE UTILISEE

L'examen rétrospectif des procédés qui nous ont permis le calcul de la perméabilité par deux formules couvrant des domaines différents ouvre la voie à deux types d'objections:

- 1/ Les risques d'imprécision dus au procédé d'interpolation lui-même,
- 2/ La possibilité d'obtenir un résultats comparable par une formule unique.

En fait, quelle a été notre démarche ? Partant de la formule de Kozeny légèrement modifiée, qui comporte les deux facteurs A et a , nous avons supposé avec l'auteur que pour un même matériau le premier est constant, et que seul a est fonction de divers paramètres. L'étude du problème nous a permis d'écrire une relation sous la forme d'équations aux dérivées partielles, et, en les intégrant, d'approcher d'une formulation du facteur de rétention qu'il a suffi ensuite de préciser par identification. A a été choisi parmi les déterminations à partir de couples de valeurs, ce qui s'est révélé suffisant, et à partir de cette valeur numérique, on a obtenu celles de a et de ses paramètres par une méthode graphique.

Il est bien évident que ce travail aurait pu être exécuté plus aisément sur un ordinateur, et que, au surplus, la libération de A permettrait son optimisation. Mais il a été intéressant de suivre pas à pas la progression de nos calculs, et la vérification faite sur l'ordinateur montre que notre résultat conduit à un écart type acceptable pour la distribution des écarts entre coefficient de perméabilité calculé et coefficient mesuré.

D'autre part, chaque valeur de a provient d'une longue série de calculs où les erreurs relatives sont très variables. Consciemment ou non, le physicien qui les exécute pondère les résultats suivant la qualité des mesures qui leur donnent naissance dès qu'il s'agit d'interpréter. La machine

peut évidemment le faire aussi, mais au prix d'une certaine complication. Ce n'est pas ici un plaidoyer contre l'ordinateur, bien au contraire, mais un essai de justification dans certains cas de l'emploi des procédés classiques dans les premiers temps de la recherche, l'ordinateur ne venant qu'ensuite pour parachever et quand les résultats numériques sont assez abondants.

Nous en venons maintenant à la deuxième critique concernant la pluralité de la formule, et qui se rattache immédiatement aux réflexions qui précèdent.

Il est bien évident que c'est un point gênant dans la logique des faits : pourquoi cette rupture, alors qu'il s'agit d'un phénomène continu par essence ? Si on retrouve une discontinuité semblable en passant de l'écoulement laminaire à l'écoulement turbulent dans une conduite, ici la rupture ne peut pas être aussi nette, et dans le kaolin les canaux ne sont ni de section constante, ni de même diamètre. Aussi, pourquoi cette valeur limite du gradient ? En fait, nous avons signalé qu'il paraissait y avoir des points aberrants. Remarquons cependant que notre argile est passablement artificielle : elle a été remniée, et sa granulométrie est somme toute assez homogène. D'autre part, et c'est là le point faible de notre expérimentation, nous n'avons que peu de points au-dessous de ce gradient limite, ce qui ne permet pas de bien le préciser : il est probablement moins net qu'on ne l'a dit, et il ne serait pas étonnant qu'il soit fonction de la perméabilité du milieu.

Monsieur THIRRIOT, avec l'aide de Monsieur BACON (*), a étudié sur ordinateur nos résultats, et calculé des formules plus simples. Il se trouve qu'une représentation linéaire ne donne pas des écarts types très supérieurs à ceux que nous avons obtenus, et que même, on peut en obtenir de comparables ou peut être inférieurs en utilisant une formule unique de type exponentiel. Le fait n'est pas très surprenant, et il a probablement sa source dans l'objet de notre remarque précédente : le peu de mesures à faible gradient à notre disposition dans les essais systématiques à porosité variable : 10 sur 75 en série Z (tableau 12) et 4 sur 63 en série B (tableau 13). Un meilleur ajustement facilement obtenu sur la partie quasi rectiligne du graphe (K,J) cache les écarts sur les faibles gradients. Seule une pondération avantageant ces derniers pourrait établir des conditions comparables.

Il est d'ailleurs probable qu'une formule unique est pratiquement suffisante dans la pratique : ce serait déjà un progrès par rapport à la perméabilité considérée comme constante. Mais les résultats obtenus dans d'autres essais éliminent la possibilité d'un graphe linéaire. Une exponentielle unique serait à la rigueur acceptable. Mais notre interprétation satisfait la logique de nos hypothèses, et met en évidence, en l'exagérant peut être, la variation du facteur de rétention en fonction de celle du gradient hydraulique.

V.2.f. GENERALISATION DE LA FORMULE

Quelle est la validité des formules proposées, en dehors des deux échantillons de kaolin étudiés ? C'est la question qu'on doit naturellement se poser après le calcul que l'on vient de faire. Nous venons de démontrer que, pour deux éprouvettes successives préparées de la même façon, les valeurs des paramètres A et a sont proches et leur moyenne donne avec une précision suffisante la perméabilité géométrique. Nous pouvons pour un matériau quelconque donné et avec quelques mesures seulement, déterminer ces paramètres et en déduire, mieux qu'avec la formule de Kozeny, le comportement futur dans des conditions de porosité et de gradient hydraulique différentes. Pour savoir s'il est possible d'étendre à d'autres échantillons les valeurs de A et a calculées, il nous faut d'abord préciser leur rôle.

D'après la formule même (V.1), il est clair que A est lié à la géométrie de l'éprouvette. En effet, il réunit en lui le facteur représentatif du diamètre des grains d_{10}^2 (ou celui de la surface spécifique par unité de volume, selon Carman), et d'un coefficient numérique lié au solide, tout ce qui concerne le liquide a été écarté.

On a vu qu'il pouvait s'écrire indifféremment :

$$A = c \cdot d_{10}^2 \quad \text{ou} \quad A = c/S_s^2$$

où c est une valeur numérique indépendante de la porosité par hypothèse. Par contre, c et A dépendent de l'arrangement, de la dispersion des particules du matériau et de la forme des pores. Nous avons dit (III.2.c.) que la proportion d'eau de gâchage était un paramètre assez influent de tout cela mais difficile à introduire dans une expression algébrique. Il en résulte que les valeurs de A pour un même kaolin seront très différentes suivant la

méthode de confection de l'éprouvette, sa mise en place et les traitements qu'il a subis. Mais pour des procédés identiques sur une même argile, A reste pratiquement constant.

La signification du facteur de rétention a est connue. Nous savons qu'il a comme expression $a = \epsilon \cdot S_s$ (III.5), c'est à dire qu'il est sans dimension mais qu'il peut s'écrire en fonction de la surface spécifique et de ϵ qui est l'épaisseur de la couche d'eau liée ; il est fonction des propriétés de surface des matériaux. Là encore, la méthode de dispersion peut jouer un rôle en amenant en surface plus ou moins de charges électriques ; accessoirement, quoique cela n'apparaisse pas distinctement, elle peut aussi agir sur la grosseur des agrégats modifiant ainsi la surface spécifique apparente. C'est un paramètre lié à l'hydraulique donc au fluide filtrant, en tant que facteur lui-même dans les actions de surface. Normalement, c'est lui qui est influencé par la salure de l'eau, et il serait intéressant d'étudier ce problème sous ce jour.

V.3. CONFRONTATION DES RESULTATS EXPERIMENTAUX CONNUS AVEC LA FORMULE

Très peu de résultats numériques concernant les mesures de perméabilité sur la kaolinite sont à notre disposition ; et ils sont incomplets à notre point de vue. Certains étudient la variation de la perméabilité en fonction du gradient hydraulique, d'autres ne s'attachent qu'à la porosité. En outre, sur le même matériau, Olsen, trouve des perméabilités de $2 \cdot 10^{-5}$ cm/s, soit $2 \cdot 10^{-2} \mu^2$, Kutilek $3 \cdot 10^{-6}$ cm/s, soit $3 \cdot 10^{-3} \mu^2$, nous même $10^{-4} \mu^2$ et Michael et Lin qui travaillent sur un grand champ de porosités ont recueilli des valeurs semblables aux nôtres : entre 0,23 et $3,6 \cdot 10^{-4} \mu^2$.

Comment la perméabilité peut-elle être modifiée à ce point ? Par la porosité ou la structure du matériau résultant en particulier de sa mise en place et de la proportion d'eau de gâchage. Un calcul très simple permet d'éliminer la première : partant de la formule de Kozeny toujours valable au moins approximativement $K = A \cdot P^3 / (1 - P)^2$, on peut écrire :

$$\text{Log } K = \text{log } A + 3 \text{ log } P - 2 \text{ log } (1 - P)$$

$$\text{et } \frac{\Delta K}{K} = 3 \frac{\Delta P}{P} + 2 \frac{\Delta P}{1 - P}$$

Lorsque la porosité passe par exemple de 0,6 (la plus élevée de nos valeurs) à 0,7, soit $\Delta P = 0,1$, on trouve que $\Delta K = K$, c'est à dire que la perméabilité double, ce qui est loin d'être de l'ordre de grandeur des écarts. Par conséquent, nous devons chercher l'origine des différences dans la structure du matériau. Nous référant aux travaux de Lambe et de Mitchell (II.2.g), on peut également les attribuer à la préparation de l'éprouvette. Dès lors, ignorant comment les échantillons ont été préparés, nous ne devons point trop nous en étonner, et calculer les nouvelles valeurs de A et a.

V.3.a. EXAMEN DES RESULTATS D'OLSEN

Olsen démontre que la loi de Darcy est vérifiée : donc pas de variation en fonction du gradient hydraulique. Il ne donne, pour de l'eau distillée filtrant à travers une kaolinite qu'il définit comme "hydrite MP de la Georgia Kaolin Company", que deux résultats :

$$\text{I. } h = 2,56 \text{ cm} \quad P = 0,588 \quad K = 2,31 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s} \quad k \approx 2,3 \cdot 10^{-2} \mu^2$$

$$\text{II. } h = 2,47 \text{ cm} \quad P = 0,575 \quad K = 1,97 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s} \quad k \approx 2,0 \cdot 10^{-2} \mu^2$$

La dimension des pores calculée comme nous l'avons fait précédemment par la formule $D = (32 k/P)^{1/2}$ (I.11)

et $k = 2,31 \cdot 10^{-2} \mu^2$ nous donne $D = 1,1 \mu$ qui est bien de l'ordre de grandeur des particules argileuses.

En prenant arbitrairement pour a la valeur $a = 0,2$, on obtient pour A les valeurs suivantes :

$$\text{I. } A = 3,03 \cdot 10^{-2} \mu^2$$

$$\text{II. } A = 3,025 \cdot 10^{-2} \mu^2$$

Avec la formule de Kozeny-Carman correspondant à $a = 0$, on trouve respectivement $1,925$ et $1,875 \cdot 10^{-2}$, ce qui donne une moins bonne concordance et appuie notre hypothèse.

A la valeur $A = 3,03 \cdot 10^{-2}$ correspond naturellement $a = 0,2$ pour la première série, mais $a = 0,206$ pour la seconde. Nous ne pouvons aller plus loin dans l'analyse des résultats puisqu'il n'y a pas de variation de perméabilité avec le gradient hydraulique.

Le graphe $(\log a, P)$ se réduit à deux points. La pente de la droite qui les joint est -1 .

V.3.b. EXAMEN DES RESULTATS DE KUTILEK

Les résultats de Kutilek sont plus difficiles à interpréter car nous ignorons la valeur exacte de la porosité durant les essais. Cependant, nous pouvons éliminer le facteur constant :

$$A \cdot \frac{P^3}{(1-P)^2} = Z^3 \quad (V.11)$$

dans l'équation (V.6) qui peut alors s'écrire :

$$K = Z^3 C^3 \quad \text{avec} \quad C = 1 - b \cdot \frac{1-P}{P} \cdot J^m \quad (V.9 \text{ et } 10)$$

où $m = -1/10$ ou $-1/30$, et b et P sont des constantes.

$$\text{Posons } B = b \times \frac{1-P}{P}$$

$$\text{On a alors : } C = \frac{K}{Z} = 1 - B \cdot J^m$$

En choisissant arbitrairement $m = -1/30$, et en cherchant quelle valeur de B donne à Z une valeur constante, on trouve en exprimant k en microns carrés :

$$B = 0,8 \quad \text{et} \quad Z = 5 \cdot 10^{-1}$$

Pour $P = 0,5$ nous obtenons une valeur de $B = 0,8$ bien supérieure à celle que nous avons déterminée (0,226). Nous pouvons maintenant calculer A par la formule (V.11) :

$$A = Z^3 \cdot \frac{(1-P)^2}{P^3} = 0,25 \mu^2$$

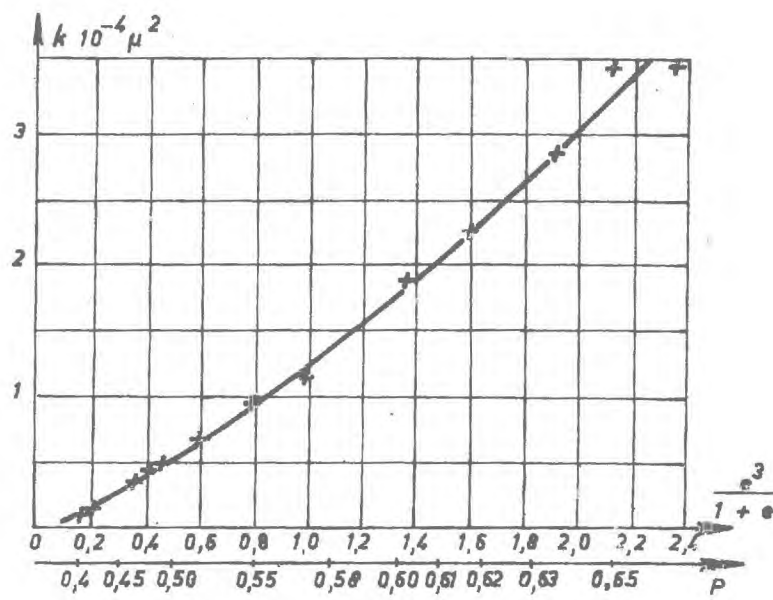
Bien entendu nous avons pris beaucoup trop de liberté dans ces calculs pour qu'ils soient rigoureux. Toutefois, ils montrent la part très grande que doit prendre le terme correctif C si nous voulons faire entrer dans le cadre que nous avons choisi les résultats de Kutilek en les considérant comme absolument sûrs. Remarquons cependant que la plage de variation du gradient se situe nettement au-dessus de la nôtre (7 à 500 au lieu de 3-70).

V.3.c. EXAMEN DES RESULTATS DE MICHAELS et LIN

De la publication de Michaels et Lin, nous avons extrait un graphe (figure 38) exprimant la perméabilité géométrique en fonction de la porosité, ou plus exactement de $e^3/(1+e)$, égal à $P^3/(1-P)^2$. Nous en avons tiré des valeurs numériques dont certaines sont données également dans des tableaux annexes. Nous les avons reportées sur nos graphes ($\log k, P$) et ($\text{Log } k, \text{Log } P$) (figures 28 et 29), pour les comparer aux nôtres. Nous constatons immédiatement leur similitude : les ordres de grandeur sont les mêmes, ce qui n'était pas le cas précédemment, les points sont bien alignés, parallèlement à la direction donnée par $(P - 0,2 (1 - P))^3 / (1 - P)^2$, et par simple lecture on peut trouver la valeur de A : $A = 2,15 \cdot 10^{-4} \mu^2$.

Il est alors possible de calculer le facteur de rétention a mais sans tenir compte du gradient hydraulique, les essais de Michaels et Lin ayant été faits sous gradient variable, avec une microburette verticale. On obtient alors le tableau suivant, où sont soulignées les valeurs tirées uniquement du graphe : (k en $10^{-4} \mu^2$).

P	k	a	P	k	a
0,654	<u>3,6</u>	0,194	0,547	0,901	0,234
0,645	3,48	0,200	0,515	<u>0,67</u>	0,210
0,636	<u>2,85</u>	0,200	0,490	0,441	0,223
0,617	2,24	0,216	0,471	0,318	0,236
0,602	<u>1,87</u>	0,212	0,405	0,088	0,270
0,572	<u>1,17</u>	0,240	0,390	0,0804	0,244



D'APRES MICHAEL ET LIN
(Perméabilité du kaolin)

FIG. 38

Du fait des conditions expérimentales, on ne peut rien déduire concernant la variation de a avec le gradient hydraulique, mais seulement constater sa faible amplitude de variation.

La suite du rapport nous donne d'autres renseignements intéressants qui recourent sensiblement nos conclusions. En effet, les auteurs calculent, par comparaison à la perméabilité à l'azote, la fraction du volume de liquide immobilisée sur les parois solides ; en tenant compte de la surface spécifique S_s , ils mesurent l'épaisseur e de la couche d'eau adsorbée : elle croît régulièrement de 44 Å pour la porosité la plus faible (0,39) jusqu'à 90 Å pour $P = 0,49$. Ensuite, évaluant la dimension moyenne des pores par la formule $d = 4 e/S_s$ (e indice des vides), ils trouvent que le rapport e/d reste sensiblement constant (2,5 à 3,5 %).

Dans ces conditions, on peut se demander pourquoi des auteurs ne veulent pas admettre un comportement particulier de l'eau et des liquides polaires vis à vis du kaolin, et ne trouvent d'explication plausible que dans un phénomène de contre-courant osmotique, dont Miller et autres (1969) ne trouvent aucune trace.

V.3.d. RESULTATS DE LA CONFRONTATION

Que pouvons-nous finalement déduire de ces tentatives d'intégration de résultats connus dans le cadre proposé ?

D'abord, qu'il est très difficile quand les données expérimentales sont incomplètes de pouvoir les analyser correctement. Ensuite, lorsque la perméabilité d'un matériau comme le kaolin varie dans la proportion de 1 à 100, s'agit-il toujours du même milieu au point de vue hydraulique ? Nous savons que les effets électro-ioniques du kaolin sont localisés sur les brisures du "cristal" : si l'écoulement se produit sur les faces planes plus que sur les tranches, il est possible que les conditions d'adsorption globales soient modifiées.

Cependant, en imposant au facteur de rétention une valeur proche de $a = 0,2$, nous avons constaté une bonne concordance avec la formule proposée. Seuls les résultats de Kutilek s'en écartent : ils présentent d'ailleurs une variation de la perméabilité avec le gradient hydraulique bien supérieure à tout ce qui a été signalé pour des gradients de cet ordre, sauf ceux concernant une bentonite (Lutz et Kemper 1959). Ils se rapprochent

par contre des mesures que nous avons faites sur kaolin passé au four dans la période précédant la stabilisation, ou dans le cas d'un courant ascendant : il pourrait donc s'agir de modification de géométrie dans un milieu insuffisamment comprimé. Dans l'ignorance où nous sommes des conditions expérimentales exactes, il ne nous est pas possible d'en dire plus.

Comme prévu, le facteur A est très variable d'une expérience à l'autre, soit du fait de l'utilisation d'argiles différentes, soit par les conditions de mise en place. Le nombre de paramètres influant sur A est tel qu'une analyse détaillée ne nous apparaît pas ici possible ni même utile. Il peut être déterminé rapidement par la méthode graphique que nous avons employée avec deux mesures de perméabilité à porosité connue et avec le même gradient hydraulique : dans le système d'axes $(\log k, P)$ la droite joignant ces deux points doit être parallèle à la direction donnée par le graphe :

$$\frac{P^3}{(1 - P)^2} \left[1 - 0,2 \frac{(1 - P)}{P} \right]^3$$

A est alors le déplacement qui permet de passer de l'une à l'autre. Le non-parallélisme des deux directions serait dû à un facteur de rétention différent de 0,2. On pourrait à la rigueur tracer un faisceau de droites correspondant à des valeurs différentes de a.

V.4. INTERPRETATION PHYSIQUE DE LA FORMULE PROPOSEE

Revenons sur les hypothèses faites lors de la mise en équation du problème. Nous avons simplement admis qu'une partie de l'eau de l'éprouvette est immobilisée contre la phase solide du milieu, proportionnellement à la surface de contact, donc au volume solide ; donc l'épaisseur de cette couche est une fonction inconnue de la vitesse moyenne de l'eau dans le filtre et de la porosité. Les méthodes employées ne permettent que l'expression d'une loi globale de variation de l'épaisseur moyenne.

Il est clair que, pour un même débit dans l'anneau pariétal d'épaisseur d et une même vitesse à la distance d de la paroi, il existe une

infinité de lois de répartition des vitesses conduisant à des épaisseurs d'eau immobile différentes. Comme dans notre cas les distances sont très petites, il est malaisé de choisir entre elles (figure 39).

Nous avons proposé l'image de l'eau semi-cristalline parce qu'elle nous paraissait commode ; mais elle n'est pas réellement nécessaire : au contraire, notre formulation est compatible avec toutes les lois rhéologiques envisagées, même celles que nous avons réfutées en raison de nos résultats expérimentaux. Elles ne sont d'ailleurs pas très éloignées l'une de l'autre. Reprenons-les sous une optique légèrement différente : celle de la variation de l'effort tranchant, et celle de la répartition des vitesses qui en résulte (cf. III.4).

Remarquons tout d'abord que le modèle capillaire est le mieux adapté à notre étude. Dans ce cadre, examinons l'écoulement d'un liquide dans un pore. Ecartons l'hypothèse du fluide parfait (sans intérêt pour nous), et considérons un liquide newtonien. Dans son sein, la viscosité développe un effort tranchant donné par la formule de Newton :

$$\tau = - \mu \frac{dV}{dr}$$

En prenant comme conditions aux limites (les parois) celle de Poiseuille : vitesse nulle (ce qui sous-entend une résistance au cisaillement infinie ou tout au moins supérieure à toutes celles qui pourraient venir de la viscosité), on a :

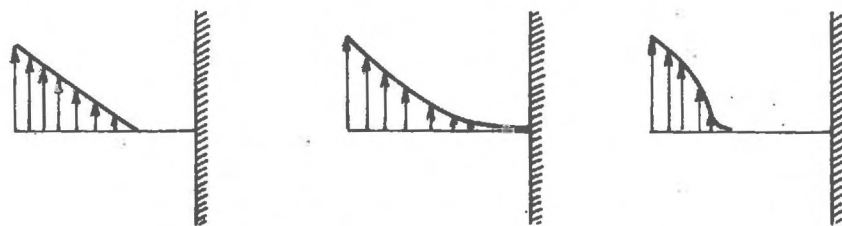
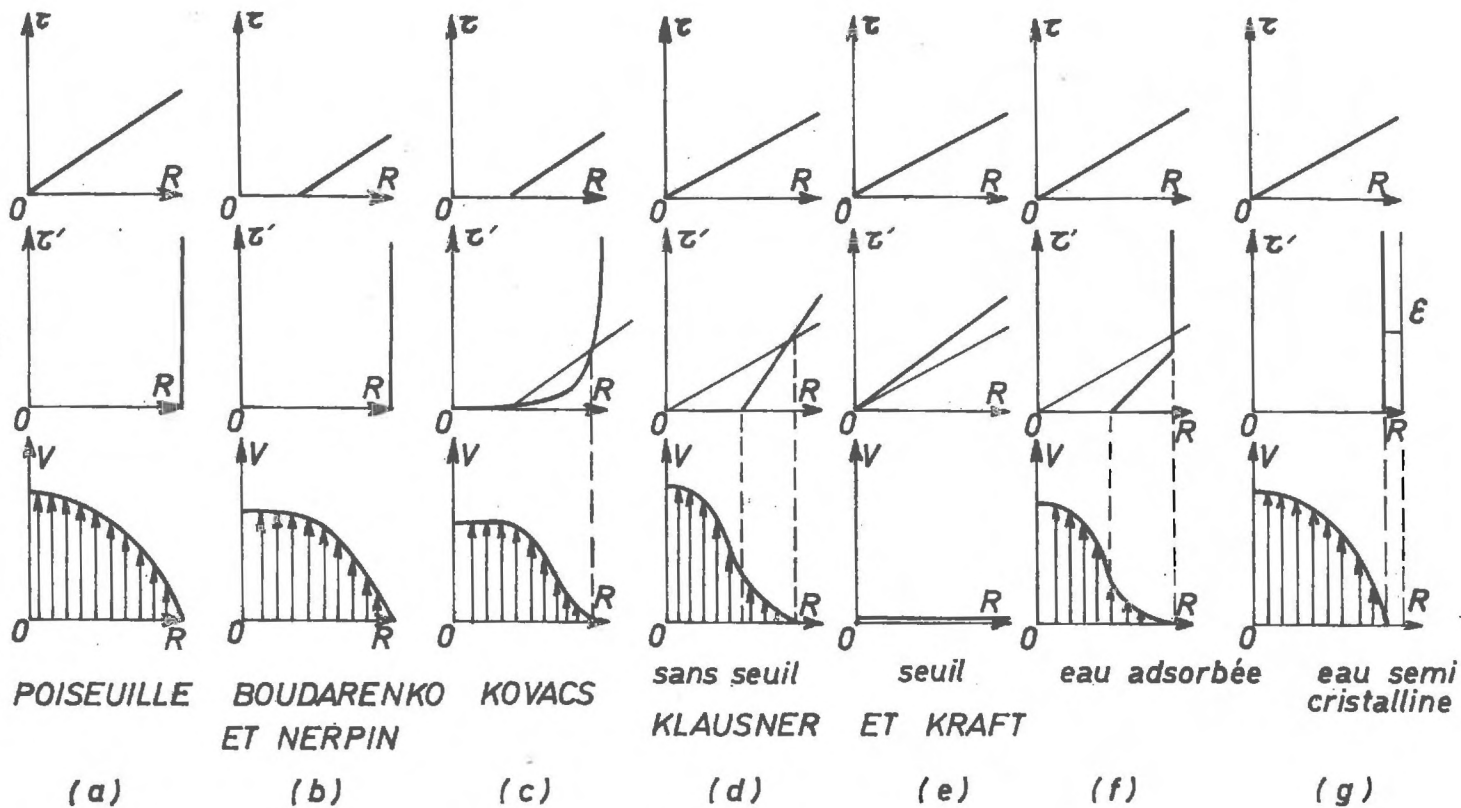
$$V = (R^2 - r^2) \frac{\rho g J}{4 \mu} \quad \text{et} \quad \frac{dV}{dr} = - \frac{\rho g J}{2 \mu} r$$

$$\tau = \frac{\rho g J}{2 \mu} r$$

On peut ainsi tracer les graphes représentant l'effort tranchant, la résistance maximale au cisaillement due à l'effet de paroi, et l'indicatrice des vitesses correspondante (figure 40 a).

EFFORT
TRANCHANT
MAXIMUM DE
RESISTANCE AU
CISAILLEMENT
DUE A LA PAROI

VITESSE



DISTRIBUTION DE VITESSE
DONNANT MEME DEBIT POUR MEMES CONDITIONS AUX LIMITES

FIG. 40

Passons maintenant à l'hypothèse de Bondarenko et Nerpin, celle d'un corps de Bingham. Elle diffère par l'introduction d'un seuil τ_0 et se traduit par l'équation rhéologique :

$$\tau = \tau_0 + \mu \frac{dV}{dr}$$

Les conditions aux limites étant inchangées, on obtient les graphes suivants (figure 37 b).

Kovacs fait intervenir l'influence des forces électriques aux parois : il suppose qu'elles produisent une résistance au cisaillement inversement proportionnelle à la distance. Les graphes ne diffèrent des précédents que par une légère déformation au voisinage des parois où le liquide est pratiquement figé sur une épaisseur plus grande (figure 40 c).

Klausner et Kraft émettent plusieurs hypothèses différentes concernant la répartition des efforts tranchants. La plus intéressante est celle où, dans une zone étroite (1/10 du diamètre) jouxtant la paroi, τ' est infini donc la vitesse nulle (liquide cristallisé) ; ensuite τ' décroît linéairement avec l'éloignement à la paroi, pour aboutir enfin à une zone centrale où le liquide est newtonien. Suivant la valeur du gradient moteur et du diamètre, on a un écoulement à seuil ou un régime proche de celui de Poiseuille (figure 40 d, e, f).

Cette hypothèse est la transition entre les théories qu'on pourrait dire "à viscosité variable", puisque ce serait une façon légèrement différente d'exprimer la même chose, et celle de l'eau quasi-cristalline avec double couche. Dans ce cas, on est ramené au liquide de Newton, mais avec un diamètre utile inférieur au diamètre géométrique ; nous l'avons choisie pour simplifier le problème (figure 40 g).

Toutes ces théories ont subi une vérification expérimentale. Sont-elles compatibles avec nos équations ? Un écoulement de Darcy classique correspond à $a = 0$. C'est un cas limite.

Si l'eau est réellement un corps de Bingham, on peut penser étant donné la dispersion des diamètres des pores, que le seuil n'y sera atteint que progressivement : ils cessent de fonctionner dans l'ordre de leur diamètre, les plus petits les premiers ; la présence de pores assez gros

serait une explication de la chute de perméabilité au-dessous d'un certain gradient, et également à ce que nous n'ayons pas mis de seuil en évidence (l'écoulement pariétal a été mis hors de question).

Pour les autres théories, l'écart entre les indicatrices des vitesses dans une section droite n'est pas tel qu'on puisse vérifier expérimentalement leur véracité. La valeur du facteur de rétention étant admise (soit en supposant les forces de résistance au cisaillement décroissantes, soit en les supposant constantes mais élevées près de la paroi), la répartition réelle des vitesses dans l'espace libre importe alors pratiquement très peu.

En principe, toutes ces hypothèses peuvent donc admettre, au moins de façon approchée, l'équation que nous proposons, avec une interprétation différente dans chaque cas. La double équation s'explique soit par le fait que les pores se débouchent progressivement, soit parce qu'une surépaisseur d'eau est arrachée. Et le coefficient de rétention représente une épaisseur d'eau semi-cristallisée, ou bien dans une zone dont l'eau, sans être immobile, a une vitesse extrêmement faible par rapport à la vitesse moyenne.

V.5. CONCLUSION

Après avoir expérimenté longuement sur des éprouvettes de kaolinite, examiné en détail les résultats obtenus par ailleurs, évalué aussi sincèrement que possible la confiance qu'on pouvait leur accorder ; après avoir également étudié les théories proposées et après les avoir confrontées à nos résultats, nous avons été amenés à construire, non pas un autre système, mais un appareil d'analyse permettant une formulation mathématique relativement simple, à partir d'hypothèses aussi larges que possible.

Comme nous venons de le dire, il est compatible avec presque toutes les explications proposées. Cependant, la neutralité a des limites, et il est nécessaire de les marquer.

Éliminons d'abord la possibilité que la loi de Darcy puisse s'appliquer intégralement aux argiles, surtout aux faibles gradients : c'est maintenant indubitable, et le seul résultat récent qui nous contredise est celui d'Olsen, qui ne semble pas probant, du seul fait de la valeur très élevée des perméabilités qu'il trouve.

La probabilité d'existence d'un seuil de gradient hydraulique nous paraît très faible. Des travaux récents (Miller et ses collaborateurs), basés sur des méthodes de vérification différentes, appuient notre assertion. Même pour la montmorillonite, nous n'avons pu trouver de seuil de gradient. Cela élimine toutes les théories basées sur l'hypothèse de l'eau corps de Bingham. On voit mal, d'ailleurs, pourquoi l'eau prendrait ces propriétés du seul fait de son écoulement en un tube étroit, comme l'affirment certains auteurs soviétiques.

Restent les hypothèses concernant la distribution des résistances au cisaillement au voisinage des particules argileuses. Nous avons choisi de considérer, dans notre étude, une couche uniforme d'eau adsorbée : il est certain qu'il s'agit là d'une grande simplification. Pour rester dans l'optique des phénomènes électriques au voisinage de l'argile, nous aurions préféré une répartition des résistances variant très rapidement avec la distance à la paroi, comme l'on fait Kovacs et Klausner et Kraft. Le premier, obnubilé peut être par des expériences qui laissaient apparaître un seuil de gradient, s'est tourné vers l'équation rhéologique de Bingham, celle-ci lui paraissant seule convenir. Les suivants, nous laissent un libre choix, mais leur appareil mathématique ne leur permet pas l'analyse des résultats expérimentaux mais seulement le calcul de modèles, ce que nous ne pouvons accepter.

Si notre méthode relève d'un souci de simplicité des calculs, elle présente cependant un aspect positif puisqu'elle nous a permis de mettre en évidence une loi de variation d'épaisseur de la couche d'eau liée à faible vitesse, confirmant le fait que certaines molécules d'eau sont moins fortement liées que d'autres, suivant leur distance à la paroi solide, alors que nous n'avons fait aucune hypothèse sur la double couche. Ce couple d'équations est comparable à ce que l'on trouve pour les divers régimes d'écoulement

dans les canalisations ; on sait que des formules différentes régissent des stades successifs de l'écoulement, le raccord se faisant là aussi avec une certaine hystérésis. Le parallélisme est curieux.

Nous avons trouvé une concordance très satisfaisante entre notre formule et les résultats expérimentaux que nous avons obtenus. Elle est bonne également pour ceux de Michaels et Lin ; mais dès que les perméabilités deviennent importantes, supérieures à celles qu'on a généralement dans les essais géotechniques, les résultats sont décevants. Nous avons émis la suggestion que la cause pourrait provenir d'une modification géométrique de l'éprouvette pendant sa préparation ou durant les essais. Nous en trouverons une justification expérimentale au chapitre suivant.

CHAPITRE VI

ETUDE DES MILIEUX HETEROGENES ARGILEUX

S'il existe quelques gisements d'argile pratiquement pure, on ne la trouve le plus souvent que comme élément constitutif en proportions variables dans le sol. Dans l'exposé préliminaire, nous avons écrit qu'il suffirait d'une quantité relativement faible d'argile pour imposer ses propriétés hydrauliques à l'ensemble. Nous avons cherché à vérifier expérimentalement ces considérations théoriques en étudiant des mélanges de billes de verre et de kaolin, pris en proportions variables. Cette assimilation des billes de verre au sol est très classique, et on trouve de nombreuses références justifiant cette façon de voir pour les sables, pour les faibles vitesses de filtration, et à granulométrie équivalente.

Par la suite, comme il ne nous était pas possible de varier beaucoup le diamètre des billes de verre et qu'il était intéressant de distinguer entre la dimension des billes et leurs propriétés physico-chimiques, nous avons cherché à considérer l'hétérogénéité moins comme un problème de

granulométrie que de propriétés de surface. Pour cela, il est commode d'utiliser le kaolin mort, qui a été étudié plus haut, en mélange avec du kaolin vif. Dans l'étude théorique, nous ferons abstraction de la dimension des particules. Les essais portant d'abord sur des mélanges billes-kaolin, nous tenterons par la suite d'en comparer les résultats avec ceux obtenus sur du kaolin naturel, puis passé au four.

VI.1. ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES

Un fait pèse sur nos travaux : il n'existe pratiquement pas d'eau pure dans la nature, et l'extension de ses propriétés hydrauliques en présence d'argile est une hérésie.

Avant de poursuivre, nous allons donc rappeler quelques résultats sur l'influence des corps étrangers dans l'eau et en particulier sur l'influence des sels.

Les données les plus récentes à ce sujet sont celles de JACQUIN (1965,1968). A partir de la formule de Simandoux donnant la quantité m d'eau retenue par adsorption en fonction de la proportion d'argile p et de la concentration en sel de la solution, tel que :

$$m = p \left(A + \frac{B}{\sqrt{c}} \right) \quad (\text{III.3})$$

où A et B sont des constantes, et de la formule correspondante pour l'épaisseur de la couche d'eau adsorbée \mathcal{E} en fonction de celle de la couche rigide \mathcal{E}_0 tel que :

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}_0 + \frac{\alpha}{\sqrt{c}} \quad (\text{III.4})$$

où α est une constante, JACQUIN montre que lorsque la proportion d'argile dans l'eau est assez faible il existe une concentration critique c_0 au-dessous de laquelle l'argile se comporte comme une suspension dans le liquide.

Bien entendu, si les particules sont en contact, elles ne peuvent pas plus se déplacer que les grains de sable d'un massif ; mais la porosité est alors assez faible, sinon le milieu se colmate vite (IV.5).

JACQUIN étudie particulièrement le cas où la concentration est supérieure à sa valeur critique, c'est à dire où l'argile est stable. Sa porosité utile est alors :

$$\mathcal{P} = P \left[1 - p \left(A' + \frac{B'}{\sqrt{c}} \right) \right]$$

et la perméabilité du milieu est donnée par :

$$\frac{5}{\sqrt{k}} = \alpha' \cdot P \left[1 - p \left(A' + \frac{B'}{\sqrt{c}} \right) \right]$$

Le graphe représentatif est alors rectiligne tant que la concentration est supérieure à c_0 , pour devenir incertaine ensuite (figure 41).

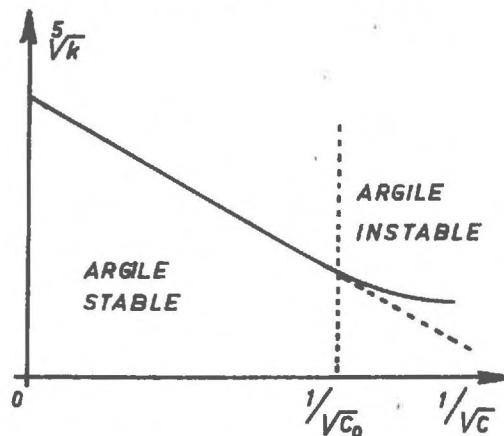


FIG. 41 (JACQUIN)

Il n'est donc pas nécessaire que l'argile solide occupe tous les vides du squelette pour être stable : l'eau adsorbée fait pratiquement partie de l'argile, en augmente la dimension apparente, et c'est l'ensemble qu'il faut considérer. C'est pourquoi lorsque la concentration en sels est moindre, l'épaisseur de la couche d'eau adsorbée augmente, la porosité utile et par conséquent la perméabilité diminuent. Lorsque la concentration critique est atteinte, l'argile se met en suspension dans l'eau et entre dans le mouvement.

Ainsi, l'auteur a vérifié ses formules dans la zone de stabilité avec des proportions très faibles d'argile (jusqu'à 1 % de montmorillonite dans du sable). La valeur de la concentration critique serait de 20 g/l de ClNa pour la montmorillonite et de 80 g/l pour la kaolinite, donc jamais atteinte dans les eaux naturelles, et il est par conséquent nécessaire d'approfondir l'étude de la zone d'instabilité.

Déjà dans nos essais sur kaolin seul, nous avons été gêné par ce phénomène : nous n'avons pu dépasser une porosité de 0,65 parce-qu'à partir de là, l'éprouvette, insuffisamment comprimée, était sensible à la pression produite sur une de ses faces par les gradients élevés qui pouvaient la soulever. Seule une préparation de l'échantillon par des méthodes différentes aurait pu nous permettre de dépasser cette valeur de porosité.

VI.2. PROCESSUS EXPERIMENTAL

L'appareillage de mesure utilisé restant le même, c'est dans la préparation de l'éprouvette constituée du mélange bille-argile, que réside la difficulté. La proportion d'argile étant faible, sa répartition est aléatoire et non uniforme, et ne favorise pas pour un échantillon de faible épaisseur (2 cm) un arrangement dense des billes. Nous avons essayé les différents procédés opératoires suivants :

1. en mélangeant à sec les billes et l'argile, puis en les mouillant progressivement avant de les mettre en place entre deux feuilles de papier filtre, nous rencontrons certaines difficultés. Si l'humectation est insuffisante, de l'air peut être piégé qu'il sera difficile de purger ; si elle est excessive, l'éprouvette ne supportera pas le retournement lors de la mise en place de l'appareil. Il faut donc se rapprocher de la limite de liquidité. De plus, la porosité reste importante car les billes ne glissent pas facilement l'une sur l'autre ;

2. en mettant en place d'abord les billes sèches puis en ajoutant l'argile sous forme de pâte très liquide, tout en maintenant sous la pierre poreuse un vide pour enlever l'excès d'eau, les inconvénients sont autres.

Les billes ont tendance à se déplacer, et l'aspiration provoque des chemine-
ments privilégiés pour l'eau (cône au milieu de l'éprouvette), donc une iné-
gale répartition ;

3. la solution finalement adoptée a été de mêler les billes de
verre à la pâte d'argile proche de la limite de liquidité : on évite ainsi et
les grumeaux par l'humectation préalable et l'introduction d'air en ne mettant
que progressivement les billes de verre dans la pâte argileuse. Néanmoins, il
n'est pas toujours facile d'obtenir une bonne compacité de l'échantillon.

Les essais ont été faits successivement avec des billes de verre
de deux diamètres différents. Les premiers, de 3 mm environ, n'ont pas permis
d'obtenir une porosité suffisamment faible : l'arcboutement des billes, faci-
lité par leur taille relativement grande par rapport à la dimension de l'éprou-
vette en gênait l'écrasement. On a alors pris des billes de 0,5 à 0,6 mm de
diamètre et les résultats donnés sont relatifs à ces essais seulement. Pour
la confection des éprouvettes, on a ajouté à 100 g de billes des quantités
croissantes d'argile jusqu'à l'obtention d'un milieu à peu près stable, notre
objectif étant la détermination de la proportion correspondante, et l'étude
de la perméabilité du mélange. Dans ces conditions, nous avons dû comprimer
au maximum l'éprouvette pour diminuer la porosité entre les billes l'amenant
ainsi à des valeurs acceptables.

VI.3. GEOMETRIE DE L'ECHANTILLON

Il est nécessaire de préciser un certain nombre de caractéris-
tiques liées à la géométrie du milieu. Nous avons un cylindre de volume V ,
de hauteur h , de section S , contenant une certaine masse de billes (100 g
environ) dont on peut exprimer le volume V_b soit en fonction de la hauteur
réduite h_b des billes, soit en fonction de l'aire S_b occupée par les billes
dans la section circulaire, en supposant leur répartition régulière. Il vient :

$$V_b = S \cdot h_b = S_b \cdot h .$$

Nous désignerons par P_b la porosité entre les billes, définie de la façon habituelle par :

$$P_b = \frac{V - V_b}{V} = \frac{h - h_b}{h} = \frac{S \cdot h - S_b \cdot h}{S \cdot h} = 1 - \frac{S_b}{S}$$

d'après laquelle la section de passage entre les billes est :

$$S - S_b = S \cdot P_b$$

En tenant compte de l'argile qui participe à la fraction solide de l'éprouvette et dont nous noterons le volume V_a et la hauteur réduite h_a , la porosité réelle de l'échantillon peut s'écrire :

$$P = \frac{V - V_b - V_a}{V} = \frac{h - h_b - h_a}{h}$$

et la porosité de l'argile dans les vides entre les billes :

$$P_a = \frac{V - V_b - V_a}{V - V_b} = \frac{h - h_b - h_a}{h - h_b}$$

d'où la relation évidente :

$$P = P_a \cdot P_b$$

Dans ces conditions, nous mesurons directement la perméabilité globale de l'éprouvette due en réalité au passage de l'eau dans le milieu argileux dont la perméabilité diffère de la précédente du fait que la section de passage n'est plus S mais $S - S_b = S \cdot P_b$. Pour le même débit Q à travers le filtre et la même charge hydraulique H , la perméabilité K de l'éprouvette et celle K_a de l'argile entre les billes sont liées par :

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{H}{h} = K_a \cdot (S - S_b) \cdot \frac{H}{h} = K_a \cdot S \cdot P_b \cdot \frac{H}{h}$$

soit $K_a = \frac{K}{P_b}$ sans tenir compte de la tortuosité globale.

Cette perméabilité est seule comparable, à porosité P_a égale, à celles que nous avons mesurées pour l'argile seule.

En fait, nous supposons ainsi que la répartition tant des billes que de l'argile est uniforme dans l'éprouvette, ce qui n'est pas certain : si la quantité d'argile est trop faible, on est conduit à des porosités pour l'argile excessives. Il est alors logique de penser que l'argile occupe dans le squelette rigide des billes dont la répartition serait uniforme, une zone de hauteur h' inférieure à h à l'intérieur de laquelle sa densité sera constante. Ceci correspondrait par exemple à une sédimentation due tant à la gravité qu'à l'effet d'un courant descendant très lent ne provoquant aucune turbulence. L'éprouvette peut alors être considérée comme deux filtres en série, l'un de hauteur **hypothétique** à priori inconnue h' contenant des billes et toute l'argile, l'autre de hauteur $h - h'$ constitué uniquement de billes, et dont la perméabilité est énorme aussi bien par rapport à la précédente que comparée à celle des pierres poreuses et des papiers filtre. Pour passer de la perméabilité globale mesurée sur l'éprouvette à celle de l'argile supposée condensée sur une épaisseur réduite, on doit tenir compte de cette hauteur dans le calcul. Un raisonnement semblable au précédent permet d'écrire :

$$Q = K_a \cdot S \cdot P_b \cdot \frac{H}{h} = K'_a \cdot S \cdot P_b \cdot \frac{H}{h'}$$

donc : $K'_a = K_a \cdot \frac{h'}{h}$

Cette diminution de la hauteur réelle de la partie argileuse modifie également la porosité de l'argile en place P_a , puisque le volume occupé est plus faible. Sur la hauteur h' , le volume des billes est $\frac{h'}{h} V_b$ est sa hauteur réduite $\frac{h'}{h} h_b$. La nouvelle expression de la porosité est :

$$P'_a = \frac{h' - h_b \cdot h'/h - h_a}{h' - h_b \cdot h'/h}$$

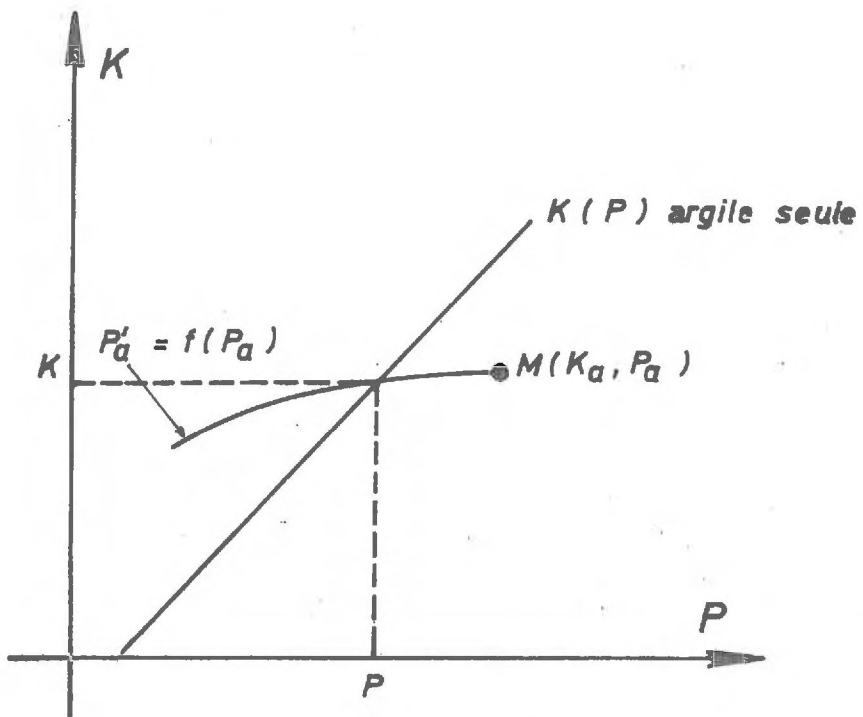


FIG. 42

En écrivant que la quantité d'argile, donc sa hauteur réduite, est constante, on tire de P_a et de P'_a :

$$h_a = (h - h_b) (1 - P_a)$$

$$h_a = (h' - \frac{h'}{h} h_b) (1 - P'_a) = \frac{h'}{h} (h - h_b) (1 - P'_a)$$

et en égalant ces deux quantités représentant la teneur en argile :

$$P'_a = 1 - \frac{h}{h'} (1 - P_a)$$

Pour chaque point expérimental (K_a, P_a) on peut trouver les valeurs de K'_a correspondant aux porosités P'_a choisies, donc tracer le graphe représentatif, une branche d'hyperbole, dont il est facile de voir que la tangente est positive: la perméabilité diminue avec la porosité.

L'intersection de cette hyperbole avec le graphe $K(P)$ obtenu pour les éprouvettes ne contenant que de l'argile, permet de repérer la porosité et la perméabilité de l'argile qui donnerait la même perméabilité globale, et par conséquent de déterminer la hauteur h' de la partie occupée par l'argile dans l'éprouvette, en supposant bien entendu qu'elle y soit à porosité constante.

La diminution de la perméabilité au cours du tassement de l'argile entraîne-t-elle une diminution du débit ? Il n'est pas possible de le dire à priori puisque la hauteur du filtre diminue également, mais c'est le cas pour les argiles pures. On peut le démontrer ici, en supposant toutefois que la formule de KOZENY donnant la loi de variation de la perméabilité en fonction de la porosité soit valable :

$$K = A \cdot \frac{p^3}{(1-p)^2}$$

où on donnera à P la valeur P'_a tirée des relations calculées plus haut :

$$1 - P'_a = \frac{1}{h'} \cdot h_a \cdot \frac{h}{h - h_b} = \frac{C}{h'}$$

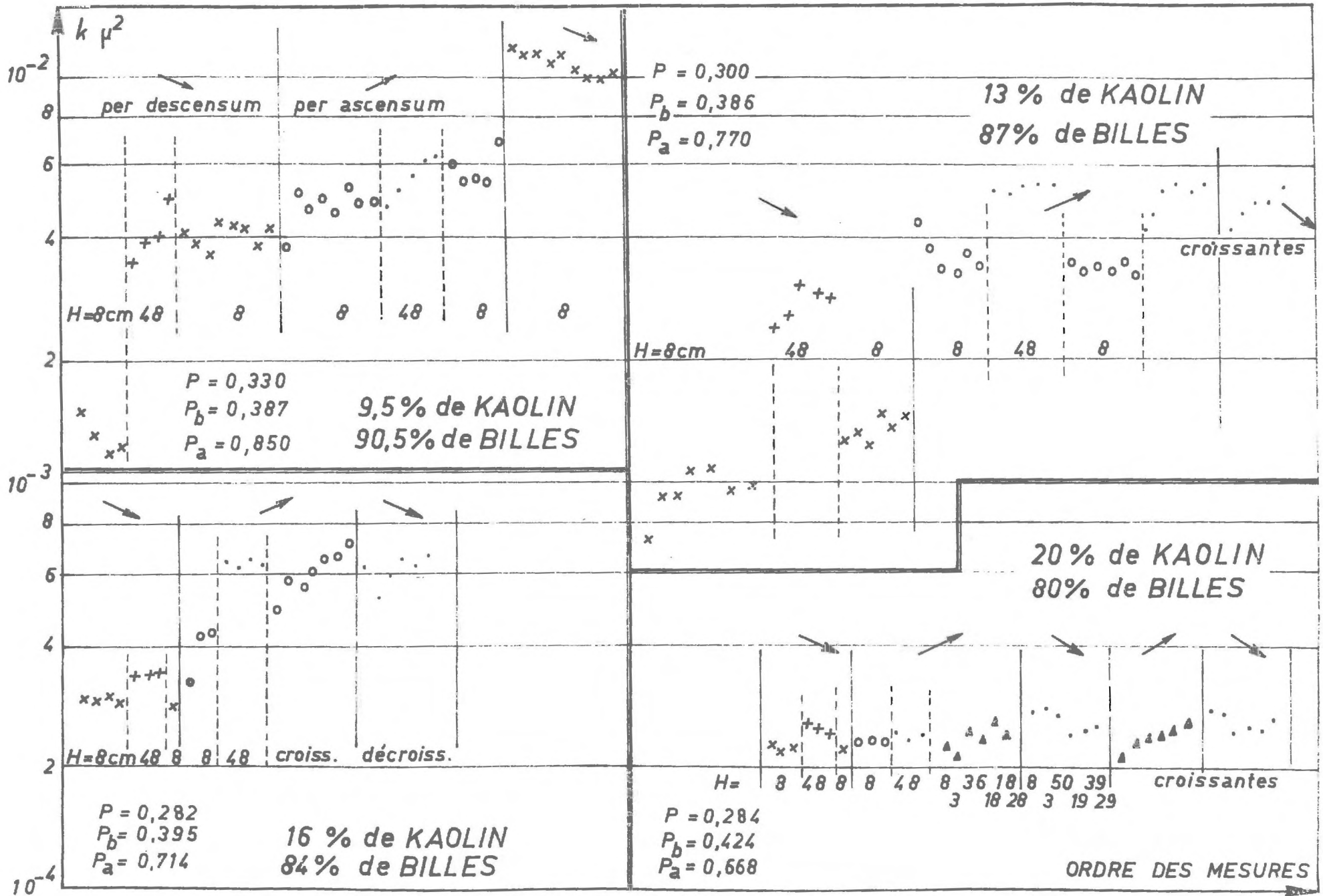


FIG. 12

en groupant sous le terme C les deux derniers membres du produit qui sont des constantes. Tous calculs faits, le débit s'écrit :

$$Q = A \cdot S \cdot P_b \cdot \frac{H}{C^2} \cdot \frac{(h' - C)^3}{h'^2}$$

La dérivée dQ/dh' donne le sens de variation ; en utilisant la dérivée logarithmique il vient :

$$\frac{dQ}{Qdh} = \frac{3}{h' - C} - \frac{2}{h'}$$

et

$$\frac{CdQ}{Qdh} = \left(\frac{1 - P'_a}{P_a} \right) (3 - 2 P'_a)$$

Elle est bien positive. Q et h' varient donc dans le même sens.

La procédure expérimentale nous a amené à modifier les gradients moteurs et le sens de circulation de l'eau. Les particules d'argile ont alors tendance à sédimenter aux points de faible vitesse, et aussi contre les filtres inférieur et supérieur, d'où une macroporosité qui vien s'ajouter, en devenant prédominante, à la microporosité de l'argile ; elle s'accroît encore par la succession des mouvements alternés et l'augmentation du gradient hydraulique. On pourra donc avoir une répartition de l'argile qui variera dans le temps et dans le volume de l'éprouvette.

VI.4. ETUDE EXPERIMENTALE DES MELANGES DE BILLES DE VERRE ET DE KAOLIN

Nos essais ont porté sur des éprouvettes de teneur en kaolin différentes, et sous deux gradients hydrauliques (approximativement 5 et 30). Nous avons également modifié le sens de la filtration pour étudier les effets de la sédimentation.

Les résultats sont présentés sous forme graphique (figure 43 a, b, c, d) sauf ceux correspondant à des proportions supérieures à 20 % qui donnent des valeurs ondulant très peu autour de la moyenne, à gradient cons-

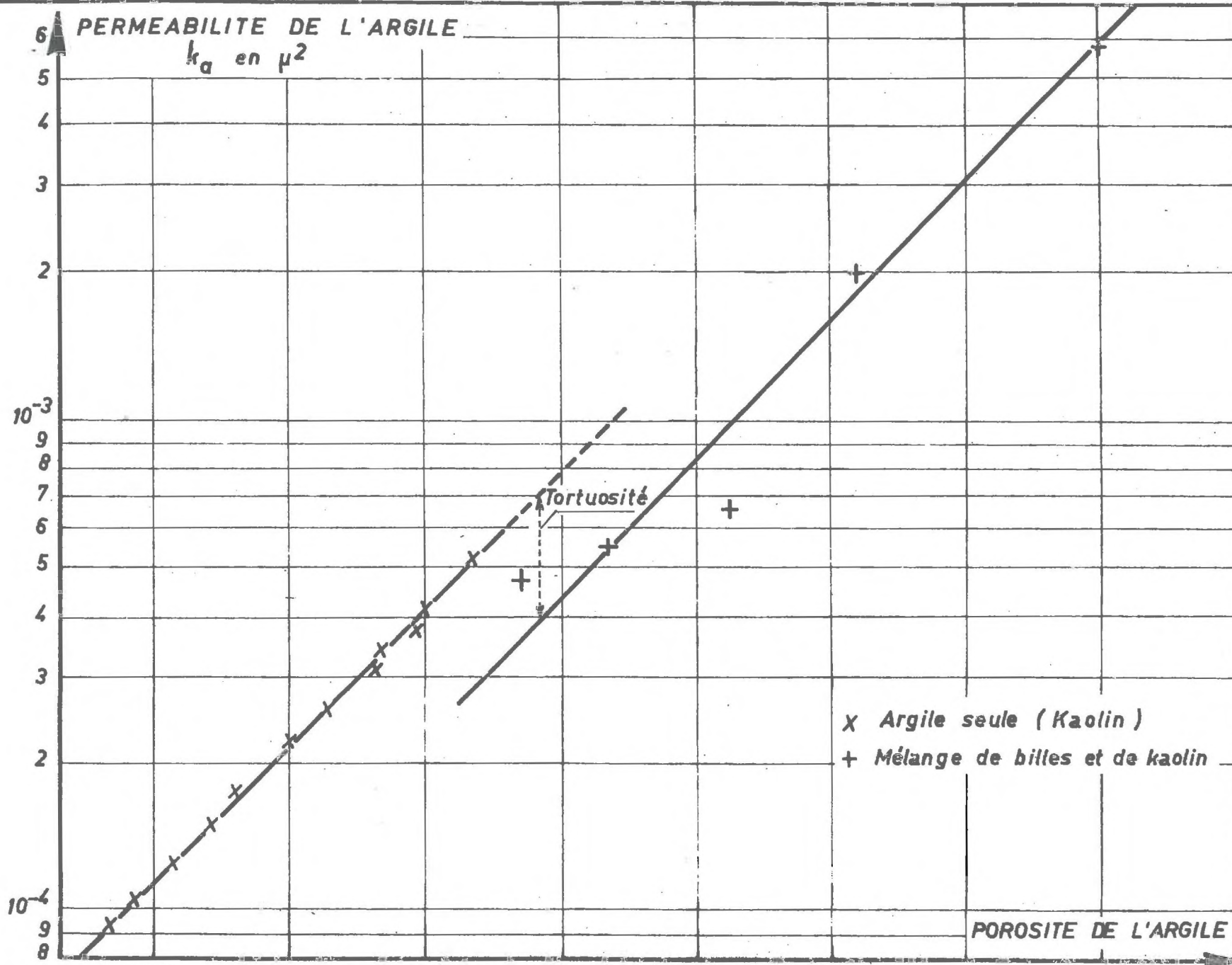


FIG. 44

tant. Leur étude détaillée permet de les interpréter et d'en tirer un certain nombre d'informations ; on constatera la similitude avec l'écoulement dans le kaolin passé au four. Au début, le mouvement est per descensum et à faible gradient hydraulique. On remarque :

- une stabilisation relativement rapide par diminution de la perméabilité due à une sédimentation sous l'effet conjugué du mouvement et de la pesanteur. Quoique cette dernière n'ait qu'un très faible rôle ;

- lors du passage au gradient supérieur, la perméabilité croît notablement. Il y aurait analogie avec le phénomène constaté pour l'argile pure, si le retour au gradient inférieur nous ramenait à la perméabilité précédente. Ce n'est pas le cas, donc il doit y avoir un débouchage du filtre ;

- en effet, lorsque le gradient décroît à nouveau, K baisse sans devenir aussi faible qu'au début. Cependant, si la proportion d'argile est assez importante (16,5 %), cette réduction est minime ;

- le changement de sens du mouvement accroît à nouveau la perméabilité, même pour la faible charge : il en résulte une nouvelle répartition de l'argile, donc des canalicules, se traduisant par des passages préférentiels qui ne seront pas à nouveau bouchés. Une partie de l'argile a été déplacée vers des points d'où les forces de traînée ne peuvent l'extraire, à moins qu'un gradient différent ou plus fort ne lui soit appliqué ;

- le temps, sauf dans le cas où la sédimentation a un rôle prépondérant, n'est pas par lui-même un facteur essentiel. On a pu cependant constater, pour la plus faible teneur en argile, une augmentation de la perméabilité après un repos de la nuit : cela pourrait s'expliquer par une croissance de la porosité due au gonflement du kaolin ;

- les essais à gradients différents montrent une croissance de la perméabilité allant de pair avec celle du gradient, comme pour l'argile pure après stabilisation par un grand nombre d'alternances.

Dans l'étude du milieu hétérogène billes-kaolin, on ne peut comparer la perméabilité de l'argile à celle qu'elle aurait dans un milieu homogène, à moins de le faire en fonction de la porosité et plus précisément de la porosité de l'argile dans le milieu P_a définie plus haut.

Il est clair que parmi les valeurs très variées trouvées pour la perméabilité, hormis les toutes premières correspondant aux faibles gradients, les autres tiennent compte de la macroporosité plus que de la porosité réelle de l'argile. Nous pouvons donc ne garder que la valeur initialement mesurée, quelque aléatoire que soit le procédé, et la reporter sur le graphe ($\log k, P$) déjà plusieurs fois utilisé, en la ramenant à la perméabilité de l'argile seule k_a . Nous obtenons ainsi une série de points (un par essai) qui devraient normalement se trouver sur la droite représentant la perméabilité de l'argile. Or, nous constatons que ces points sont tous au-dessous de cette droite (figure 44).

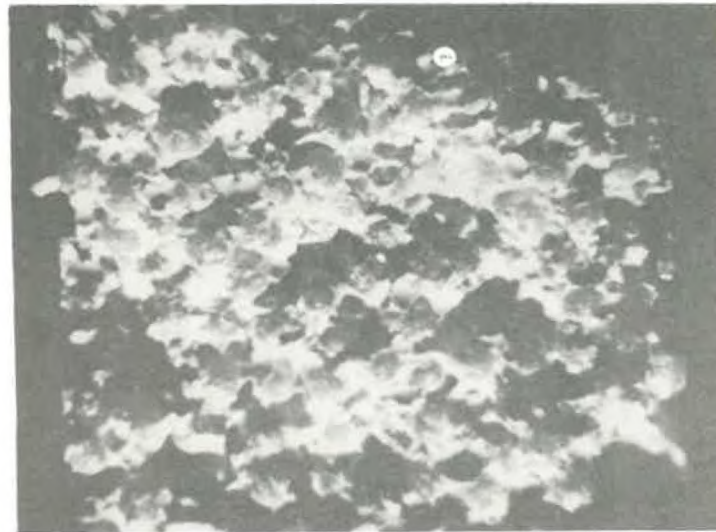
A la réflexion, il existe une explication tout à fait logique : dans ce milieu où les billes occupent la plus grande place, les lignes de courant ne peuvent plus être assimilées à des droites, et leur longueur réelle est bien supérieure à la hauteur h de l'éprouvette. Il en résulte une perméabilité apparente mesurée inférieure à la perméabilité réelle, le facteur correctif étant celui qu'on a nommé tortuosité, le rapport de ces deux longueurs. Il s'agit en fait d'une tortuosité supplémentaire : la micro-tortuosité est celle qui permet de contourner les billes. Sa mesure est simple sur le graphe puisque ce rapport est la différence des ordonnées du point et de la droite. On constate qu'elle est à peu près constante.

Naturellement, cette interprétation n'est valable que dans la mesure où les échantillons ont été préparés de façon identique, c'est à dire lorsque la perméabilité du kaolin peut être considérée comme fonction de sa seule porosité.

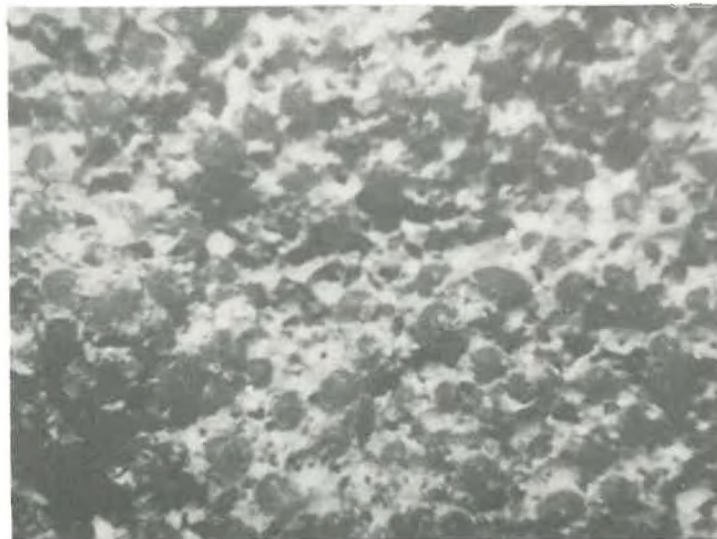
L'examen visuel des échantillons extraits de l'appareil après les essais confirme nos conclusions. Cela est surtout manifeste pour les faibles teneurs en argile : au moment du démoulage d'ailleurs délicat, on note une accumulation du kaolin sur les filtres ; au contraire dans la partie centrale, il en reste si peu que les billes ne sont plus liées entre elles, si bien que l'éprouvette se coupe à mi-hauteur alors qu'au moment de sa mise en place, l'argile paraissait parfaitement bien répartie dans l'échantillon.



10% en masse de Kaolin



20% en masse de Kaolin



27% en masse de Kaolin



30% en masse de Kaolin

Photographies d'éprouvettes de mélanges de billes de verre de 0,5 mm de diamètre et de Kaolin montrant l'effet de la circulation de l'eau (macroporosité, fissures) (les éprouvettes ont été séchées à l'étuve à 105°C)

Atelier Offset E.N.S.A Rennes

De plus, et cela est particulièrement évident pour les teneurs plus importantes, des passages préférentiels se creusent. Cela nous avait empêché de saturer l'échantillon sous vide, quoique cette solution eût été apparemment plus sûre. Même sans cela, on constate une macroporosité fortement localisée, visible à la loupe (on voit sur les photographies de sections diamétrales la forme de ces cavités). L'interprétation de ces photographies pourrait laisser quand même un doute sinon pour les éprouvettes à faible teneur de kaolin du moins pour les autres : elles sont prises sur des échantillons séchés à l'étuve, et on peut se demander si la macroporosité constatée est due au passage de l'eau ou au retrait provoqué par la dessiccation de l'éprouvette. Il est d'ailleurs probable que les deux effets se soient ajoutés.

Par contre, l'accumulation du kaolin sur les faces d'entrée et de sortie de l'eau est nettement visible et ne peut être attribuée à rien d'autre qu'à l'entraînement des particules par le courant.

VI.5. ETUDE DES MELANGES DE KAOLIN MORT ET VIF

Cette étude est faite dans le prolongement des essais précédents, mais l'objectif n'en est cependant pas le même : il est de peu d'intérêt de recommencer une étude sur la migration du kaolin, et son influence sur la perméabilité. Par contre, en mêlant deux produits de même dimension mais de propriétés physico-chimiques différentes, l'un étant actif, l'autre inerte, on peut séparer ainsi les rôles respectifs de la dimension et des propriétés de surface. Pour cela, les proportions seront telles que les problèmes de migration ne risqueront plus de se poser, out tout au moins pas avec la même intensité.

En outre, notre but étant tout autre, nous avons cherché à étudier sur toute la gamme des gradients le comportement du mélange, comme nous l'avions fait sur le produit pur, en particulier pour faire ressortir une éventuelle diminution de la perméabilité. Enfin, le milieu étant plus compressible, nous voulions voir s'il était possible, en le soumettant à des contraintes croissantes, d'avoir une large plage de porosités pour une composition identique.

Du point de vue expérimental, cela ne posait pas de problème nouveau. Par passage au four à 1200 °C du kaolin on obtenait un produit nouveau : la mullite. La préparation de l'éprouvette était identique, ainsi que le système de mesure. Seul le choix du diamètre de la microburette a été délicat. En fait, nous avons eu quelques ennuis dus au déplacement rapide du ménisque ; d'autre part, la stabilisation du niveau dans les piézomètres a été relativement lente, peut être à la suite d'une diminution de la qualité du contact tube-eau, après une année de mesures dans les mêmes tubes. Nous ne pouvons garantir la même précision de mesure que précédemment, aussi nous ne nous attacherons pas trop aux anomalies constatées.

Les essais ont eu lieu sur deux mélanges différents. Le premier comportait des masses égales des deux types de kaolin (mais non le même volume, puisque la masse spécifique diffère : 2,40 pour le mort, contre 2,73 pour le vif) ; pour le second mélange, les proportions en masse passent à 75 % pour le kaolin naturel contre 25 % de kaolin passé au four. Enfin, une dernière série d'essai concerne un mélange aux proportions symétriques 25 % de kaolin naturel et 75 % de mullite. On trouvera ci-après les tableaux de résultats :

Essai 25 % kaolin vif, 75 % kaolin mort

Hauteurs réduites : kaolin vif : 0,162 cm ; mort : 0,551 cm

contrainte bar	h cm	P	P _a	P _b	k en $\mu^2 \times 10^2$	
					H = 10 cm	H = 30 cm
0,7	2,124	0,751	0,897	0,838	1,61	1,71
1,5	2,026	0,699	0,891	0,785	1,20	1,23
2,3	1,996	0,683	0,888	0,770	1,13	1,19
4,7	1,882	0,622	0,877	0,709	0,83	0,86
7	1,807	0,583	0,872	0,669	0,60	0,68
9,3	1,708	0,530	0,860	0,616	0,48	0,48

Essai 50 % kaolin vif, 50 % kaolin mort

Hauteurs réduites : kaolin vif : 0,383 cm kaolin mort : 0,436 cm

N° Essai	contrainte bar	Hauteur échantillon cm		P		P _b		P _a		
1	1,2	1,9895		0,588		0,781		0,753		
Per Descensum	H cm	110,2	70,5	60,2	50,5	3,75	39,8	29,7	19,8	9,8
	k.10 ³ μ ²	2,05	2,05	2,05	2,05	2,12	2,04	2,05	2,00	2,0
Per Ascensum	H cm	110	70,2	59,9	50,4	39,2	29,2	19,0	9,45	3,8
	k.10 ³ μ ²	2,03	2,03	2,04	2,03	2,04	2,05	2,09	2,06	2,09
2	2,4	1,903		0,570		0,771		0,739		
Per Descensum	H cm	110,4	70,7	60,5	50,8	9,80	4,25	39,6	29,9	19,6
	k.10 ³ μ ²	1,64	1,64	1,66	1,64	1,60	1,93	1,72	1,63	1,63
Per Ascensum	H cm	110,2	70,3	60,3	50,3	39,2	29,1	19,0	9,40	3,85
	k.10 ³ μ ²	1,60	1,62	1,62	1,64	1,63	1,63	1,63	1,62	1,82
3	4,7	1,824		0,551		0,761		0,724		
Per Descensum	H cm	110,0	70,3	60,1	50,8	39,7	29,6	4,25	19,3	9,85
	k.10 ³ μ ²	1,26	1,26	1,29	1,26	1,26	1,26	1,20	1,28	1,26
Per Ascensum	H cm	109,5	70,1	59,9	50,4	39,4	29,4	18,6	49,6	4,10
	k.10 ³ μ ²	1,26	1,26	1,26	1,26	1,25	1,26	1,24	1,23	1,16
4	7	1,771		0,537		0,754		0,713		
Per Descensum	H cm	4,20	110,3	70,7	60,1	50,5	39,6	29,6	19,6	9,60
	k.10 ³ μ ²	0,92	1,06	1,06	1,07	1,07	1,07	1,06	1,06	1,07
Per Ascensum	H cm	109,8	70,3	60,0	50,4	3,90	39,3	29,4	19,4	9,40
	k.10 ³ μ ²	0,997	1,052	1,047	1,051	0,945	1,061	1,039	1,029	1,026
5	9,4	1,702		0,519		0,744		0,697		
Per Descensum	H cm	111,3	71,2	61,1	51,2	40,0	30,0	19,8	4,25	10,0
	k.10 ³ μ ²	0,828	0,812	0,805	0,803	0,796	0,799	0,800	0,777	0,809
Per Ascensum	H cm	9,10	19,4	29,2	39,7	3,80	109,7	67,0	59,8	50,4
	k.10 ³ μ ²	0,776	0,799	0,808	0,803	0,737	0,832	0,820	0,818	0,824

Essais : 75 % Kaolin vif 25 % kaolin mort

Hauteurs réduites : vif : 0,588 cm mort : 0,223 cm

N° Essai	Contrainte bar		Hauteur échantillon cm		P		P _b		P _a	
1	1,2		1,885		0,570		0,882		0,647	
Per Descensum	H cm	109,1	70,4	60,0	50,7	40,0	4,10	29,5	19,7	9,70
	k.10 ⁴ μ ²	8,24	8,45	8,48	8,49	8,49	8,47	8,51	8,47	8,58
Per Ascensum	H cm	9,55	19,1	28,9	39,3	50,2	59,8	70,1	109,3	4,00
	k.10 ⁴ μ ²	7,91	8,35	8,41	8,45	8,48	8,56	8,52	8,46	7,34
2	2,4		1,798		0,549		0,876		0,627	
Per Descensum	H cm	9,40	19,5	29,3	39,5	4,20	50,7	60,0	10,6	110,4
	k.10 ⁴ μ ²	6,48	6,28	6,35	6,26	6,45	6,27	6,23	6,23	6,25
Per Ascensum	H cm	9,15	19,0	28,9	3,95	39,1	49,9	50,1	69,8	109,6
	k.10 ⁴ μ ²	6,01	6,16	6,20	5,25	6,22	6,17	6,26	6,23	6,19
3	4,7		1,713		0,527		0,870		0,606	
Per Descensum	H cm	9,25	19,2	29,3	4,00	40,1	49,3	59,5	70,6	110,3
	k.10 ⁴ μ ²	4,76	4,65	4,47	4,59	4,39	4,48	4,48	4,48	4,41
Per Ascensum	H cm	8,65	18,6	28,9	3,80	38,8	49,9	59,8	70,1	109,9
	k.10 ⁴ μ ²	4,48	4,45	4,39	3,75	4,47	4,45	4,46	4,44	4,46

4	7		1,664		0,513		0,866		0,592	
Per Descensum	H cm	9,70	20,0	29,9	4,25	40,6	51,0	60,6	70,7	110,1
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	3,79	3,68	3,67	5,73	3,72	3,68	3,54	3,61	3,71
Per Ascensum	H cm	9,10	19,0	28,8	3,95	39,5	49,4	59,6	69,9	109,7
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	3,50	3,47	3,60	2,93	3,61	3,64	3,57	3,56	3,57
5	9,4		1,616		0,499		0,862		0,578	
Per Descensum	H cm	19,9	29,9	41,1	4,45	9,90	50,8	60,9	71,1	111,2
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	2,80	2,95	2,89	2,95	2,92	2,87	2,83	2,80	2,84
Per Ascensum	H cm	9,35	18,9	29,3	3,60	40,0	49,6	59,8	69,6	109,5
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	2,80	2,78	2,80	2,46	2,85	2,81	2,85	2,85	2,85
Per Ascensum	H cm	8,95	18,9	3,55	29,0	40,1	49,8	59,3	69,8	109,3
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	2,86	2,97	2,63	2,82	2,85	2,82	2,86	2,83	2,87
Per Descensum	H cm	9,50	19,8	4,20	29,5	40,1	50,3	60,0	70,5	110,5
	$k \cdot 10^4 \mu^2$	3,00	2,93	2,68	2,92	2,92	2,72	2,95	2,86	2,87

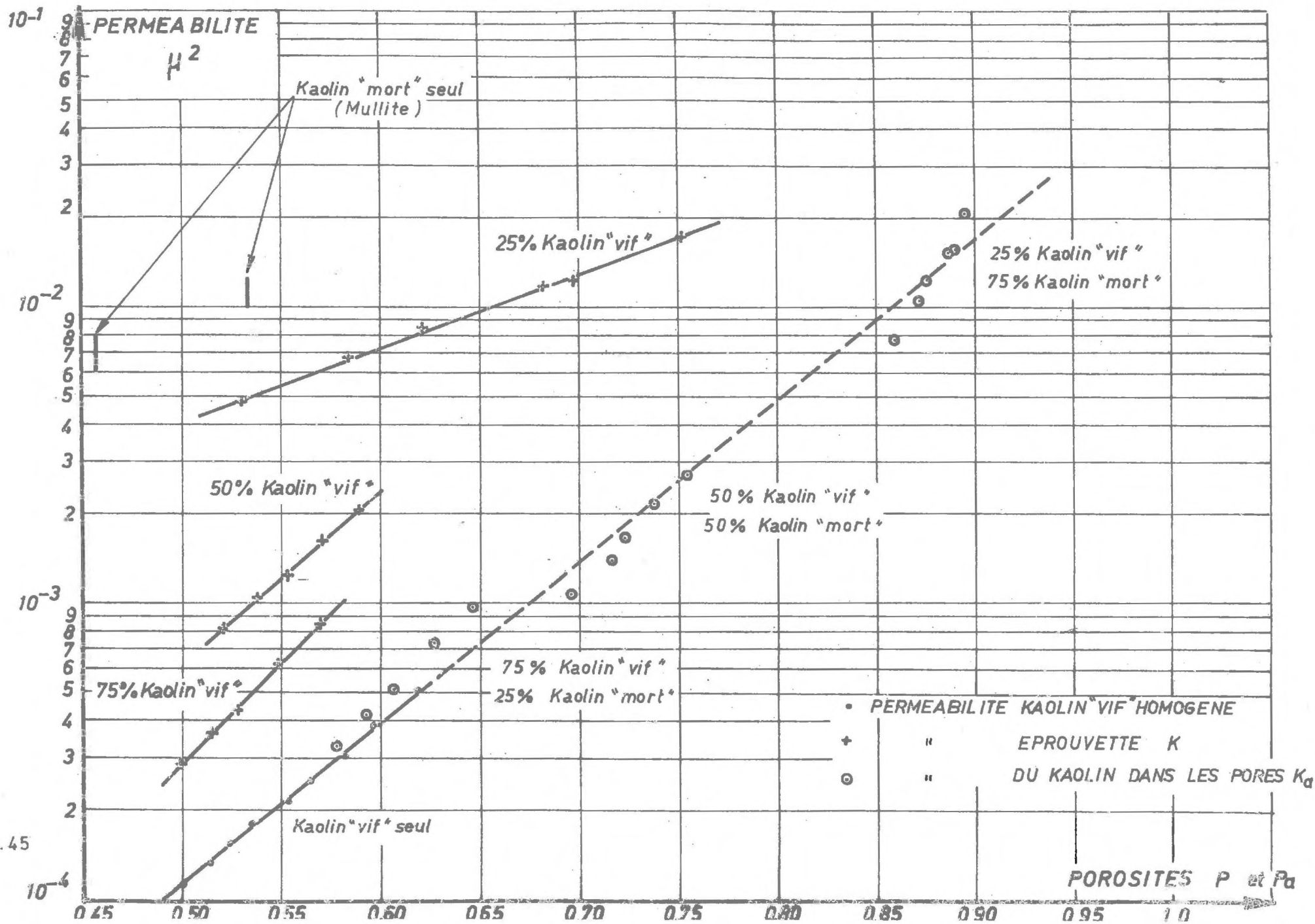


FIG. 45

La lecture de ces tableaux suggère un certain nombre de remarques :

1/ L'influence de l'ordre des mesures paraît perceptible, la première tout au moins, pour chaque série et pour chaque sens de filtration ;

2/ L'abaissement de la perméabilité pour les faibles gradients semble moins net que pour les essais sur échantillons d'argile pure surtout aux porosités élevées ;

3/ Les perméabilités, comme on pouvait s'y attendre, décroissent quand la proportion de kaolin vif augmente, et bien entendu lorsque la porosité diminue.

On trouve également sur les tableaux les hauteurs réduites respectives de chaque composant, et on a calculé pour chaque étage de compression la porosité totale P , la porosité du kaolin inerte dans l'éprouvette P_b (pour garder la graphie précédente) et celle du kaolin vif dans l'espace laissé vide par l'autre, P_a .

Opérant alors comme au cours des mélanges avec les billes, nous avons calculé une perméabilité fictive k_a du kaolin vif dans l'éprouvette, par la formule $k_a = k/P_b$, (l'autre étant supposé composé de particules imperméables (ce qui n'est pas absolument sûr dans l'état où il se trouve, et invérifiable directement)); nous avons toujours reporté sur le même graphe $\log k, P_a$ les valeurs obtenues (figure 45).

Il est remarquable que les points représentatifs de la première éprouvette (50/50) soient venus s'aligner très correctement sur la droite représentative de la perméabilité en fonction de la porosité pour l'argile pure, avec des valeurs de porosité bien supérieures à celles de nos essais antérieurs.

Quant au second échantillon (75/25), les points se situent légèrement au-dessus, donc la perméabilité à porosité égale est plus forte que celle de l'argile pure. Enfin, le troisième mélange examiné a conduit à la distribution de points également répartis de part et d'autre. On peut l'interpréter de trois façons :

1/ L'arrangement des particules de kaolin vif dans le mélange peut être très différent puisqu'elles n'ont pas la même liberté de mouve-

ment, et que le squelette plus dur de kaolin mort prend une partie de la contrainte ;

2/ Ce kaolin mort a été considéré comme absolument imperméable quand sa perméabilité propre peut n'être plus négligeable, alors que celle du reste de l'éprouvette est assez faible : elle n'interviendrait donc que pour les fortes teneurs en kaolin intact ;

3/ Enfin, notre kaolin peut n'être pas très homogène, ce qui expliquerait de faibles variations de perméabilité d'un échantillon à l'autre.

Le troisième échantillon (25/75), comme on pouvait s'y attendre, à cause de son squelette de mullite plus important est beaucoup plus poreux, et la porosité de l'argile P_a atteint 0,9, ce qui est inconcevable pour une éprouvette d'argile pure. Cependant, les points obtenus s'alignent parfaitement sur la droite $\log k, P$, malgré l'extrapolation que cela impose.

Ainsi, ces résultats ne font que confirmer ceux obtenus avec les mélanges kaolin-billes de verre, mais cette fois le facteur tortuosité ne joue plus aucun rôle, ce qui s'explique fort bien puisque la microtortuosité subsiste mais la macrotortuosité disparaît, les particules étant de même dimension. On a donc une confirmation indirecte de notre interprétation.

VI.6. CONCLUSION

Cette étude, qui avait pour objet initial la vérification de la proportion de 20 % d'argile qu'il suffirait de donner à un milieu hétérogène pour lui conférer des propriétés argileuses au point de vue hydraulique, nous a mené plus loin que prévu. Nous avons bien constaté qu'à partir de ce seuil le milieu synthétique reste pratiquement stable (quelques petites modifications de géométrie subsistent toutefois) et présente une faible perméabilité comparable à celle des milieux purement argileux.

Surtout, nous avons montré qu'il était ^{théoriquement} possible de calculer la perméabilité d'un mélange hétérogène, et à la limite d'un sol ce qui reste à vérifier expérimentalement, connaissant sa porosité d'argile, donc celle des

autres constituants solides, sa porosité, et la perméabilité de la même argile pure. Cela bien entendu à condition que la répartition soit uniforme, ce qui est fréquent dans les milieux naturels, et qu'il n'existe pas de macroporosité (failles, chemins préférentiels) que l'étude théorique ne saurait prendre en compte.

L'analyse du problème nous a conduit à un résultat imprévu, d'intérêt appréciable : à côté des formules donnant la perméabilité des milieux à grains assez gros, comblés d'argile dans les interstices, vient s'inscrire une méthode de calcul de la perméabilité des milieux argileux hétérogènes.

Nous devons cependant attirer l'attention sur le fait que les sols ne sont pas seulement des assemblages de sable et d'argile, et que le rôle des autres composants peut être primordial (sels, matières vivantes ou organiques).

Nous avons aussi eu l'occasion d'étudier, par le biais des mesures de perméabilité dans les mélanges de billes de verre et de d'argile, la migration des particules fines dans les sols. Si ce mouvement n'est pas important dans les sols stabilisés que forment les couches géologiques, il l'est dans les travaux neufs. Remarquant alors que les eaux naturelles ont une teneur en sels bien inférieure à celle qui assurerait la stabilité des argiles, on peut dire que celles-ci ne sont pas naturellement stables, hormis les cas où des apports extérieurs fournissent le ciment nécessaire (fumure par exemple). Les particules sont donc entraînées par le mouvement de l'eau, et se déposent contre les filtres fins (zones limoneuses et argileuses) et en des points localisés. La perméabilité de ces milieux est alors étroitement liée à la formation des canalicules vides. Lorsque la proportion d'argile est inférieure à 20 % dans un sol à deux dimensions de particules, elle aurait tendance à diminuer par migration des particules argileuses sous l'effet des pluies. Au-dessus d'un pourcentage de 20 %, elle est suffisamment stable pour n'être que peu sensible, sous de faibles gradients, aux mouvements de l'eau. Ces remarques s'ajoutent aux travaux sur les mélanges argileux, mais la complexité des phénomènes rend délicate une formulation algébrique que nous n'avons pas tentée.

L'extension de nos résultats aux sols naturels, comportant également des sables et des limons, est plus difficile : la porosité du squelette peut être moindre, entraînant un abaissement de la proportion d'argile nécessaire. Cependant, l'analyse granulométrique et la densité sèche permettent de juger de la stabilité d'un sol à l'eau pure.

La présence des sels dans le sol modifie également le problème, mais le changement ne devient radical que si la concentration saline est importante.

CHAPITRE VII

ESSAIS AVEC AIR PIEGE

La succession naturelle des pluies et des périodes sèches fait que la nappe phréatique, zone du sous-sol saturée en eau, subit des fluctuations de hauteur. Ces remontées maintiennent localement des bulles d'air piégé de dimension variable dont la disparition par ascension naturelle ou par dissolution peut demander du temps. Nous nous proposons d'étudier l'influence de l'air piégé sur la perméabilité des sols argileux.

Une première remarque nous permet de limiter le problème : nous ne considérerons comme air piégé que celui maintenu en petites quantités, par opposition aux phénomènes d'écoulement en milieu non saturé où les actions de la tension superficielle sont prépondérantes, ou du moins importantes. Ici, les mesures tensiométriques ne donneraient aucune indication alors qu'elles sont de règle en milieu non saturé. Les modes de circulation de l'eau sont aussi différents.

VII.2. PRESENTATION SCHEMATIQUE DU PROBLEME

L'aspect en est multiple : les bulles d'air retenues dans l'argile se présentent d'abord comme des obstacles semblables aux billes de verre, mais cette fois minoritaires dans l'ensemble. Elles ne sont pas le siège de phénomènes d'adsorption ni même de frottement. De toutes façons, cet aspect passerait inaperçu à cause de leur surface insignifiante vis à vis de la surface spécifique du milieu. Leur volume apparaîtra comme un espa-

ce non disponible pour la circulation de l'eau.

Mais ce volume lui-même se présente comme variable, et pour diverses causes. Par exemple, une augmentation de pression, suivant la loi de MARIOTTE, le diminuera. Si les bulles sont petites ou si elles sont fragmentées, elles seront entraînées par le courant et risquent de se trouver accumulées sur la surface de séparation ou même évacuées (perturbant quand elles séjournent dans les conduites la lecture de la charge hydraulique). On réduira cet inconvénient par une circulation per descensum. La dissolution de l'air dans l'eau de percolation est surtout le facteur décisif, encore accru par la pression, lorsqu'il existe une pression porteuse. On a même utilisé cette méthode pour obtenir la saturation des éprouvettes d'argile.

Essayons d'évaluer la variation de perméabilité due à celle de la pression porteuse, en dissociant les effets possibles.

Si nous représentons par V le volume de l'éprouvette, V_s celui de la partie solide, V_a celui de l'air et V_e celui occupé par l'eau, on a :

$$V = V_s + V_a + V_e \quad (\text{VII.1})$$

Le milieu n'étant pas strictement saturé, nous sommes amenés à définir de nouveau la porosité totale :

$$P = \frac{V - V_s}{V} \quad (\text{VII.2})$$

mais aussi une porosité utile, celle disponible à l'eau :

$$P_u = \frac{V_e}{V} = \frac{V - V_s - V_a}{V} = P - \frac{V_a}{V} \quad (\text{VII.3})$$

et enfin, une porosité cinématique qui s'écrit, en revenant à sa définition :

$$\mathcal{P} = \frac{V_e}{V} - a \frac{V_s}{V} = P_u - a \frac{V_s}{V} \quad (\text{VII.4})$$

puisque une partie de l'eau proportionnelle au volume solide n'entre pas dans la circulation.

Une modification ΔV_a du volume d'air piégé donne :

$$\Delta P = 0 \quad \Delta P_u = - \frac{\Delta V_a}{V} \quad \Delta \mathcal{P} = \Delta P_u = - \frac{\Delta V_a}{V}$$

L'équation de Kozeny modifiée $k = A \frac{\mathcal{P}^3}{(1-P)^2}$ (V.4)

permet d'écrire :

$$\frac{\Delta k}{k} = 3 \frac{\Delta P_u}{\mathcal{P}} = \frac{3 \cdot \Delta P_u}{P_u - a (1-P)} = - 3 \frac{\Delta V_a}{V} \cdot \frac{1}{P_u - a (1-P)} \quad (\text{VII.5})$$

La loi de Mariotte $p \cdot V_a = \text{Cte}$ nous donne la relation entre la variation de pression et celle du volume d'air piégé si l'on néglige la variation de masse d'air dissous :

$$\Delta V_a = - V_a \cdot \frac{\Delta p}{p}$$

En la reportant dans l'équation précédente (VII.5), il vient :

$$\frac{\Delta k}{k} = 3 \frac{\Delta p}{p} \frac{V_a}{V} \frac{1}{P_u - a (1-P)} \quad (\text{VII.6})$$

En supposant les pressions mesurées en bar, avec au départ la pression atmosphérique $p = 1$, une porosité moyenne $P = 0,5$, le facteur de rétention $a = 0,2$ donnant une porosité cinématique $\mathcal{P} = 0,4$, une évaluation rapide permet d'écrire :

$$\frac{\Delta k}{k} = \frac{3}{0,4} \cdot \frac{V_a}{V} \Delta p = 7,5 \frac{V_a}{V} \cdot \Delta p$$

Nous avons considéré le volume de l'éprouvette comme invariable. Est-ce vraiment la réalité ? Les forces extérieures que l'échantillon subit se réduisent pratiquement à une contrainte de compression (3 bar) transmise par le piston soumis lui-même sur sa face inférieure à la pression de l'eau,

négligeable tant que la pression porteuse est nulle, notable quand elle atteint 0,8 bar. Normalement, une diminution de pression devrait se traduire par un gonflement de l'éprouvette ; or, nous avons toujours constaté l'irréversibilité de la consolidation, h n'augmentant que de quelques centièmes de millimètre lorsque nous supprimons entièrement la surcharge en fin d'essai. Nous pouvons donc considérer l'effet de la surpression sur le mouvement du piston comme nul. Quant à l'éprouvette, son volume n'est pas modifié si la variation du volume de l'air est compensée par celle de l'eau. Par contre, la diminution du volume total est concevable mais peu probable, puisqu'en même temps la contrainte de compression est moindre par augmentation de la sous-pression sur le piston.

On peut d'ailleurs aisément calculer l'effet d'une telle variation du volume total sur la perméabilité. On a par hypothèse :

$\Delta V_a = \Delta V$ et le calcul donne, à partir des équations de définition :

$$\frac{\Delta(1 - P)}{(1 - P)} = - \frac{\Delta V}{V} \quad \text{et} \quad \Delta P = (1 - P) \frac{\Delta V}{V}$$

de même :
$$\frac{\Delta P_u}{P_u} = - \frac{\Delta V}{V} \quad \text{et} \quad \frac{\Delta \mathcal{P}}{\mathcal{P}} = - \frac{\Delta V}{V}$$

et en portant dans l'équation dérivée de (V.4) :

$$\frac{\Delta k}{k} = 3 \frac{\Delta \mathcal{P}}{\mathcal{P}} - 2 \frac{\Delta(1 - P)}{(1 - P)} = (-3 - 2) \frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta V}{V} = 5 \frac{\Delta P}{p} \quad (\text{VII.8})$$

L'augmentation relative de perméabilité serait proportionnelle à celle de la pression porteuse et indépendante de la quantité d'air piégé.

Le même calcul est valable dans le cas où la quantité d'air piégé diminue pour toute autre raison. On peut alors écrire :

$$\frac{\Delta k}{k} = - 5 \frac{\Delta V_a}{V} \quad (\text{VII.9})$$

La perméabilité augmente proportionnellement à la diminution de teneur en air de l'éprouvette, compte tenu de son affaissement.

Certains auteurs préfèrent exprimer la quantité d'air incluse dans l'éprouvette à partir du degré de saturation en eau des pores, ce qui, avec nos symboles donne :

$$S_e = \frac{V_e}{V - S} \quad (\text{VII.10})$$

et peut s'écrire peut être plus simplement pour la porosité avec :

$$P_u = S_e \left(1 - \frac{V_s}{V} \right)$$

$$\text{et de là : } \mathcal{P} = S_e P - a \frac{V_s}{V}$$

Dans ces conditions, l'équation de Kozeny (V.4) devient :

$$k = A \left(S_e P - a \frac{V_s}{V} \right)^3 \cdot \left(\frac{V}{V_s} \right)^2 \quad (\text{VII.11})$$

La perméabilité varierait donc approximativement comme le cube du degré de saturation en eau. Et ce serait d'autant plus exact que le facteur de rétention diminuerait, c'est à dire qu'il y aurait moins d'argile. Les vérifications expérimentales (MITCHELL, etc... (55)) montrent que dans l'intervalle de variation θS_e (qui ne peut pratiquement être inférieur à 0,8, l'échantillon ayant tendance à se saturer de lui-même) il est difficile de distinguer si k est proportionnel à θS_e plutôt qu'à son cube.

Il nous reste à examiner le rôle de la pression dans la dissolution de l'air dans l'eau. La loi de HENRY vient alors se superposer à celle de MARIOTTE, et nous permet d'écrire (LOWE et JOHNSON) :

$$p \left[1 - (1 - c) S_e \right] = \text{cte} \quad (\text{VII.12})$$

où c est le coefficient de solubilité de l'air dans l'eau, $c \approx 0,02$ à 20°C .

Il est facile de rétablir cette formule : sous la pression p l'air piégé occupe le volume V_a , et sous la pression p' supérieure à p , le volume V'_a ; mais une part de l'air de V_a s'est dissous dans l'eau dont le volume est V'_e . L'air dissous est donc proportionnel à la différence des pressions et à V'_e : $c(p' - p) V'_e$.

On a alors en appliquant la loi de Mariotte :

$$p \cdot V_a = p' \cdot V'_a + c (p' - p) V'_e \quad (\text{VII.13})$$

Mais le volume de l'air est le volume des pores $V.P$ diminué de celui de l'eau tandis que les volumes d'eau V_e et V'_e sont voisins. D'où :

$$p \cdot [V.P - (1 - c) V_e] = p' \cdot [V.P - (1 - c) V'_e] \quad (\text{VII.14})$$

La division par $V.P$ nous ramène à l'équation (12).

On suppose donc que l'eau est saturée quand elle est à la pression p , et que la variation de volume d'eau entre les pressions p et p' est minime ; en tout cas, c varie entre 0,018 à 30° et 0,022 à 15°C et l'erreur porterait sur cette fraction de la variation.

On peut exprimer directement le volume d'air par :

$$V_a = \left[\frac{p'}{p' - p} - c \right] \frac{\Delta V_e}{1 - c} - \frac{c}{1 - c} \cdot V.P$$

ou plus simplement, étant donné la faible valeur de c :

$$V_a = \frac{p'}{p' - p} \cdot \Delta V_e - c \cdot V.P \quad (\text{VII.15})$$

En dérivant (VII.12), on obtient facilement :

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{(1 - c) \cdot S_e}{1 - (1 - c) S_e}$$

$$\text{ou encore : } \Delta S_e = \frac{\Delta p}{p} \cdot \frac{1 - (1 - c) S_e}{(1 - c)} \quad (\text{VII.16})$$

Pour avoir un ordre de grandeur du phénomène, prenons en exemple une éprouvette d'argile de porosité $P = 0,5$ contenant 5 % d'air, ce qui donne un degré de saturation en eau $S_e = 0,9$. A 20°C , $c = 0,02$ et une augmentation de pression porteuse au-dessus de la pression atmosphérique $\Delta p = 0,2$ bar, on obtient une variation de saturation :

$$\Delta S_e = \frac{0,2}{1} \cdot \frac{1 - 0,98 \times 0,9}{0,98} = 0,024$$

ou si l'on préfère revenir aux teneurs en air :

$$\frac{\Delta V_a}{V} = \Delta S_e \cdot P = 0,012$$

c'est à dire que la teneur en air va baisser de la valeur initiale 5 % à une valeur finale inférieure à 4 % du seul fait de l'augmentation de la pression porteuse.

Cette théorie, en réalité, n'est pas exactement vérifiée par l'expérience, car la dissolution est moindre que celle prévue. En outre, elle ne respecte pas les conditions expérimentales : en effet, elle laisse supposer que l'eau est saturée d'air au moment de la surpression, et que le nouvel état de saturation est instantanément atteint.

VII.2. PROCÉDE EXPERIMENTAL

La difficulté particulière rencontrée lors des essais avec air piégé a été de conserver exclusivement dans l'éprouvette l'air introduit, et de mesurer son volume.

Pour avoir de l'air dans l'éprouvette, il suffit de ne prendre aucune des précautions nécessaires à la confection d'un échantillon saturé, c'est à dire de mettre en place l'argile simplement humide. Cependant, le reste de l'appareil doit être lui entièrement purgé d'air. Pour plus de précautions, nous avons maintenu, la première fois, le kaolin entre deux feuilles de papier filtre et n'avons fait circuler l'eau que per descensum.

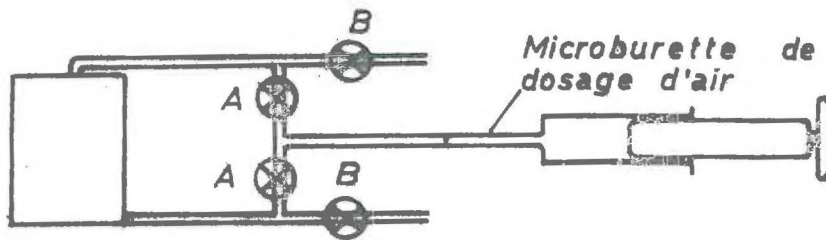


FIG. 46 Mesure de la teneur en air : A ouvert , B fermé
 Mesure de perméabilité : A fermé , B ouvert

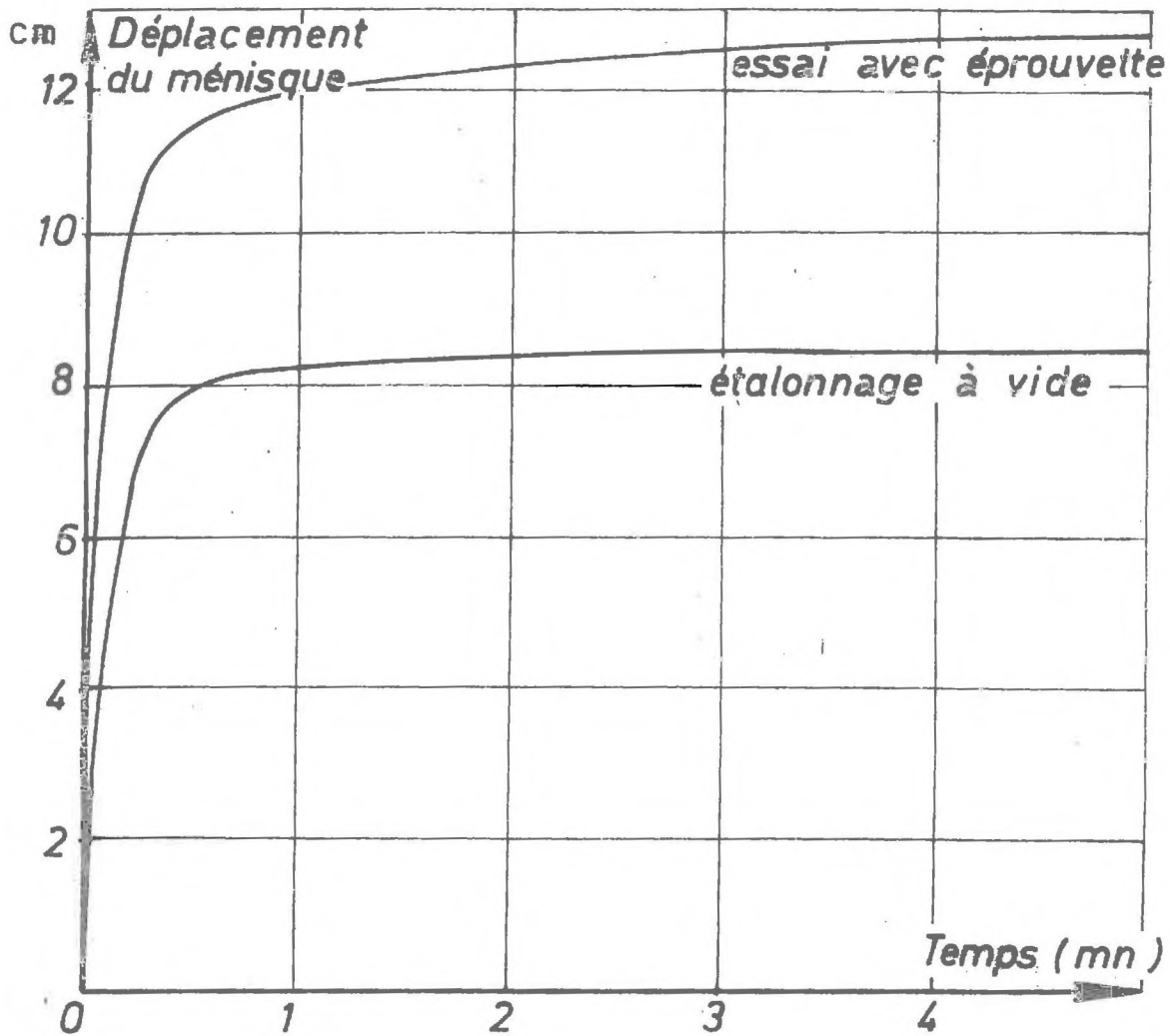


FIG. 47

Nous avons répété plusieurs fois l'opération de purge après avoir mis en place l'éprouvette, sans pour autant avoir la certitude absolue de réussite, l'appareil n'étant pas entièrement transparent.

Pour mesurer la quantité d'air piégé en utilisant la loi de Mariotte, l'appareil a été légèrement modifié : sur les conduits des microburettes, tout près du boîtier, on a placé avec quatre vannes une dérivation pouvant les mettre hors circuit, et court-circuitant le boîtier sur une troisième burette (figure 46). Celle-ci permet de mesurer le volume de l'eau injectée dans l'éprouvette avec une surpression égale à la pression atmosphérique. En fait, une partie de ce volume correspond à la dilatation des différentes parties du circuit ; on peut aisément l'évaluer par une mesure préliminaire sans éprouvette : on ôtera cette quantité de celle obtenue dans la mesure avec l'échantillon en place.

La mesure de l'air piégé n'est pas instantanée : le ménisque ne se stabilise dans la burette que lorsque suffisamment d'eau a pu parvenir au centre de l'éprouvette pour donner à l'air la pression désirée ; ceci demande d'autant plus de temps que l'éprouvette est plus épaisse et plus imperméable. De plus, la dissolution dans l'eau d'une partie de l'air de l'éprouvette, sous l'effet de l'augmentation de pression, n'est pas très rapide. C'est pourquoi, nous avons attendu cinq minutes après la mise sous pression pour prendre la mesure définitive (figure 47).

Remarquons enfin que, partout où la pression porteuse intervient, les microburettes doivent être placées symétriquement par rapport à l'échantillon, dans un plan vertical, pour éviter d'avoir à tenir compte de la légère surpression de hauteur de colonne d'eau.

L'application de la pression porteuse s'effectue très simplement en joignant par des canalisations en matière plastique les extrémités ouvertes des microburettes et des tubes piézométriques à un même réservoir d'air sous pression, comme nous l'avons fait pour le kaolin seul. (figure 37)

Il est évident que la réalité n'est pas aussi simple que la description ne le laisse prévoir. Nous avons déjà souligné la difficulté

qu'il y a à obtenir des circuits à la fois étanches à une certaine pression d'air, et cependant facilement démontables pour le remplissage ou la vidange des microburettes. Ce n'est là que l'aspect pratique. Mais que dire de l'air initialement emprisonné dans l'argile ? N'a-t-il pas été retenu par le papier filtre, sous la forme d'une grosse bulle ? Cela modifierait entièrement le problème et c'est pourquoi nous l'avons supprimé pour la deuxième éprouvette. Il a pu aussi s'échapper ou rester bloqué dans un quelconque coude de l'appareil, faussant les mesures de hauteur piézométrique.

Un autre point contestable est celui de la mesure du volume de l'air piégé. Nous avons vu qu'on ne peut distinguer, en utilisant la loi de Mariotte, l'air de l'éprouvette de celui du reste du circuit. Mais à la lumière de ce que nous venons de voir, et en nous référant à la formule VII.12, et à l'exemple que nous avons pris, nous pouvons calculer ce qui se passe à partir de la pression porteuse initiale 1 bar (pression atmosphérique) pour une surpression de un bar. Le degré de saturation en eau varie de $S_e = 0,9$ à $S_e = 0,96$, donc la teneur en air passe de 5 à 2 %. L'eau que l'on a injectée sert en partie à remplacer l'air dissous, et le reste seulement à compenser la diminution de volume de l'air sous l'effet de la pression. A trois volumes d'eau injectée correspondent non pas six, mais seulement cinq volumes d'air qui existent dans l'éprouvette au début de la mesure.

Dans le cas d'une surpression d'un bar, la formule (VII.12) donne :

$$1 - (1 - c) = S_e = 2 \left[1 - (1 - c) S'_e \right]$$

et la formule (VII.10)

$$S_e = \frac{V_e}{V - V_s} = \frac{V_e}{V.P} \quad \text{et} \quad S'_e = \frac{V'_e}{V.P}$$

or $V'_e = V_e + \Delta V_e$, ΔV_e étant l'augmentation du volume de liquide dans l'éprouvette, donc la quantité d'eau injectée. On en déduit :

$$S'_e = S_e + \frac{\Delta V_e}{V.P}$$

et

$$S_e = \frac{1}{(1-c)} - \frac{2 \Delta V_e}{V.P} \quad (\text{VII.17})$$

La proportion d'air est la différence entre la porosité géométrique P et la porosité utile $P_u = P.S_e$:

$$P - P_u = P (1-S_e) \quad (\text{VII.18})$$

Heureusement, nous avons la possibilité de vérifier les mesures. Lorsque nous évacuons une partie de l'air piégé pour faire des essais à teneur en air inférieure, il se produit un affaissement de l'éprouvette dû exclusivement à la diminution du volume d'air et mesurable avec précision.

Enfin, lorsque tous les essais sont terminés, on pèse l'éprouvette encore humide, puis sèche, ce qui nous permet de calculer la porosité, la teneur en eau, donc la teneur en air à la fin de l'expérience.

On peut alors comparer ces trois estimations de l'air piégé et tenter d'en déduire la bonne.

VII.3. RESULTATS EXPERIMENTAUX

VII.3.a. DETERMINATION DE LA TENEUR EN AIR

Nous nous proposons de calculer ici par diverses méthodes, les valeurs de la teneur en air d'un échantillon d'où un peu d'air a été retiré après une série de mesures. La burette a une section de 19,15 millimètres carrés. L'étalonnage à vide pour une surpression de un bar a montré un déplacement du ménisque de 8,4 cm.

Pour la première éprouvette (I), nous n'avons pas effectué la pesée de l'éprouvette humide, et cette vérification nous manque. Il y a eu trois valeurs du volume d'air piégé, la première comportant deux contraintes mécaniques différentes. Les résultats sont consignés dans le tableau 24.

Dans un second essai (éprouvette II) plus complet en ce sens, la pesée en fin d'essais a révélé qu'il y avait 74,89 g de kaolin, soit une hauteur réduite $h_1 = 0,7118$ cm et 35,84 g d'eau, soit $h_2 = 0,930$ cm.

Détermination de la teneur en air

Eprouvette I

Masse de kaolin : 109,76 g

Etat de teneur en air		1		2	3
Hauteur éprouvette	cm	2,328	2,264	2,244	2,239
Hauteur réd. kaolin (déduite de la pesée à sec)	cm	1,043			
Volume éprouvette	cm ³	89,7	87,0	86,3	86,0
Porosité P		0,552	0,539	0,535	0,534
ΔV_e mesurée par compression d'air	cm ³	1,45		1,10	0,795
V_a c = 0 c = 0,01 déduite des formules (VII. 14 et 15)	cm ³	2,90	2,90	2,20	1,51
		2,40	2,40	1,74	1,05
Teneur en air	%	2,67	2,76	2,01	1,22

Tableau 24

Détermination de la teneur en air

Eprouvette II

Masse de kaolin : 74,89 g

eau : 35,84 g

Série		1	2	Différence (1 - 2)
hauteur éprouvette	cm	1,7005	1,671	0,0295
Volume	cm ³	65,42	64,3	1,12
hauteur réduite du kaolin	cm	0,7118	0,7118	
hauteur réduite d'eau	cm		0,930	
hauteur réduite d'air	cm		0,0292	
Volume d'air final	cm ³		1,12	
teneur en air	%		1,75	
Volume d'air initial (volume air final + écrasement)	cm ³	2,24		
teneur en air initiale	%	3,4		
Calcul par la loi de Mariotte				
placement seringue l_0	cm	16,8 - 8,4 = 8,4	14,4 - 8,4 = 6	
Volume d'eau injecté	cm ³	1,605	1,15	
Volume d'air	cm ³	3,21	2,30	0,91
teneur en air	%	4,9	3,7	
Calcul tenant compte de la solubilité de l'air $c = 0,02$ (VII.14 et 15)				
porosité P		0,581	0,574	
e	cm ³	1,605	1,15	
saturation en eau S_e		0,936	0,958	
proportion d'air	%	3,75	2,43	
Volume d'air	cm ³	2,45	1,56	0,89

Tableau 25

Nous avons groupé dans le tableau 25, les teneurs en air données par les différentes méthodes, et mis en relief dans la dernière colonne les écarts intéressants entre les caractéristiques des séries 1 et 2. De plus, son examen nous permet un certain nombre de remarques : tout d'abord que par des voies différentes nous sommes parvenus à des valeurs somme toute assez proches ; ensuite, que la loi de Mariotte est probablement insuffisante dans ce cas. Un retour sur les conditions de la mesure du volume d'eau nous amène à penser qu'il est peut être surestimé : l'échantillon est certainement recouvert d'une couche d'eau en surface comptée comme se trouvant à l'intérieur, et de ce fait le volume d'air a été sous-évaluée. Par contre, la température au moment des essais était de l'ordre de 12° , et la solubilité de l'air dans l'eau certainement plus faible que celle adoptée, d'où une légère sous-estimation dans les derniers résultats.

L'application de la loi de Mariotte conduit à des valeurs supérieures et il ne nous est pas possible de trancher entre les diverses solutions, le volume d'air correspondant à l'écrasement de l'éprouvette étant sensiblement égal. Devant de telles hésitations et pour tenir compte de la température, on prendra par la suite une valeur de $c = 0,01$ ce qui donne des volumes d'air de 2,82 et 1,93 cm³ et des pourcentages de 4,3 et 2,95 % d'air dans l'éprouvette.

VII.3.b. ESSAIS DE PERMEABILITE

Notre but étant de comparer le comportement du kaolin saturé avec celui contenant de l'air piégé, nos essais ont porté à la fois sur les variations en fonction du gradient hydraulique de la pression porteuse, et naturellement de la proportion d'air.

Les mesures sont ici plus délicates encore qu'en milieu saturé. A la difficulté du dosage de l'air s'ajoute celle de sa circulation possible : comme pour le kaolin passé au four, et pour les mélanges de billes et d'argile, il est fort possible que l'air soit entraîné par le courant. Nous ne savons rien des dimensions réelles des bulles, mais elles doivent être de très petit diamètre ; les compressions pour mesurer la teneur en air ont provoqué la dissolution, puis la libération de cet air, probablement en des points différents.

Du point de vue expérimental, tout cela s'est traduit par une bien plus grande dispersion des mesures et une moins bonne reproductivité : deux mesures successives ne donnent pas le même résultat, et l'écart est bien supérieur à celui qu'on obtient sur kaolin pur, ceci avec le même appareillage dans les deux cas.

La variation de la perméabilité avec le gradient hydraulique enregistrée sur le kaolin demeure lorsqu'un peu d'air a été piégé, mais le phénomène est moins net du fait des variations relativement importantes dues à la présence de l'air. Les deux microburettes donnent des indications de débit présentant des différences plus fortes et irrégulières ; compte tenu des variations de hauteur piézométrique, c'est l'indice de modifications géométriques dans l'éprouvette. Peut être un mouvement uniforme est-il plus lent à s'établir ?

L'échantillon n'ayant pas été constitué de façon identique, (puisque avec moins d'eau), la différence de perméabilité due à la présence de l'air n'est pas immédiatement chiffrable. Cependant, la pâte utilisée pour les essais avec pression porteuse (tableau 11) a été faite avec le même matériau et consolidée sous la même pression. On a obtenu pour 2,76 % d'air, les résultats bruts suivants :

Eprouvette I - Série 1

Hauteur de l'éprouvette : $h = 2,281$ cm

H	cm	60	30	10	5
J		25	13	4,5	2
k	$10^{-4} \mu^2$	1,835	1,769	1,722	1,428

Hauteur de l'éprouvette : $h = 2,2645$ cm

H	cm	50	70	30	5	10	180
J		22	30	13	2,2	4,5	80
k	$10^{-4} \mu^2$	1,882	1,854	1,815	1,604	1,685	1,867

Tableau 26

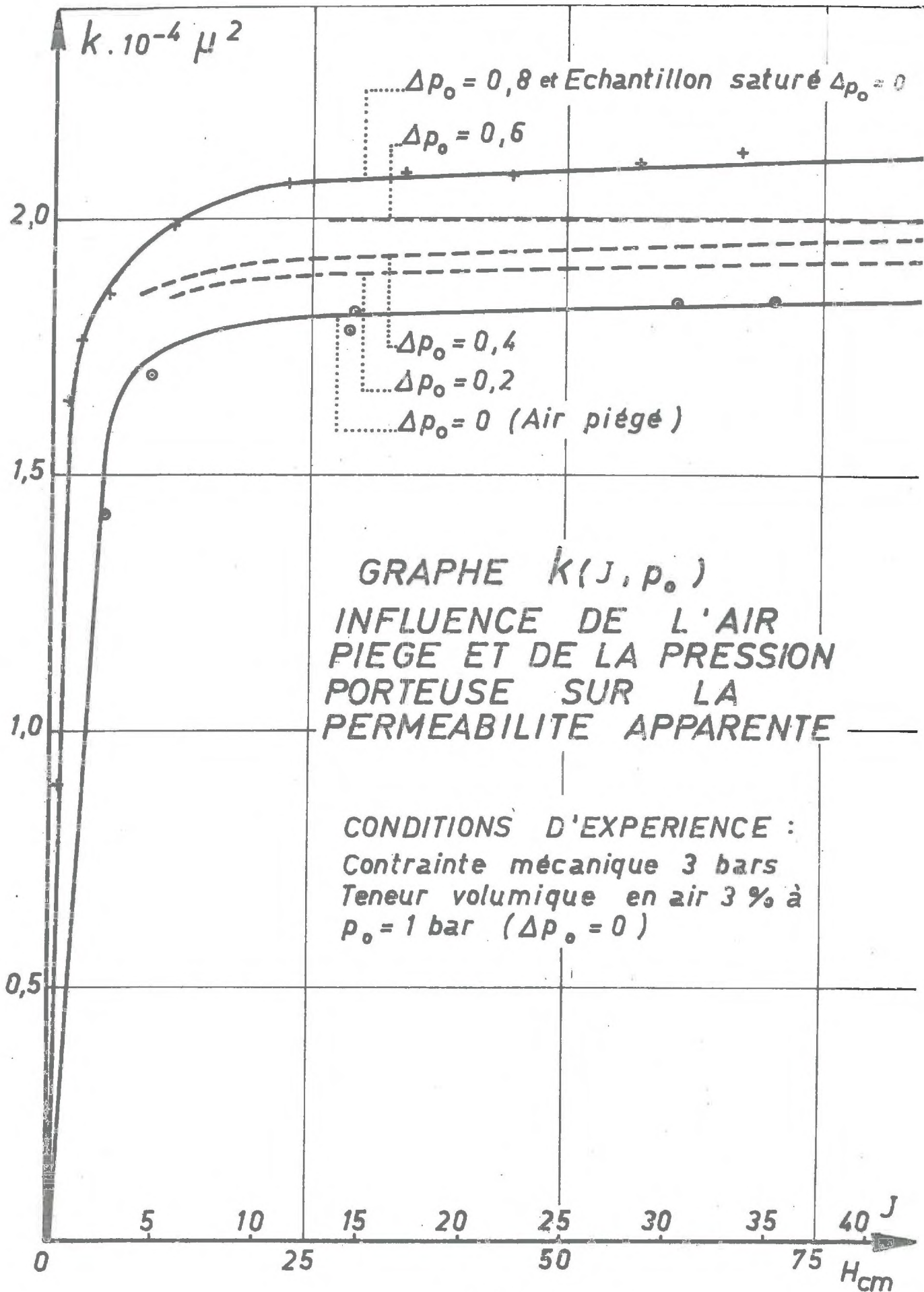


FIG. 48

On constate donc une légère diminution, mais rien ne prouve que l'air piégé en soit la seule cause. Pour faciliter la comparaison, nous avons reporté sur un graphe unique $k(J)$ les perméabilités correspondant à l'argile homogène, à celle avec air piégé sans pression porteuse, et également avec les diverses pressions porteuses essayées. On notera la dispersion des points représentatifs (figure 48).

Pour étudier la variation de perméabilité avec la pression porteuse, nous avons tenté de tracer les graphes $k(J)$ pour chacune. Il nous a fallu cependant réduire le nombre de mesures pour éviter un entraînement excessif de l'air, ou sa dissolution ; nous en avons relevées cent cinquante pour les deux éprouvettes, dont une partie inutilisable du fait du changement de porosité en cours de série. Nous les avons reportées dans le tableau 27. Le tracé des graphes devenait trop aléatoire pour une vérification des formules proposées.

Aussi, nous avons simplifié le problème en ne retenant comme représentative que la moyenne des résultats afférents à une pression porteuse donnée, abstraction faite du gradient hydraulique, ce qui revient à supposer la loi de Darcy exacte. Nous avons éliminé les valeurs correspondant aux faibles gradients pour plusieurs raisons :

- la loi de Darcy est alors mal vérifiée,
- l'erreur relative y est la plus grande,
- l'étanchéité devient moins bonne pour les pressions porteuses élevées, et les mesures très longues deviennent impossibles ; en effet, la pression diminue au cours de l'essai, et la dilatation des bulles d'air qui s'ensuit est à l'origine d'un nouveau débit devant s'ajouter algébriquement à celui qu'on désire mesurer.

Pour compenser la variation avec le gradient hydraulique, nous avons pris un nombre égal de mesures pour chaque moyenne avec une répartition équitable des gradients retenus.

VII.4. EXAMEN DES RESULTATS

Il faut maintenant comparer les résultats aux formules théoriques obtenues. Pour éviter l'accumulation des calculs, un certain nombre d'hypothèses seront admises a priori. Par exemple, pour la teneur en air, le tableau 24 nous donne trois évaluations différentes. Le fait de choisir la dernière, mais avec $c = 0,01$ aura une influence par la suite, d'autant plus qu'il n'y a pas de proportionnalité.

Essais avec air piégé et pression porteuse

Perméabilités en $10^{-4} \mu^2$

Eprouvette I
Série 1

Pression porteuse (bar)		0		0,2		0,4		0,6		0,8	
Charge H = (cm)	80			1,86	1,94		2,20			2,11	
	70	1,83	1,85			2,01		1,97	2,07	2,00	
	60	1,83		1,80	1,90		2,08				
	50		1,88			1,88		1,93	2,10	2,01	2,12
	40			1,77	1,92		2,097				
	30	1,77	1,82			1,923		1,89	1,81	1,91	2,11
	20			1,81	1,94						
	10	1,72	1,87	1,40	1,87	1,84		1,89	1,74	1,72	1,94
	5	1,43	1,60								
Ordre des mesures		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Tableau 27 (1)

Série 2

Pression porteuse (bar)		0				0,2		0,4		0,6	
Charge H = (cm)	80	2,126	2,006								
	70	2,066	2,025	2,138	2,078	1,976	2,036	2,001	2,138	2,093	2,091
	50	2,029	1,930	2,093	1,996	1,957	1,971	1,975	2,070	1,963	2,112
	30	2,003	2,011	2,099	2,071	1,916	1,887	1,991	2,072	1,920	2,085
	10	2,041			1,997	1,878	1,900	1,853	1,978	2,007	1,988
	5	1,737		2,130		1,734					
Ordre des mesures		1	5	6	7	2	8	3	9	4	10

Tableau 27 (2)

Série 3

Pression porteuse (bar)		0		0,6	
Charge H = (cm)	80		2,016		2,267
	70	2,212		2,238	
	60		2,400		2,175
	50	2,238		2,187	
	40		2,027		2,065
	30	2,127		2,056	
	20		1,908		1,884
	10	2,238		2,118	
Ordre des mesures		1	4	2	3

Tableau 27 (3)

Eprouvette II

Série 1

Pression porteuse (bar)		0		0,2	0,4	0,6
Charge H = (cm)	80	2,044		1,972	2,001	2,124
	70	2,002				
	60			2,081	2,175	
	50	1,907	1,853	1,946	2,115	2,110
	40		1,879	1,981	2,140	2,084
	30	1,953		1,936	2,060	2,104
	20		1,751	1,835	1,962	2,024
	10	1,952		1,881	1,998	1,951
Ordre des mesures		1	5	4	3	2

Tableau 27 (4)

Série 2

Pression porteuse (bar)		0	0,2	0,4	0,6
	80	1,994	2,161	2,214	2,229
	60	2,068	2,133	2,194	2,186
	50	2,007	2,102	2,160	2,206
	40	1,951	2,097	2,163	2,229
	30	2,048	2,072	2,216	2,169
	20	1,964	2,076	2,132	2,163
	10	1,862	2,038	2,044	2,111
Ordre des mesures		1	4	3	2

Tableau 27 (5)

Nous avons groupé dans le tableau 28, l'ensemble des résultats par leur moyenne, quelques données utiles au calcul de la variation de perméabilité, et aussi leurs résultats pour les comparer.

Pour la variation de perméabilité en fonction de la pression porteuse, nous disposons des formules établies plus haut :

$$\frac{\Delta k}{k} = 3 \frac{\Delta P_u}{P} \quad (\text{VII.5})$$

où la valeur de ΔP_u se fait suivant la loi de Mariotte, ce qui revient à prendre la formule (VII.6) ; ou bien en tirant $\Delta P_u = \frac{\Delta V_e}{V}$ de (VII.15)

ce qui donne :

$$\Delta P_u = \frac{\Delta V_e}{V} = \frac{p - p'}{p'} \left(\frac{V_a}{V} - c.P \right) \quad (\text{VII.19})$$

Nous prendrons comme d'habitude pour le calcul de \mathcal{P} $a = 0,2$

L'examen du tableau 28 présente beaucoup d'intérêt. On constate d'abord une valeur réellement anormale de la perméabilité moyenne dans la deuxième série : alors que dans toutes les autres k croît avec la pression porteuse, ici la perméabilité est la plus forte en l'absence de pression porteuse. En se reportant au tableau 27, on voit que les nombreuses répétitions des essais ont donné des résultats semblables ; mais dans ce même tableau, on relève des écarts de 5 % entre les moyennes de deux groupes successifs, ce qui ne peut, semble-t-il, s'expliquer que par un changement de la géométrie de l'éprouvette. C'est pourquoi on peut se demander s'il n'est pas vain de rechercher une grande précision dans les mesures lorsque l'échantillon n'est pas assez stable.

Les variations de la perméabilité moyenne ont d'abord été comparées à celles calculées d'après la loi de Mariotte seulement (VII.6), puis ensuite à celles faisant intervenir la dissolution de l'air dans l'eau (VII.19). Grosso modo, on constate une meilleure coïncidence avec cette dernière formule, quoique les valeurs calculées soient parfois très éloignées des valeurs expérimentales.

Variation de la perméabilité avec la pression porteuse

Pression porteuse (bar)		0	0,2	0,4	0,6	0,8
Eprouvette I.						
Série 1 Porosité $P = 0,539$ Teneur en air : 2,76 % Porosité utile $P_u = 0,511$ Porosité cinématique $\mathcal{P} = 0,419$						
Perméabilité moyenne k en $10^{-4} \mu^2$		1,854	1,865	1,914	1,920	2,085
Variation $\frac{\Delta k}{k}$	tirée des mesures	0	0,005	0,03	0,033	0,065
	Calculée par (VII.6) Loi de Mariotte	0	0,04	0,08	0,12	0,16
	Calculée par $3\Delta P_u/\mathcal{P}$	0	0,027	0,045	0,06	0,08
Série 2 $P = 0,535$ % d'air = 2,01 $P_u = 0,515$ $\mathcal{P} = 0,422$						
Perméabilité moyenne k en $10^{-4} \mu^2$		2,042	1,943	2,009	2,032	
Variation $\frac{\Delta k}{k}$	tirée des mesures		0	0,033	0,046	
	calculée par (VII.6)		0	0,03	0,07	
	calculée par $3 \Delta P_u/\mathcal{P}$	0	0,018	0,03	0,04	
Série 3 $P = 0,543$ % d'air : 1,22 $P_u = 0,552$ $\mathcal{P} = 0,429$						
Perméabilité moyenne k en $10^{-4} \mu^2$		2,118			2,124	
	tirée des mesures	0			0,003	
	calculée par (VII.6)	0			0,05	
	calculée par $3\Delta P_u/\mathcal{P}$	0			0,018	

Pression porteuse (bar)		0	0,2	0,4	0,6
Epruvette II.					
Série 1		Porosité $P = 0,581$	Teneur en air : 4,3 %		
		Porosité utile $P_u = 0,538$	Porosité cinématique : $\mathcal{F} = 0,454$		
Perméabilité moyenne k en $10^{-4} \mu^2$		1,918	1,959	2,075	2,105
Variation $\frac{\Delta k}{k}$	tirée des mesures	0	0,02	0,08	0,10
	calculée par (VII.6)	0	0,056	0,11	0,17
	calculée par $3 \Delta P_u / \mathcal{F}$	0	0,042	0,069	0,075
Série 2		$P = 0,574$	% d'air : 2,95	$P_u = 0,544$	= 0,459
Perméabilité moyenne k en $10^{-4} \mu^2$		2,005	2,107	2,180	2,197
Variation $\frac{\Delta k}{k}$	tirée des mesures	0	0,05	0,085	0,093
	calculée par (VII.6)	0	0,035	0,077	0,115
	calculée par $3 \Delta P_u / \mathcal{F}$	0	0,027	0,045	0,060

Tableau 28

Verticalement, si l'on peut dire, la formule (VII.9) :

$$\frac{\Delta k}{k} = -5 \frac{\Delta V_a}{V} \quad \text{permet l'étude de la variation de la perméabilité avec la}$$

teneur en air. Elle donne le tableau suivant :

Variation de la perméabilité avec la teneur en air

Eprouvette I Pression porteuse nulle

Teneur en air	%	2,76	2,01	1,22
Perméabilité mesurée	$10^{-4} \mu^2$	1,854	2,042	2,118
Variation calculée de perméabilité ΔK	$10^{-4} \mu^2$	0	0,075	0,150
Perméabilité résultante k'	$10^{-4} \mu^2$	1,854	1,930	2,004

Eprouvette II

Teneur en air	%	4,3	2,95	
Perméabilité mesurée	$10^{-4} \mu^2$	1,918	2,005	
Variation calculée de la perméabilité ΔK	$10^{-4} \mu^2$	0	0,130	
Perméabilité résultante k'	$10^{-4} \mu^2$	1,918	2,048	

On voit que les écarts sont inférieurs à 5 % ce qui, avec nos conditions expérimentales, ne représente pas un si mauvais résultat.

Remarquons aussi que l'adoption de la valeur calculée 1,930 au lieu de 2,042 donnerait une bonne concordance dans le tableau 28 pour la série 2 de I.

VII.5 CONCLUSIONS

De ces séries de mesures succédant à celles faites sous pression porteuse sur du kaolin saturé, on ne peut tirer en réalité que des conclusions qualitatives sur le phénomène. Nous avons souligné sa complexité et la difficulté de l'étude expérimentale. A la lumière de ces résultats, des questions se posent encore : doit-on prendre de l'eau aérée ou désaérée pour ces mesures ? Doit-on, dans ce second cas, tenir compte du déficit initial en air ? Les estimations des quantités d'air piégé sont très différentes suivant le procédé employé, allant du simple au double, et aucun n'est entièrement digne de confiance : il n'est pas certain :

- 1/ que l'affaissement de l'éprouvette soit entièrement dû au retrait de l'air,
- 2/ que tout l'air soit piégé dans l'échantillon seulement,
- 3/ que l'air dissous durant la compression soit ensuite restitué au même point. Tout cela perturbe à la fois les mesures et leur interprétation.

Cependant, notre étude théorique et celles qui lui ont servi de base, ont montré un certain nombre de points intéressants. Si nous n'avons pu avoir la confirmation absolue de la qualité des formules utilisées, l'écart des valeurs calculées à celles mesurées est de l'ordre de grandeur des erreurs expérimentales, importantes ici. Nous avons bien la certitude de la croissance de la perméabilité lorsque diminue la teneur en air, ou ce qui revient au même lorsque le volume d'air diminue sous l'effet d'une pression porteuse. Il semble également que la loi de Mariotte ne suffise pas dans l'explication de l'augmentation de perméabilité : la dissolution de l'air joue aussi un rôle, sans atteindre peut être la valeur prévue.

Le déplacement de l'air per descensum dans les sols trouve ici une explication de plus : on l'attribue généralement à l'effet de piston des précipitations orageuses, repoussant l'air devant elles en rejoignant la nappe phréatique. Mais on peut lui ajouter l'effet de l'augmentation due à la nappe suspendue qui, toute faible qu'elle soit, est importante par son étendue et sa durée.

Notre attention a été aussi attirée sur la méthode de saturation d'un échantillon d'argile par mise sous pression porteuse. A condition d'être progressive, elle nous paraît préférable au vide, car elle bouleverse moins l'éprouvette au moment de la réhumectation. Mais il faut que le balayage dure assez longtemps pour changer totalement l'eau.

Notre problème était relatif aux faibles teneurs en air. Il se transforme dès qu'on atteint des proportions plus importantes, pour se rapporter à celui des écoulements en milieu non saturé.

CHAPITRE VIII

SYNTHESE DES RESULTATS OBTENUS

Il nous est maintenant possible d'avoir une vue d'ensemble du problème que nous étions proposé d'examiner. Après un essai de vérification des diverses théories relatives à l'application de la loi de Darcy dans les argiles homogènes, nous avons créé des hétérogénéités compatibles avec la dimension de nos éprouvettes : billes de verre, kaolin passé au four pour lui ôter ses propriétés électrochimiques de surface, enfin une faible proportion d'air.

Après de nombreuses années de travail, il est décevant d'arriver au bout d'une étude avec l'impression de n'avoir pas fait avancer notablement la connaissance du sujet, pas même sur le kaolin. Mais il faut reconnaître que l'hydraulique souterraine est une matière de nature très particulière et que pour la perméabilité de l'argile la complexité du phénomène n'ad'égale que la difficulté de l'interprétation. Car en fait, l'expérimentation est toujours possible : n'importe qui peut manipuler un appareil de physique et faire des "mesures" ; encore faut-il qu'elles aient

un sens, que la relation de cause à effet soit bien celle cherchée, et que des facteurs parasites ne viennent pas troubler ou même cacher le principal.

En physique, la méthode classique est de décomposer la difficulté, de ne faire varier chaque fois qu'un ou deux paramètres. Mais il faut alors que les essais ne soient pas destructifs, ou qu'on puisse confectionner des échantillons exactement comparables, qu'aucune rémanence, aucune différence n'intervienne entre deux expériences successives. A la rigueur, l'identité absolue n'est pas nécessaire : par exemple, entre deux mesures de compressibilité d'un gaz, les atomes ont changé de place, sont distribués autrement, mais statistiquement l'échantillon reste le même et les résultats sont semblables si la température reste constante. Par contre, le simple pliage d'une feuille de métal est un phénomène irréversible. Pour les matériaux pulvérulents, toutes les difficultés s'ajoutent : aucune des conditions de validité n'est remplie. Prenons les particules sphériques : leur répartition ne peut être considérée comme aléatoire que si l'éprouvette est assez volumineuse. Pour entrer dans le domaine de la statistique, il faut que les essais soient nombreux.

Dans le courant liquide, des particules solides se déplacent et leur mouvement est irréversible, c'est à dire qu'en inversant le flux elles ne reviendront pas à leur place primitive. Il y a donc modification continue de l'éprouvette. Dans un essai aussi simple que la mesure de la perméabilité, les possibilités d'erreur s'accumulent : un échantillon de 50 à 100 cm³, c'est peu par comparaison avec les volumes concernés par le moindre écoulement souterrain ; une épaisseur de un à deux centimètres donne aux conditions de contact avec les extrémités poreuses une grande importance, sans même parler des écoulements pariétaux. L'étendue de la granulométrie rend possible un mouvement invisible des particules en modifiant la géométrie. Que dire des appareils de mesure quand il s'agit d'évaluer d'aussi faibles débits ? Si encore le matériau était inerte ! Bien au contraire, il est doué d'une capacité d'adsorption remarquable, et même son équilibre chimique n'est pas très assuré : les ions ont tendance à passer facilement de l'argile au liquide, et vice-versa. Pour couronner le tout, la durée des expériences en rend la répétition prohibitive ; si divers artifices permettent

de diminuer le temps de mesure, il n'est pas possible d'accélérer la consolidation de l'éprouvette, indispensable si on veut que l'homogénéité de sa géométrie soit respectée. On peut utiliser des batteries d'appareils, fonctionnant simultanément, mais y-a-t-il pour une même argile deux échantillons semblables ? Et les différences éventuelles, à quoi les attribuer ? On voit donc se dessiner ici les limites de notre connaissance, chaque condition de validité étant presque systématiquement contredite par les circonstances expérimentales.

Néanmoins, les essais de laboratoire, par conséquent de dimensions réduites, sont absolument nécessaires car ils permettent seuls d'attaquer le problème avec quelques chances de succès. En effet, l'hétérogénéité des sols complique davantage l'analyse ; les expériences in situ généralement sont longues et se font en plein air, avec les aléas que cela comporte, tels que les variations de température, pluies...Elles permettent l'étude de situations figées car on ne peut aisément modifier les paramètres. Entre deux maux, nous avons choisi le moindre.

Dans la mise au point que nous avons abondamment citée, Kutilek affirme que le dernier mot n'est pas encore dit sur la perméabilité des argiles, dans les laboratoires de recherche. Nous sommes entièrement de cet avis.

VIII.1. POINT SUR L'ETAT ACTUEL DES TRAVAUX

Revenant sur l'ensemble des travaux actuellement connus sur ce sujet, le fait le plus surprenant est le large éventail des perméabilités obtenues avec des porosités de même ordre sur un matériau tel que la kaolinite. Celles que nous avons mesurées sont pourtant courantes. Il est possible que la méthode de préparation joue un rôle ; pourtant sur nos échantillons avec air piégé, confectionnés de façon entièrement différente, nous avons trouvé des valeurs proches, ce qui prouve une influence limitée. Sans mettre en doute les travaux antérieurs, d'autres facteurs que l'eau de gâchage interviennent peut être dans ce cas, probablement l'état de dispersion de l'argile.

A côté de cela, nous pouvons dresser rapidement un bilan des résultats qui semblent acquis. Nous placerons en premier lieu la certitude que pour le kaolin, même pour les gradients très faibles et des perméabilités correspondant à des canalicules très petits, il n'y a pas de seuil de gradient, du moins pas aux valeurs indiquées par ceux qui l'ont signalé, puisque nous avons eu des débits sous des gradients inférieurs à l'unité.

Il nous paraît aussi démontré que la loi de Darcy n'est tout de même pas vérifiée et que les écarts sont très importants pour les faibles gradients. A la limite, il semblerait même que la perméabilité tende vers zéro pour un gradient nul : c'est bien entendu invérifiable.

Pour exprimer la loi de variation de la perméabilité en fonction de la porosité et du gradient hydraulique, l'hypothèse adoptée a été celle du facteur de rétention, c'est à dire d'une couche d'eau adsorbée immobilisée (ou pseudo-cristalline), fixée uniformément sur toute la surface du kaolin, telle que la déterminent les méthodes classiques de mesure de la surface spécifique. L'étude de ce facteur de rétention nous a conduit à évaluer ses variations non pas par une, mais par deux formules ayant pratiquement comme limite commune de zone d'application le gradient dix. Rapprochant cette remarque de la théorie de la double couche, on peut dire qu'au dessous de ce gradient limite (qui n'est pas un seuil) l'eau adsorbée est en couche plus épaisse, avec des lois de variation d'épaisseur en fonction de la vitesse moyenne de l'eau ou du nombre de Reynolds différentes de celles qui s'appliquent aux gradients supérieurs. La continuité de la variation peut être attribuée aussi bien à la dispersion des dimensions des canalicules qu'au fait que ce qui varie n'est pas l'épaisseur d'une couche d'eau adsorbée, que certains récuse, mais la viscosité de l'eau au voisinage des parois solides. Les tentatives de formulation basées sur les éventuelles propriétés rhéologiques, continues ou non, de l'eau adsorbée n'ont pas donné à notre connaissance d'expression facilement utilisable ; celle que nous proposons comblerait la lacune.

N'étaient les valeurs dix ou cent fois plus grandes données par d'autres expérimentateurs, nous aurions certainement pensé que la formule présentée était valable pour tous les kaolins. Ce n'est pas le cas, mais nous avons montré qu'il suffit de quelques mesures pour déterminer les constantes

utiles à son application dont l'emploi n'est pas bien compliqué sous sa forme simplifiée.

L'étude du kaolin passé au four démontre bien que les propriétés très particulières des argiles ne sont pas dues uniquement aux dimensions des particules mais plutôt à leurs propriétés de surface qui les séparent du reste des éléments du sol (sauf les colloïdes non argileux, très rares).

Compte tenu de sa porosité propre, l'argile doit être en proportion assez grande pour combler les vides laissés par les autres éléments, si l'on veut que ce sol ait du point de vue hydraulique, des propriétés argileuses. La stabilité des argiles est excellente lorsque la porosité est faible ; mais elle peut aussi subsister pour des valeurs élevées quand les eaux de filtration ou le sol lui-même sont salés. Cependant, les eaux naturelles ne le sont pas suffisamment, et les massifs argileux stables très poreux peuvent être désagrégés par la filtration d'eaux douces : c'est un phénomène bien connu des techniciens de l'irrigation qui apparaît dans nos essais. On constate alors une accumulation de l'argile dans les zones où son évacuation n'est plus possible.

La comparaison des perméabilités propres du kaolin naturel dans les mélanges avec des billes de verre ou de la mullite nous a permis d'avancer une méthode de détermination de la perméabilité d'un milieu suffisamment riche en argile. Elle ne demande que la connaissance de la perméabilité de l'argile qu'il contient et celle de données de l'analyse physique du sol : porosité, teneur en argile.

Par contre, si la teneur en argile est à la limite de celles qui assurent la stabilité, le squelette provoque une tortuosité des lignes de courant. On peut alors la mesurer par des procédés hydrauliques, plus rigoureux que les méthodes électriques, en comparant les valeurs de perméabilité obtenues à celles que donnerait la stricte application de notre méthode.

L'influence de l'air piégé dans l'argile est de mesure difficile : on retrouve ici aussi ce phénomène de mobilité qui n'affecte plus l'argile -comme dans le cas précédent- mais l'air qui joue le même rôle que les billes. L'application des lois de la physique permet de prévoir les variations de la perméabilité d'un tel milieu, en connaissant le volume de l'air piégé et en tenant compte de sa compressibilité et de sa solubilité dans l'eau en fonction de la pression. Mais l'étude théorique donne parfois des résultats

éloignés des valeurs expérimentales : la mobilité de l'air dissous et regazéifié modifie par ses déplacements la géométrie du milieu avec des répercussions sur la perméabilité d'autant plus importantes que le temps de filtration, le débit et les variations de pression augmentent. Il serait vain dans ce cas, de tabler sur les seules formules de calcul.

VIII.2. CONSEQUENCES

Que l'argile ait une perméabilité extrêmement faible, personne n'en doute; les géologues la considèrent même comme imperméable. Mais entre la faible perméabilité et l'imperméabilité parfaite, telle que la provoquerait un seuil de gradient, la différence est plus grande qu'il ne paraît. En effet, à l'échelle des nappes souterraines, dont la surface se mesure en centaines de kilomètres carrés, où les temps de parcours sont énormes (combien de temps met une goutte de pluie tombée sur l'Atlas Marocain pour atteindre le Sud Tunisien en empruntant la nappe Albienne ?), les écoulements de filtration n'y sont plus négligeables. Il nous faut cependant revenir sur les conditions expérimentales pour en préciser les limites : nous avons considéré un écoulement en milieu saturé débitant vers un drain saturé lui aussi. Dès que nous éloignons de cette configuration, la perméabilité va décroître : en milieu non saturé, parce qu'elle n'offre à l'eau qu'une porosité utile moindre ; vers un drain non saturé, parce que se produiront à la surface de séparation des phénomènes dus à la tension superficielle, réduisant la charge hydraulique d'une hauteur égale à la hauteur capillaire, très grande pour les argiles. L'importance des drains de sable : pour l'utilisation de l'eau des argiles a été signalée. Mais il faudrait souligner que ces drains fonctionneront d'autant mieux qu'ils seront saturés, ainsi que l'argile. On se gardera donc de désamorcer les drains en ne pompant qu'un débit égal à celui de la nappe. La saturation de l'argile se fera simplement en augmentant la pression hydraulique, ce qui dissout l'air. On en déduit également les conséquences d'une exploitation excessive inconsidérée d'une nappe alimentée à travers les argiles puisque la désaturation des sols en diminue encore la perméabilité : à l'échelle humaine des temps, les phénomènes paraissent irréversibles.

Il n'est pas dans nos intentions de supputer toutes les incidences possibles des déviations à la loi de Darcy qui sont loin d'être négligeables aux faibles gradients. Les conséquences devraient être sensibles en principe dans tous les cas où intervient la perméabilité, et en réalité dans ceux où de faibles gradients seulement sont en jeu. Nous ne nous attacherons qu'à deux sortes de problèmes présentant des risques d'erreur grave :

1/ Lorsque les mesures de la perméabilité se font sous un fort gradient alors que dans l'application les gradients peuvent devenir inférieurs à l'unité, ou vice-versa ;

2/ Lorsque la perméabilité est supposée constante alors que les gradients varient considérablement d'un point à un autre du milieu pourtant homogène.

Dans les problèmes d'hydraulique agricole, concernant surtout l'irrigation et le drainage, les essais de perméabilité se font traditionnellement sous faible gradient, ou in situ. Il serait donc dangereux d'extrapoler les résultats obtenus au calcul des noyaux de barrages en terre, par exemple, ou aux pertes d'eau par infiltration au fond d'un réservoir non revêtu.

Le cas inverse est plus fréquent ; la mesure de perméabilité dans les laboratoires de travaux publics se fait sur des oedomètres où le gradient hydraulique est variable (la charge décroissant de 60 cm à 10 cm pour un échantillon de un à deux centimètres d'épaisseur, afin de maintenir l'essai dans des limites de temps acceptables),

Les écarts normaux d'une éprouvette à l'autre, confectionnées avec un même matériau mais toujours imparfaites, sont importants : ce sont des erreurs accidentelles. Il s'en ajoutera une autre, systématique, bien plus importante, lorsqu'il s'agira de calculer les fuites à travers des massifs épais. Mais ce n'est pas grave car l'erreur augmente la sécurité.

Au contraire, dans le problème de la consolidation des sols signalé rapidement en III.2.d., les calculs de TERZAGHI sont basés sur une perméabilité constante dans le temps et dans le volume du massif. La diminution de la porosité et celle progressive également du gradient hydraulique, se traduisent par une perméabilité décroissante qui allonge le temps de

consolidation. En se fiant uniquement aux calculs théoriques, on trouve sur le terrain un tassement qui paraît s'atténuer plus vite, mais dure en fait plus longtemps que prévu. Si on se réfère à la consolidation de l'éprouvette, le phénomène peut être masqué à cause de sa faible épaisseur, alors que sur les mètres ou les dizaines de mètres que représente une couche argileuse, le temps de consolidation reprend son rôle essentiel : c'est alors un problème d'échelle entre le modèle et la réalité qui se pose. Signalons par exemple le barrage sur la Vilaine, à Redon, fondé sur des vases, dont la consolidation a provoqué des surprises : elle devait se faire sans rupture, ni écoulement latéral important.

Citons aussi, à titre de curiosité, un exemple relatif à l'hydrogéologie. Soit une couche d'argile homogène formant bassin, reposant sur une strate perméable et non saturée, et surmontée d'une autre où la nappe phréatique est épaisse, disons dix ou quinze fois celle de l'argile. En supposant à l'origine la perméabilité isotrope, les mouvements de l'eau dans la couche argileuse seront à faible gradient s'ils sont quasi horizontaux, et à fort gradient s'ils sont dûs à la nappe au-dessus. La perméabilité horizontale deviendra plus faible que la verticale, le milieu paraissant alors anisotrope, et les lignes de courant en seront modifiées (en principe tout au moins).

Dans nos essais, et d'ailleurs on peut le dire, chez tous les auteurs, la mesure de la perméabilité se fait dans une direction parallèle à celle de la contrainte. On est persuadé qu'il existe une anisotropie réelle de la perméabilité, liée à la forme même des particules argileuses, et aux arrangements des particules soumises à une contrainte de compression. Il serait intéressant, tant au point de vue pratique (barrages en terre), que théorique (modalités de l'adsorption de l'eau sur les argiles, de chiffrer cette anisotropie).

Sachant qu'un certain pourcentage d'argile, que nous savons déterminer, donne à un sol des propriétés argileuses, on peut étendre largement les remarques que nous avons faites à ce sujet (sauf celles concernant la consolidation, puisque le squelette s'y oppose).

L'évolution de la perméabilité des sols est liée à la présence de l'air. Lorsque la circulation de l'eau se fait en régime proche de la saturation, tout se passe comme si la perméabilité croît avec la quantité d'eau à évacuer : d'abord par élévation du niveau apparent de la nappe phréatique, ce qui augmente le gradient, donc le débit et aussi la pression porteuse, puis par compression et dissolution de l'air piégé libérant le passage à l'eau.

Des zones à air piégé se créent lorsque la nappe phréatique s'abaisse, ou bien si elle est stable, par la seule remontée capillaire. On sait que l'eau circule dans ces zones en même temps que dans la nappe, mais elles doivent tout de même être considérées à part, puisque la perméabilité n'y est pas la même.

VIII.3. PROSPECTIVE

Nous avons regretté, au début de ce chapitre, de n'avoir pu fermer au moins le dossier de la perméabilité du kaolin. Néanmoins, c'est le propre de la recherche d'ouvrir autant sinon plus de portes qu'elle n'en ferme, de poser plus de problèmes qu'elle n'en résoud.

Le premier souhait que nous puissions faire est que d'autres séries de données expérimentales viennent s'ajouter aux nôtres pour vérifier nos théories. On dispose actuellement de manomètres plus perfectionnés permettant d'autres méthodes de mesure. On pourrait alors, avec des indications plus complètes, comprendre les raisons qui donnent des perméabilités si différentes aux kaolins.

La vérification de la variation d'épaisseur de la couche d'eau adsorbée semble possible par une voie directe. Jacquin a chassé l'eau d'un filtre composé de sable et d'argile par de l'huile de vaseline, dont le contenu en produits polaires est faible ; il a trouvé que la perméabilité intrinsèque à l'huile n'est que les huit dixièmes de celle mesurée avec de l'eau, du fait de l'eau résiduaire qui reste adsorbée sur l'argile. La même méthode pourrait être employée sur kaolin pur. Cependant, l'influence des phénomènes de digitation, habituels dans les écoulements polyphasiques, n'est peut être pas négligeable, quoique l'huile soit plus légère et de viscosité plus élevée que celle de l'eau.

On pourrait également saturer l'éprouvette en eau marquée, puis chasser celle-ci avec de l'eau ordinaire. L'eau marquée a exactement les mêmes propriétés que l'eau du point de vue des actions de surface et de la viscosité^(*). Dans les deux cas, le dosage de l'eau adsorbée dans le liquide filtrant en fonction du gradient hydraulique permettrait de mettre en évidence l'arrachement d'une couche autour d'une valeur caractéristique du gradient. Au besoin, une expérimentation sur kaolin passé au four permettrait la distinction entre les effets de l'adsorption et ceux de la direction des canalicules.

Il serait naturellement intéressant d'étendre aux autres argiles des recherches du même type : on mettrait à l'épreuve la relation entre la perméabilité et la surface spécifique, en choisissant la méthode de mesure de cette dernière qui donne les meilleurs résultats pour l'argile et l'eau. Nous nous sommes bornés à chercher un seuil de gradient pour la montmorillonite : c'est une incursion trop brève dans ce domaine.

Enfin, nos essais ont tous eu lieu avec de l'eau pure. Pour orienter les recherches vers l'eau salée, le point de vue initial aurait dû être fort différent : l'ionisation initiale de l'argile, la capacité d'échange, les ions du liquide auraient alors pris une grande importance. Il serait intéressant de voir comment le facteur de rétention est lié à la nature et à la concentration des solutions. Là aussi, les travaux de SIMANDOUX et de JACQUIN seraient une sérieuse base de départ, en établissant la liaison avec l'épaisseur de la couche d'eau adsorbée.

L'étude des milieux non saturés est d'actualité. Les essais qui ont lieu et les théories qui se développent dans tous les laboratoires, se font à partir des formules que nous avons signalées. L'hypothèse du facteur de rétention pourrait elle aussi, servir de base de calcul et d'interprétation.

(*) COREY ET HORTON : Movement of Water Tagged with ^2H , ^3H , ^{18}O through Acidic Kaolitic Soil.

Soil Sc. Soc. Am. Proc. 32 : 4 - Juill. 1968 p. 471-475

PHILIP ET BROWN : Soil Diffusion of Tritiated Water in Montmorillonite and Kaolinite Clay.

S.S.S. Am. Proc. 32 : 3 - p. 302-306 - 1968

L'utilité de nouvelles séries d'expériences, si possible en utilisant un matériel plus perfectionné, apparaît clairement, chaque travail individuel apportant un élément nouveau avec un peu d'espoir toutefois pour chacun de faire la synthèse définitive. Des hypothèses sont lancées, qu'on essaiera de vérifier par des voies différentes autant que cela peut. Etant donné la rareté des travaux existants, il ne faut pas craindre d'avancer ses propres résultats et ses conclusions, du moment que les éléments qui ont servi à les établir sont étalés au jour. Si d'aventure, des essais postérieurs montrent une erreur, il ne faut pas hésiter à l'avouer : on ne peut qu'admirer le geste de MILLER, par exemple, qui revient sur ses conclusions quand quelques années plus tard de nouvelles expériences prouvent que les premières sont erronées. En ces matières, le conformisme et l'anti-conformisme ne sont pas des positions scientifiques, tout au plus politiques, et certainement pas morales si elles ne répondent pas à une conviction personnelle fondée.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDREI (Silvan)
Le drainage de l'eau dans les sols à granulation fine
Eyrolles 1966
2. ARIBERT
Problèmes de déplacement d'un fluide visqueux par un autre.
Thèse IMF de Toulouse - 1970 - 500 p.
3. BARDON ET JACQUIN
Interprétation des phénomènes d'écoulement dans les milieux
argileux.
Rev. Inst. Fr. Pétr. Mars 1968 - t. XXIII N° 3 p. 347 à 364
4. BAVER
Soil Physics 3ème Ed.
Wiley, 1956.
5. BONDARENKO ET NERPIN
Rheological properties of water in porous media.
Symposium RILEM, 8/10 Avril 1964 - Paris
6. BONDARENKO ET NERPIN
Influence of visco-plastic properties of water on its equili-
brium and transfer in unsaturated zone.
Symposium on water in Unsaturated Zone, Wageningen 1966
7. DE BOODT
Cours de Physique du Sol. Gand.
8. BOUCHE
Propriétés physiques et mécaniques des sols fins compactés.
Ann. Inst. Tech. Bât. et T.P. - Déc. 1967 - p. 1703-1727
9. CAILLERE ET HENIN
Minéralogie des argiles.
Masson, 1963
10. CAQUOT ET KERISEL
Traité de Mécanique des Sols.
Gauthiers-Villars, 1956
11. CHAUVETEAU
Essai sur la loi de Darcy et les écoulements laminaires
Thèse I.M.F. - Toulouse, 1965
12. CHAUVETEAU ET THIRRIOT
Régimes d'écoulement en milieu poreux et limite de la loi de
Darcy
Houille Blanche, 2- 1967

13. DEGALLIER, MILLIER, PRUDHOMME ET SOEIRO
La filtration à travers les argiles.
Comité Interafricain d'Etudes Hydraulique, 1967
14. DEMOLON
Dynamique des Sols
Dunod 1960
15. DUDGEON
An experimental study of the flow of water through coarse granular media
Houille Blanche, 7/1966 p. 785-801
16. VON ENGELHARDT ET TUNN
Ecoulements de fluides dans les grès.
Heideilberger Beitrage zur miner. und Petr.
t. 2 - p. 12-25, 1954
17. GAUCHER
Le sol
Dunod, 1967
18. GUYOT
Mesure des surfaces spécifiques des argiles par adsorption.
Ann. Agron. , 1969.20 (4) p. 333-359
19. HABIB (Pierre)
La résistance au cisaillement des sols.
Ann. Inst. Tech. Bât. et T.P. - Janv. 1953 - p. 1 à 40
20. HABIB (J.) ET HUGUES
Sur la détermination du facteur de rétention pour l'eau des argiles du type kaolin
C.R. Ac. Sc. t. 237, p. 1766-1768, 1953
21. HABIB (J.)
Transformation de l'oedomètre en vue de la mesure de la perméabilité.
C.R.Ac.Sc. t. 237, p. 1547-1548, 1953
22. HABIB (J.) ET THIRRIOT
Ecart à la loi de Darcy pour les écoulements de l'eau à faible vitesse dans les argiles.
XIIIe Congrès de l'A.I.R.H., Kyoto, 1969, Thème D.
23. HADAS
Deviation from Darcy's Law for the flow of water in unsaturated soils.
Isr. J. of Agr. Res., 1964 vol. 14 N° 4, p. 159-168
24. HANSBO
Consolidation of clays with special reference to influence of vertical sand drain.
Swed. Geotechn. Inst. Proc. N° 18, p. 41-46 Stockholm, 1960

25. HEMWALL ET LOW
The hydrostatic repulsive forces in clay swelling.
Soil Sc. Août 1956, p. 1935-1945
26. HOUPEURT
Eléments de Mécanique des fluides dans les milieux poreux
Inst. Français du Pétrole - Paris 1957
27. HOUPEURT ET IFFLY
Résultats expérimentaux récents sur les écoulements diphasiques
dans les milieux poreux.
Houille Blanche 5/1967 - p. 567-571
28. HUBBERT
The theory of ground water motion
J. Geol. 48 - p. 785-944, 1940
29. HUGUES
Etude théorique et expérimentale sur les propriétés hydro-
dynamique d'un sol pulvérulent et les lois de filtration.
Ann. du Génie Rural - Paris N° 70, 147 p., 1948
30. JACQUIN
Etude des écoulements et des équilibres des fluides dans les
sables argileux.
Rev. Inst. Fr. Pétr. N° 4, Avril 1965, p. 1-49
31. JOUENNE
Céramique Générale - Notions de Physico-Chimie.
Gauthiers-Villars, 1960
32. KEMPER, MAASLAND ET PORTER
Mobility of water adjacent to mineral surfaces
SSS of Am. Proc. 28/2 - 1964 p. 164.167
33. KLAUSNER ET KRAFT
Non-Poiseuille flow with axial forces
Isr. Journ. Of Techn., 1965 - 3/3 - p. 152-159
34. KLAUSNER ET KRAFT
Saturated flow through porous media with active surfaces.
Negev Inst. Dept. of Mec. of Soils.
I. Flow through capillaries with wall forces . N° 3, 1965
II. Capillary models for non-Darcy flow N° 4, 1966
également : Trans. Of the Soc. of Rheol., 1966 10(2) p. 603-619.
35. KOVACS
Seepage law for microseepage
XIIIe Congrès A.I.R.H. - Kyoto, 1969
36. KUTILEK
The filtration of water in soils in the region of laminar flow
VIIIe Congrès Intern. ISSS. II. 44-52, 1964

37. KUTILEK
Influence de l'interface sur la filtration de l'eau dans les sols.
Science du Sol. 1/1965 - p. 3-14;
38. KUTILEK ET SALINGEROVA
Flow of water in clay minerals as influenced by adsorbed quinolinium and pyridinium.
Soil. Sc. Mai 1966, p. 385-389.
39. KUTILEK
Temperature and non-Darcian flow of water
Intern. Soil. Water Symp. - 35-50 - Prague 1967
40. KUTILEK
Non-Darcian flow of water in soils (Laminar region)
Symposium de Haïfa, 1968 - p. 30-40
41. LAMBE
The permeability of fine-grained soils.
Symp. of Permeab. of Soils. Chicago, 1954
Am. Soc. Testing Materials N° 163 - p. 56-67
42. LAMBE
The engineering behavior of compacted Clay.
J. Soil Mech. and Found Div. ASCE - 84 SM2, 1958
43. LI SEUNG PING
Measuring extremely low flow velocity of water in clays.
Soil Sc. 95/6 Juin 1963 - p. 410-413
44. LOW
Viscosity of water in clay system.
VIIIe Nation. Conf. on clay and Clay minerals - 1960
45. LOW
Effect of quasi cristalline water on rate of process involved in plant nutrition.
Soil. Sc. 93/1 Janv. 1962
46. LUTZ ET KEMPER
Intrinsic permeability of clays as affected by clay-water interaction
Soil. Sc. 88/2 Août 1959 - p. 83-90
47. MACEY
The internal mechanism of drying in clays and the clay-water relationship.
Trans. Brit. Ceram. Soc. 41 - p. 73;121, 1942
48. Mc KINLEY ET JAHNS
Ecoulement non newtonien dans les milieux poreux.
A.I.Ch.E. Jour. (USA) Vol. 12, N° 1 - Janv. 1966 - p. 17-20

49. Mc NEAL ET COLEMEN
Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity.
SSS of Am. Proc. 30/3, 1966 - p. 308-312
50. MAMY
Recherches sur l'hydratation de la montmorillonite.
Ann. Agro. Vol. 19, N° 2, 1968 p. 175-246
N° 3, 1968
51. MICHAELS ET LIN
The permeability of kaolinite to various fluids.
Ind. and Ing. Chem., 1954 vol. 46, p. 1239-1246
52. MICHAELS ET LIN
Effect of counter-Electro-Osmosis on permeability of kaolinite.
Ind. Eng. Chem., 1955, vol. 47, p. 1249-1253
53. MILLER ET LOW
Threshold gradient for water flow in clay system.
S.S.S. of Am. Proc., 1963 - 27/6 p. 605-609
54. MILLER, OVERMAN ET PEVERLY
The absence of threshold gradient in clay-water systems.
S.S.S. of Am. Proc., 1969 - 33/2 - p. 183-187
55. MITCHELL, HOOPER ET CAMPANELLA
Permeability of Compacted Clays.
J. Soil. Mec. and Found. Div. Proc. of A.S.C.E. Juillet 1965
p. 41-65
56. MULLER-FEUGA ET RUBY
Réflexions sur la porosité et la limite inférieure de la loi
de Darcy.
Houille Blanche A/ 1961 p. 383-387
57. MUSKAT
The flow of homogeneous fluids in porous media.
Edward Inc. (Michigan), 1946
58. OLSEN
Deviation from Darcy's law in saturated clays.
S.S.S. of Am. Proc., 1965 29/2 p. 135-140
59. OLSEN
Darcy's law in saturated kaolinite
Wat. Res. Research vol. 2 N° 2, 1966 p. 287-295
60. OLSON ET SWARTZENDRUBER
Velocity-Gradient relationships for steady - State unsaturated
flow of water in non-swelling artificial Soil.
S.S.S. of. Am. Proc. , 1968 32 - p. 457-462

61. PERSOZ
Introduction à l'étude de la rhéologie.
Dunod, 1960
62. PIMIENTA
La circulation de l'eau dans les argiles.
CR.Ac. Sc. t. 238, 1954 p. 1432
63. SCHEIDEGGER
The physics of flow through porous media.
Oxford Univ. Press. Londres, 1960
64. SCHNEEBELI
Hydraulique souterraine.
Eyrolles, 1966
65. SCHOELLER
Les eaux souterraines.
Masson (1962).
66. SERRUYA
Le complexe eau-argile. Etude bibliographique.
Centre de Rech. Geodyn. Thonon les Bains - Nov. 1964
67. SOEIRO
Contribution à l'étude du mouvement de l'humidité dans les
corps poreux isothermes.
Cahiers de la recherche, n° 18 Eyrolles, 1964
68. SWARTZENDRUBER
Modifications of Darcy's law for the flow of water in soils.
Soil. Sc. Janv. 1962 - 93/1 - p.22-29.
69. SWARTZENDRUBER
Non-Darcy behavior and the flow of water in unsaturated soils.
S.S.S. of Am. Proc. , 1963, 27 p. 491-495
70. SWARTZENDRUBER
The applicability of Darcy's law
S.S.S. of Am. Proc., 1968 32/1 - p. 11-18
71. TERZAGHI ET FROLICH
Théorie du tassement des couches argileuses.
Dunod 1939.
72. TERZAGHI ET PECK
Mécanique des sols appliquée.
Dunod, 1961.

73. TISON
Cours d'Hydraulique, Tome II
Gand, 1961
74. THIRRIOT
Régimes d'écoulement et lois de pertes de charge en milieu poreux.
XIIIe Congrès de l'A.I.R.H. Kyoto 1969 - Thème D.
75. URBAIN
Sur la perméabilité relative des sédiments plastiques vis à vis de l'eau de pluie, de l'eau de source, et des diverses solutions alcalines.
C.R. Ac. Sc., 1933 t. 196, p. 1036
76. URBAIN
Sur la perméabilité relative de quelques roches argileuses du bassin de Paris.
C.R. som. Soc. Géogr., 1941 14 p. 106

Autorisation de soutenance
accordée.
TOULOUSE, le 25 MAI 1971

P/Le Président :
Le Vice-Président,

(mathis)

F. MATHIS

