

## Utilisation de la propagation d'une perturbation thermique pour la mesure de l'humidité des sols

par

BERNARD POUYAUD

et

ROGER CHARTIER

Parmi les caractéristiques physiques d'un sol, on a, depuis longtemps déjà, usé des caractéristiques thermiques (conductibilité, diffusivité pour mesurer indirectement l'humidité.

C'est ainsi que le docteur JANSE a perfectionné une méthode de mesure de la conductibilité thermique: une source de chaleur filiforme est introduite dans le sol, elle dégage un flux de chaleur  $\varnothing_0/cm$ . On note l'élévation de température. La comparaison des températures de la sonde aux temps  $t$  et  $t + \Delta t$  permet le calcul de la conductibilité  $K$  d'après les équations établies en 1.2.4. Il suffit alors de lier la conductibilité  $K$  à l'humidité par un étalonnage.

Les calculs théoriques précédents permettent également de mesurer la diffusivité thermique  $a$  en mesurant le temps  $t_{s,r}$  de propagation d'un choc thermique à une distance  $r$  de la sonde. On a en effet, dans les cas cylindriques et sphériques,  $t_{s,r} = \frac{4a}{r^2}$ . On passe alors à l'humidité par un étalonnage.

Il nous a paru préférable d'utiliser la capacité calorifique  $C$  dont on peut exprimer facilement la variation en fonction de l'humidité. La méthode des chocs thermiques a de plus l'avantage de ne nécessiter que de faibles élévations de températures. C'est ainsi qu'une élévation de température de l'ordre du  $^{\circ}C$  suffit. La mesure est rapide, elle s'effectue en 1 minute environ et peut être reproduite après 5 à 10 minutes de repos du sol. Les expériences ont prouvé sa reproductivité. Enfin la méthode est fine, elle intéresse un volume de sol limité: une sphère de 2 cm de diamètre environ. Ce volume peut d'ailleurs être réduit si nécessaire.

\* \* \*

**2.1. Description de la méthode proposée pour la mesure de l'humidité**

**2.1.1. VARIATION DE LA CAPACITÉ THERMIQUE D'UN SOL EN FONCTION DE SON HUMIDITÉ**

Nous avons préféré la capacité thermique à la conductibilité ou à la diffusivité, pour la simplicité de sa variation en fonction de l'humidité.

En effet, soient:

$\Gamma$  : la capacité calorifique massique d'un sol sec, en cal/g;

$\rho_s$  : la masse volumique de ce même sol en g/cm<sup>3</sup>;

$u$  : l'humidité volumique du sol, c'est-à-dire le volume d'eau par unité de volume du sol, sans dimension;

$C_u$ : la capacité calorifique volumique d'un sol d'humidité  $u$ , en cal/cm<sup>3</sup>.

Si l'on prend 1 cal/cm<sup>3</sup> pour la capacité calorifique volumique de l'eau, il vient:

$$C_u = \rho_s \Gamma + u$$

soit:

$$u = C_u - \rho_s \Gamma$$

Pour un sol donné,  $\Gamma$  dépend des matériaux constitutifs du sol,  $\rho_s$  de leur texture et de la densité de leur arrangement.  $\rho_s \Gamma$  est donc une constante pour un sol en place, s'il ne subit aucune modification structurale, ne se dilate ou ne se contracte pas

Posons  $\beta = \rho_s \cdot \Gamma$

$C_u$  sera calculé par une méthode dérivée des équations des chocs thermiques.

**2.1.2. MESURE DE LA CAPACITÉ CALORIFIQUE  $C_u$  D'UN SOL D'HUMIDITÉ  $u$**

Nous avons démontré qu'on a dans le cas dit « ellipsoïdal », avec les symboles définis dans la première partie:

$$\Theta_{\max_{s,r}} = \frac{\Phi_0 \Delta t}{2 \pi \epsilon C_u} \frac{1}{r^3} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{c}{r}\right)^2}}$$

Il est possible de réaliser un appareillage dont la géométrie correspond assez justement aux conditions impliquées par l'utilisation de cette formule. Il suffit pour cela d'avoir une source chauffante filiforme de longueur  $2c$ , et d'effectuer la mesure de température dans son plan médian à la distance  $r$  de cette source chauffante. Le flux  $\Phi_0$  sera envoyé dans la source chauffante sous la forme d'un courant électrique de tension  $U$  et d'intensité  $I$  connues, durant un temps  $\Delta t$  choisi. La température  $\Theta_{\max_{s,r}}$  sera mesurée par l'intermédiaire de thermocouples à l'aide d'un microvoltmètre.

On a alors:

$$C_u = \frac{1}{\Theta_{\max_{s,r}}} \frac{\Phi_0 \Delta t}{2 \pi \epsilon} \frac{1}{r^3} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{c}{r}\right)^2}}$$

Posons:

$$A = \frac{1}{2\pi e} \frac{1}{r^3} \frac{1}{\sqrt{1 + (\frac{c}{r})^2}} \quad \text{constante géométrique}$$

$$B = \Phi_0 \Delta t \quad \text{constante de chauffe}$$

et

$$\alpha = A B$$

Il vient:

$$C_u = \frac{\alpha}{\Theta_{\max s,r}}$$

or

$$C_u = u + \beta \quad \text{avec les symboles précédents}$$

d'où

$$u = \frac{\alpha}{\Theta_{\max s,r}} - \beta$$

Notre méthode de mesure de l'humidité du sol utilise cette équation où la dépendance hyperbolique de  $u$  à l'égard de  $\Theta_{\max s,r}$  est évidente.

### 2.1.3. ERREURS SYSTÉMATIQUES DE CETTE MÉTHODE

#### A. — Erreurs portant sur la définition de la constante géométrique $A$

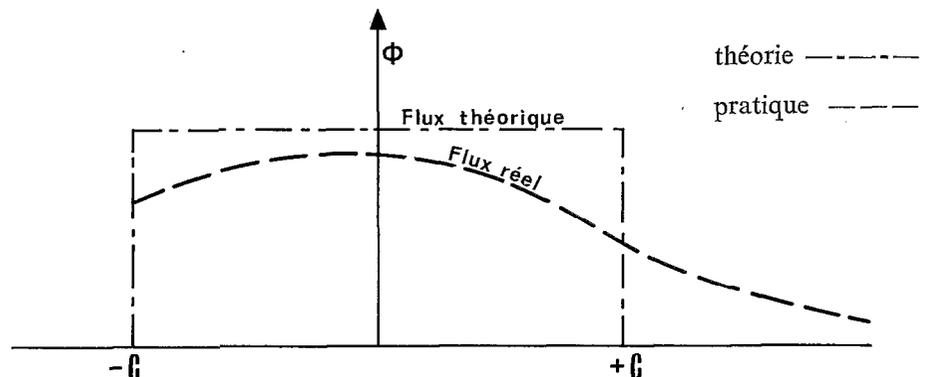
##### a) Distance $r$

Il est bien difficile de déterminer exactement la distance  $r$ , sur laquelle on fait une erreur systématique qui peut atteindre 5 à 10% d'une mesure d'étalonnage à l'autre.

Cette erreur systématique n'intervient plus pour des mesures successives sur un sol en place. Dans ce cas  $r$  reste constant, sous réserve de l'absence de déformations volumiques du sol durant les mesures.

##### b) Longueur $c$

Dans nos démonstrations théoriques, nous avons supposé que le flux  $\Phi_0$  était uniformément réparti, avec une densité linéaire  $\varphi_0 = \frac{\Phi_0}{2c}$ , sur la source chaude de longueur  $2c$ . Dans la pratique, tel n'est pas le cas; par conduction le long de la sonde, l'élévation de température de la sonde intéresse une longueur supérieure à  $2c$  selon la distribution suivante:



L'élévation de température à la distance  $r$  provoquée par un même flux  $\Phi_0$  ainsi réparti est évidemment inférieure à celle du cas théorique. On lui fera correspondre une longueur fictive  $2c'$  répondant aux conditions de la distribution théorique de la densité de flux  $\varphi'_0$  qui, pour le même flux dissipé  $\Phi_0$  induirait à la distance  $r$  une élévation de température calculée égale à celle qu'on peut observer. On pose  $C' = \lambda_1 \cdot c$

**B. — Erreurs systématiques portant sur la constante de chauffe  $B$**

a) Entre autres approximations, nous avons supposé dans notre démonstration théorique que  $\Delta t$  était suffisamment court. Il convient donc de préciser le sens que nous donnons à ce « suffisamment ».

L'élévation de température  $\Theta$  calculée est toujours supérieure à l'élévation de température mesurée  $\Theta'$  à partir d'une certaine valeur de  $\Delta t$ , et cela d'autant plus que  $\Delta t$  est grand.

On pose: 
$$\Theta = \lambda_2 \Theta'$$

$\lambda_2$  est une fonction croissante de  $\Delta t$ ; l'expérience prouvera de plus que  $\lambda_2$  dépend de  $u$ , mais cette variation de  $\lambda_2$  en fonction de  $u$  est liée à une autre erreur.

b) Nous supposons en effet dans la démonstration théorique un  $\Phi_0$  constant pendant le temps  $\Delta t$ .

Si l'on peut effectivement fournir une puissance  $\Phi_0$  constante à la résistance électrique (pas de modification dans l'alimentation et la résistance électrique), il n'en est pas de même du flux calorifique transmis de la sonde au sol environnant. A la fin de la chauffe, la sonde se refroidit et rend au sol ce qu'elle avait initialement stocké. Ce phénomène, accroissant  $\Delta t$ , renforce donc l'erreur que nous avons fait apparaître en a. La correction de cette erreur est incluse dans celle de a.

Lorsque l'humidité du milieu varie, le phénomène se complique. En effet, la quantité de chaleur prélevée initialement par la sonde et restituée ensuite au milieu est d'autant plus importante, proportionnellement, que la conductibilité du milieu est plus importante, donc que le sol est plus humide.

L'importance de cette erreur systématique croît donc avec l'humidité du sol. Si nous l'incluons dans le  $\lambda_2$  du précédent paragraphe il faut conclure que  $\lambda_2$  est une fonction croissante simultanément de  $\Delta t$  et de  $u$ :

$$\Theta_r = \lambda_2 (\Delta t, u) \Theta'$$

Cette erreur sera d'autant plus faible que la résistance aura moins d'inertie thermique.

*Remarque.*

On peut interpréter et expliquer cette erreur de façon différente. En effet, lorsque l'humidité du sol croît, le temps  $t_{s,r}$ , au bout duquel est observé le maximum de température  $\Theta_{\max,s,r}$  diminue. Pour des  $\Delta t$  constants, l'erreur faite est donc d'autant plus importante que le rapport  $\frac{\Delta t}{t_{s,r}}$  est grand, c'est-à-dire que  $t_{s,r}$  est petit, donc que l'humidité est élevée.

c) Conclusions.

Il est extrêmement important dans l'application de la méthode de respecter les principes suivants:

- assurer la constance de la distance entre la sonde chauffante et le thermocouple de mesure;
- étalonner chaque type de résistance chauffante utilisé afin de déterminer le coefficient d'erreur.  $\lambda_1 = \frac{\epsilon}{\epsilon}$
- assurer la constance du flux injecté  $\Phi_0 = U I$  et s'assurer de sa mesure correcte;
- $\Delta t$  doit rester constant et être le plus petit possible pour réduire dans la mesure du possible l'erreur systématique.

## 2.2. Description de l'appareillage

### 2.2.1. LA SOURCE CHAUFFANTE ET SON ALIMENTATION

On utilise une résistance chauffante électrique. La valeur de sa résistance électrique demeure la plus constante possible dans le domaine de température utilisé. La résistance est placée à l'intérieur d'un tube métallique de 1 mm de diamètre. La longueur de chauffe est d'environ 3 cm. L'inertie thermique de l'ensemble est aussi faible que possible. La puissance de la résistance est d'environ 4 watts pour un courant de 6 V (fig. 4).

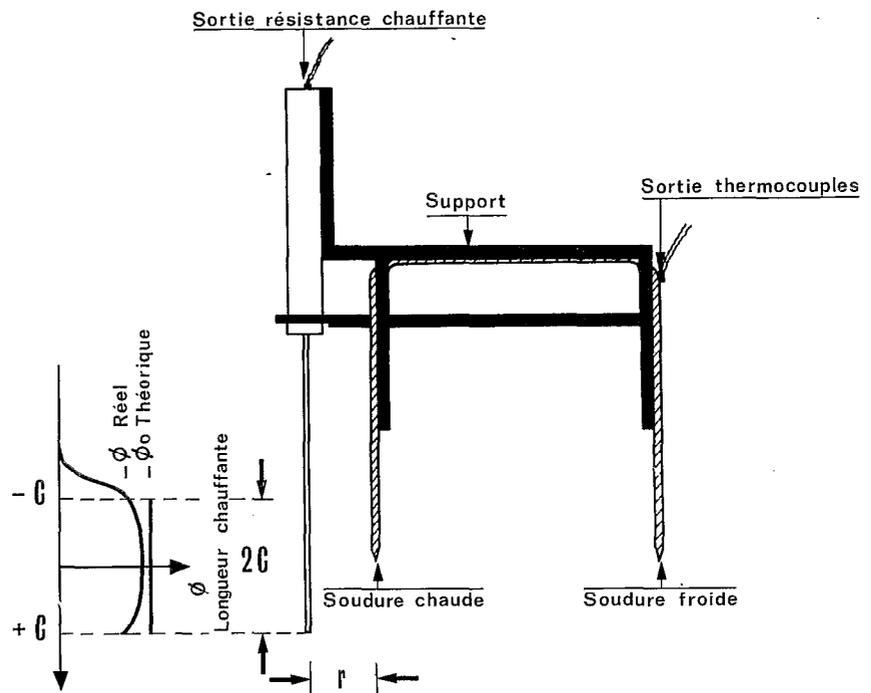


Fig. 4 — Schéma de la sonde de mesure utilisée

La résistance est alimentée en courant alternatif de bas voltage. Cette tension d'alimentation est rendue la plus constante possible par l'intermédiaire d'un régulateur. Des appareils de contrôle permettent de mesurer à tout instant la tension, l'intensité et la fréquence du courant traversant la résistance (fig. 5).

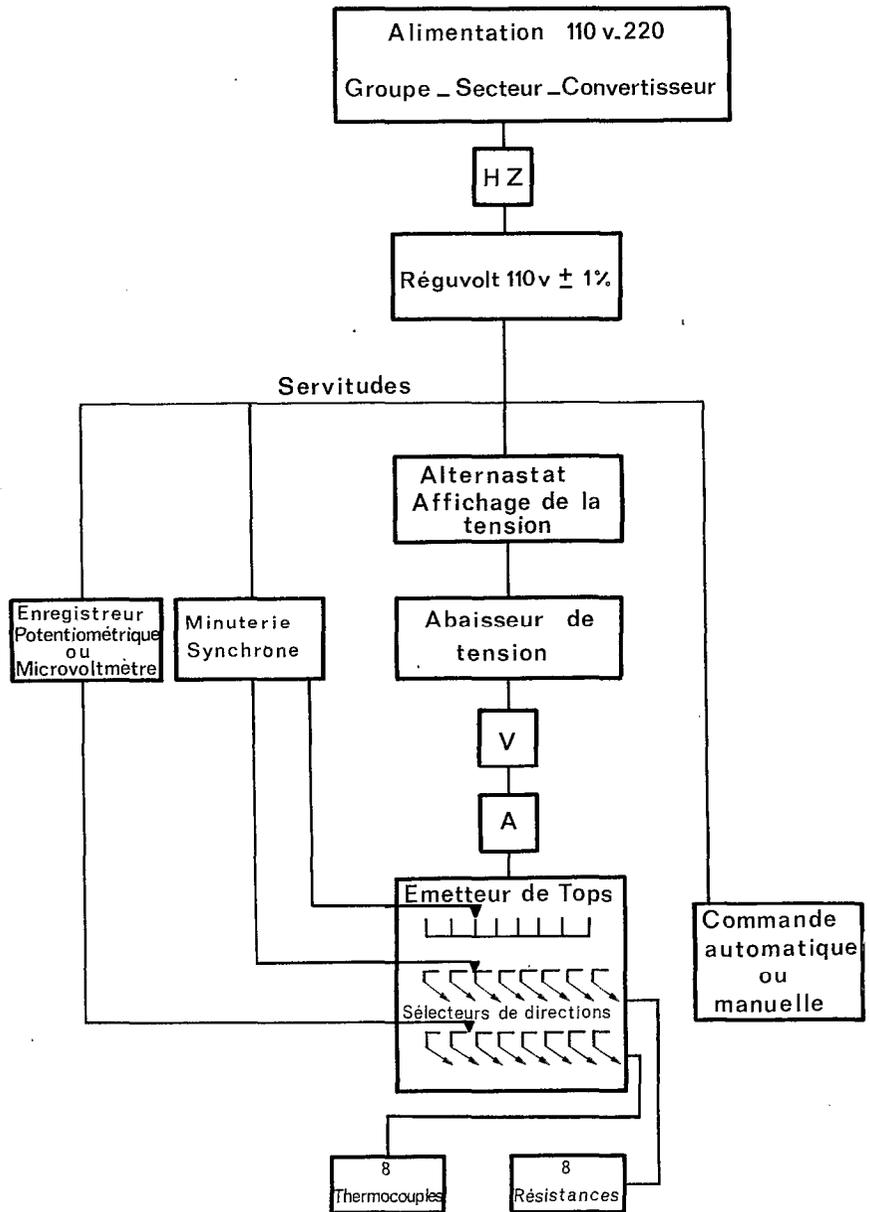


Fig. 5 — Dispositif schématique de l'appareillage

La durée de chauffe est fixée par une minuterie entraînée par un moteur électrique synchrone. La précision sur  $\Delta t$  est d'environ 1% pour les temps couramment utilisés.

### 2.2.2. LA MESURE DES TEMPÉRATURES

Les températures sont mesurées par des thermocouples cuivre-constantan dont la sensibilité est d'environ 0,040 mV par °C.

La soudure chaude est placée à une distance  $r$  de la sonde.

Les différences de potentiel apparaissant aux bornes des thermocouples sont mesurées à l'aide d'un micro-voltmètre très sensible. L'enregistrement de ces tensions peut permettre, à l'aide d'un programme approprié, de suivre automatiquement un profil d'humidité.

### 2.2.3. DISPOSITION DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS

Les modifications thermiques naturelles du sol sont provoquées par des perturbations thermiques planes à la surface du sol, qui induisent des gradients thermiques verticaux. Les isothermes de ces perturbations sont alors grossièrement des plans horizontaux, compte tenu de l'hétérogénéité du matériau constituant le sol.

Notre méthode de mesure de l'humidité du sol introduit une perturbation parasite sous la forme d'un choc thermique, avec un gradient thermique de géométrie singulière. La mesure de certaines caractéristiques de ce gradient parasite, sur lesquelles repose notre méthode, exige que l'on soit capable de l'isoler des gradients thermiques naturels.

Une manière élégante de satisfaire à l'ensemble de ces conditions est de placer les deux extrémités (soudure froide et soudure chaude) sur une même isotherme naturelle, c'est-à-dire dans un même plan horizontal, et de placer la résistance chauffante de telle sorte que ce plan horizontal en soit simultanément le plan médiateur. De cette façon les fils des thermocouples sont sur des équipotentiels du champ parasite, ce qui permet de réduire l'importance des perturbations induites par conduction le long de ces câbles.

Une telle disposition permet de mesurer l'humidité malgré toutes les modifications naturelles des champs thermiques ou d'humidité, tant que l'homogénéité du sol est suffisante pour que les surfaces équipotentiels de ces champs soient horizontales, et qu'elles ne varient pas trop vite.

## 2.3. Vérifications pratiques des lois théoriques proposées

### 2.3.1. EXPÉRIENCE SUR LA FORME DE L'ÉQUATION

A. — La constante géométrique  $A$  reste constante

1) Variation de  $\Phi_0$ , tout étant constant par ailleurs. On remarque sur la figure 6 que les variations du flux fournissent des points expérimentaux correctement alignés. La variation de  $\Theta_{\max_{s,r}}$  en fonction de  $\Theta_0$  est donc linéaire dans le domaine étudié.

2) Variation de  $\Delta t$ , tout étant constant par ailleurs. Nous avons effectué plusieurs expériences sur des sols d'humidité et de densité différentes. Nous fournissons plusieurs graphiques d'expérience où  $\Delta t$  est en abscisse et  $\Theta_{\max_{s,r}}$  en ordonnée (fig. 7).

Il apparaît que la variation de  $\Theta_{\max_{s,r}}$  en fonction de  $\Delta t$  n'est pas linéaire. Reprenons nos notations du paragraphe précédent: soit  $\Theta'$  l'élévation de température mesurée,  $\Theta$  l'élévation de température fictive correspondant à une loi linéaire et soit

$$\lambda_2 = \frac{\Theta}{\Theta'}$$

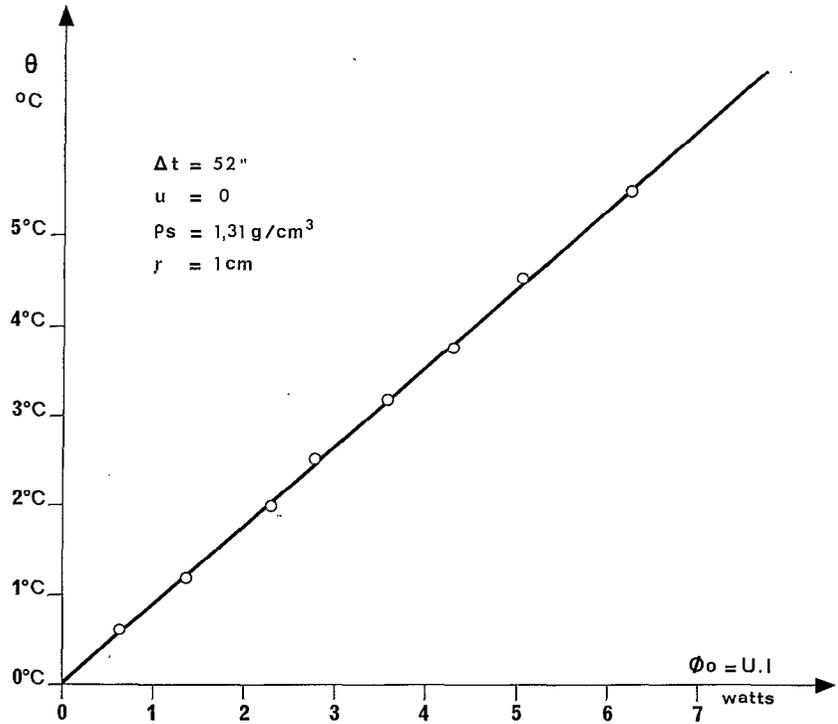


Fig. 6 — Variation de  $\theta$  en fonction de  $\Phi_0$  tout étant constant par ailleurs dans cette expérience

Les différents graphiques montrent que pour des  $\Delta t$  égaux,  $\lambda_2$  est d'autant plus grand que le sol est plus humide.

Le paramètre important est en fait  $t_{s,r}$ , temps mis par le maximum de température pour atteindre la distance  $r$ . Si  $\Delta t$  est  $< t_{s,r}$ ,  $\lambda_2$  est très voisin de 1. Ce n'est que lorsque  $\Delta t$  atteint et dépasse  $t_{s,r}$ , que  $\lambda_2$  croît rapidement.

Il n'est bien entendu pas question de donner des lois générales précises de la variation de  $\lambda_2$ . On pourra toujours se placer dans des conditions de  $\Delta t$  où  $\lambda_2$  est très voisin de 1. Sinon, un étalonnage du sol permettra de connaître la variation de  $\lambda_2$  en fonction de  $\Delta t$ , de l'humidité  $u$ , de la masse volumique du sol  $\rho_s$ .

#### B. — La constante de chauffe $B$ reste constante

Nous avons pu vérifier, en prenant des valeurs de  $r$  variables (1 cm, 2, 5 et 5 cm) pour certaines valeurs de  $c$  (1,5 et 3 cm), que la loi de variation était effectivement

en:

$$\frac{1}{r^3} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{c}{r}\right)^2}}$$

### 2.3.2. DÉTERMINATION DES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DU SOL

La capacité calorifique massique  $\Gamma$  du sol sec est mesurée à l'aide d'un calorimètre de fortune constitué d'une simple bouteille thermos. Une masse  $M_1$  de sol

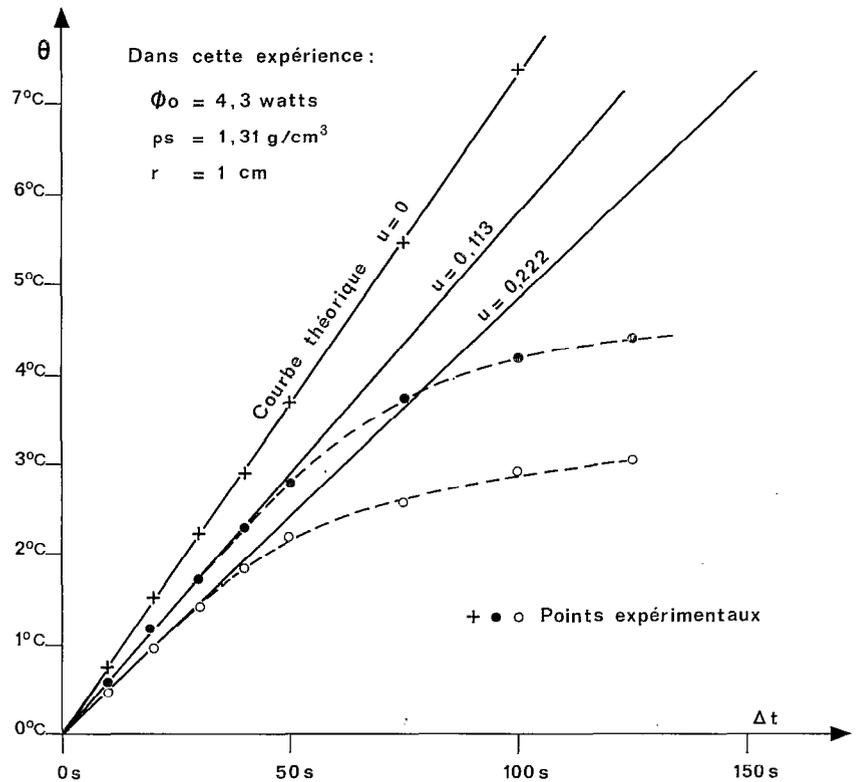


Fig. 7 — Variation de  $\theta$  en fonction de  $\Delta t$  pour différentes humidités tout étant constant par ailleurs

étuvé porté à la température  $t_1$  est mélangée à une masse  $M_2$  d'eau à la température  $t_2$ . Les températures s'équilibrent à la température  $t_f$ .

La mesure est d'autant plus précise que l'écart entre  $t_2$  et  $t_1$  est plus important, et que  $M_1$  et  $M_2$  sont plus grandes, dans la mesure où une bonne homogénéisation demeure possible dans le calorimètre sans pertes excessives.

Il vient: 
$$\Gamma M_1 (t_f - t_1) = M_2 (t_2 - t_f)$$

soit: 
$$\Gamma = \frac{M_2 t_2 - t_f}{M_1 t_f - t_1}$$

La masse volumique  $\rho_{sol}$  de la phase solide est obtenue en mélangeant dans une éprouvette graduée une certaine masse  $M$  de sol à de l'eau en quantité suffisante pour déborder du sol. Soit  $m$  la masse d'eau et  $V$  le volume du sol imbibé d'eau, on a :

$$V = m + \frac{M}{\rho_{sol}} \quad \text{d'où} \quad \rho_{sol} = \frac{M}{V - m}$$

Dans le cas de l'étalonnage au laboratoire, les masses volumiques  $\rho_s$  du sol sec et  $\rho_u$  du sol à l'humidité  $u$  sont mesurées par pesée du volume connu  $V$  du sol qui

constitue l'enceinte de mesure. Sur le terrain, on opère en prélevant une carotte du sol en place dans de petites boîtes de prélèvements ad hoc.

L'humidité volumique  $u$  d'un sol est égale à la masse d'eau par unité de volume du sol. On a donc:  $u = \rho_u - \rho_s$ .

L'humidité massique  $u_m$  d'un sol est égale à la masse d'eau par unité de masse du sol sec. On a donc:  $u_m = \frac{u}{\rho_s}$ .

La porosité  $p$  d'un sol est le volume des vides par unité de volume du sol. Si  $u_{s01}$  est l'humidité volumique d'un sol saturé, où l'ensemble des vides est occupé par de l'eau, on a donc:

$$u_{s01} = p$$

l'humidité relative  $U$  est définie par:

$$U = \frac{u}{u_{s01}} = \frac{u}{p}$$

### 2.3.3. ETALONNAGE EN LABORATOIRE D'UN SOL ET DE LA SONDE DE MESURE

On opère en laboratoire sur des échantillons du sol à étudier que l'on porte artificiellement à des humidités variables connues. La sonde de mesure est introduite dans ces échantillons.

Pour que ces résultats obtenus soient comparables, il faut se ramener à des conditions de référence correspondant à une masse volumique sèche  $\rho_s$ .

Définissons:

$P'_t$  masse totale de l'échantillon (') d'expérience,

$P'_H$  masse de l'eau contenue dans l'échantillon ('),

$P'_s$  masse de l'échantillon (') sec,

$V$  volume de l'enceinte de mesure, donc de l'échantillon,

$u'$  humidité volumique de l'échantillon ('),

$\rho'_s$  masse volumique sèche de l'échantillon ('),

$\Theta'_{u'}$  maximum de l'élévation de température obtenue pour l'échantillon (') dans les conditions décrites,

$C'_{u'}$  capacité calorifique volumique de l'échantillon (').

Nous allons calculer les nouvelles valeurs de ces paramètres de l'échantillon (') pour un échantillon (") répondant aux conditions de référence:

—  $\rho_s'' = \rho_s$  de référence, la même pour tous les échantillons,

— le volume occupé par l'échantillon (") est toujours  $V$ ,

— l'échantillon ("), constitué par le même sol que (') conserve la même humidité massique.

Posons:

$$\gamma = \frac{\rho''_t}{\rho'_t}$$

On a évidemment aussi: 
$$\gamma = \frac{\rho''_s}{\rho'_s} = \frac{\rho''_H}{\rho'_H} = \frac{u''}{u'} = \frac{\rho''_s}{\rho'_s}$$

La dernière égalité détermine  $\gamma$  puisque  $\rho''_s = \rho_s$  de référence, et que  $\rho'_s$  est connu par l'expérience.

donc: 
$$\gamma = \frac{\rho_s \text{ référence}}{\rho'_s \text{ échantillon expérimenté}}$$

Nous savons que:  $\Theta'_{u'} = \frac{\alpha}{C'_{u'}}$  et  $\Theta''_{u''} = \frac{\alpha}{C''_{u''}}$

donc: 
$$\frac{\Theta''_{u''}}{\Theta'_{u'}} = \frac{C'_{u'}}{C''_{u''}} = \frac{\rho'_s \Gamma + u'}{\rho''_s \Gamma + u''} = \frac{1}{\gamma} \frac{\rho'_s \Gamma + u}{\rho'_s \Gamma + u} = \frac{1}{\gamma}$$

et: 
$$\Theta''_{u''} = \frac{1}{\gamma} \Theta'_{u'}$$

le calcul  $\Theta''_{u''}$  et des  $u''$  pour chaque échantillon expérimenté permet ainsi de réaliser un étalonnage pour un sol de référence donné dont on s'est fixé le  $\rho_s$ .

Des essais ont été exécutés pour différents sols, aux conditions suivantes (valeurs expérimentales des paramètres):

$$\begin{aligned} \Phi_0 &= 4,3 \text{ watts} \\ \Delta t &= 52 \text{ s} \\ \Gamma &\neq 1 \text{ cm} \\ C &\neq 1,5 \text{ cm} \end{aligned}$$

Il n'est pas possible de déterminer  $\lambda_1 = \frac{C'}{C}$  autrement que par l'expérience.

$$\rho_s \text{ de référence} = 1,31 \text{ g/cm}^3$$

$$\Gamma = 0,328 \text{ cal/g}$$

Deux séries d'expériences sur le même sol ont donné les résultats moyens suivants:

PREMIÈRE SÉRIE

N°	$\gamma$	$\Theta'$	$u'$	$\Theta''$	$u''$	Observations
1	0,895	3,34	0	3,73	0	
2	1,068	3,56	0,041	3,34	0,044	
3	1,070	3,05	0,082	2,85	0,088	
4	0,994	2,62	0,132	2,64	0,131	
5	0,931	2,13	0,187	2,30	0,174	Mauvaise homogénéité de l'échantillon
6	0,950	2,15	0,229	2,24	0,218	
7	0,982	2,09	0,266	2,11	0,262	

DEUXIÈME SÉRIE

N°	$\gamma$	$\Theta'$	$u'$	$\Theta''$	$u''$	Observations
1	0,895	3,38	0	3,84	0	
2	1,090	2,96	0,069	2,97	0,075	
3	0,940	2,54	0,160	2,54	0,150	
4	0,960	2,24	0,234	2,21	0,225	

On voit sur la figure 8 que ces points s'ajustent assez bien à une courbe de forme hyperbolique.

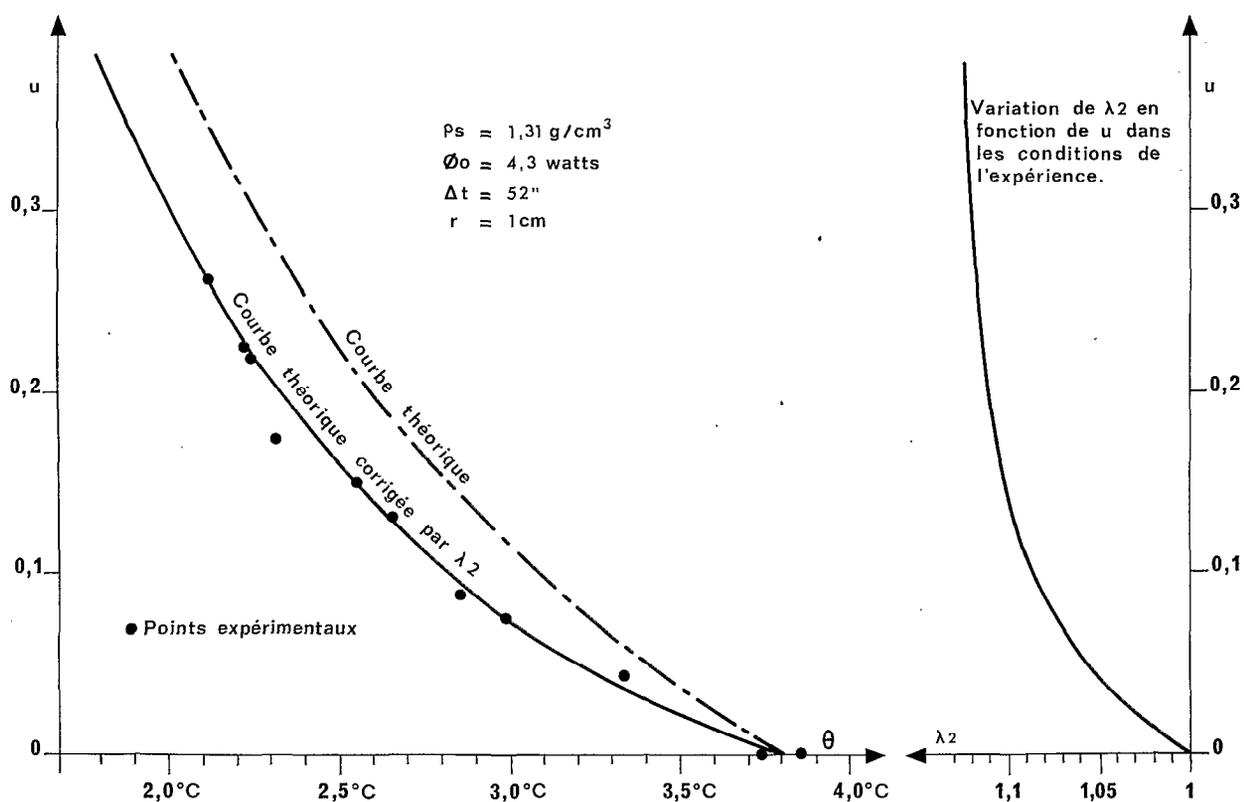


Fig. 8 — Variation de  $\theta$  en fonction de  $u$ .

Nous avons trouvé expérimentalement  $\Gamma = 0,328 \text{ cal/g}$ ,  
d'où  $\beta = \rho_s \Gamma = 0,43 \text{ cal/cm}^3$

La relation entre  $u$  et  $\Theta$  s'écrit:  $u = \frac{\alpha}{\Theta} - \beta$

Pour un sol sec, nous avons trouvé  $\Theta = \Theta' = 3,8 \text{ }^\circ\text{C}$  (en effet  $\lambda \neq 1$  pour  $\Delta t = 52 \text{ s}$  dans le cas d'un sol sec),

donc  $u = 0$ ,  $\Theta = 3,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , d'où  $\alpha = 1,63$

l'équation théorique est donc:  $u = \frac{1,63}{\Theta} = 0,43$ , donnant les valeurs suivantes:

$\Theta$	2	2,25	2,50	2,75	3,00	3,25	3,50	3,75	3,8
$\alpha/\Theta$	0,815	0,725	0,652	0,593	0,543	0,502	0,466	0,435	0,430
$u$	0,385	0,295	0,222	0,163	0,113	0,072	0,036	0,005	0

L'équation générale de la courbe théorique s'écrit:

$$u + \rho_s \cdot \Gamma = \frac{\Phi_0 \Delta t}{2 \pi e \Theta r^3} \frac{1}{\sqrt{1 + (C'/r)^2}}$$

Si nous en identifions les termes avec ceux de:

$$u = \frac{\alpha}{\Theta} - \beta,$$

il vient en particulier (pour  $r = 1$ ):  $\alpha = 1,63 = 3,12 \frac{1}{\sqrt{1 + C'^2}}$

d'où:  $C'^2 = 2,35$

et:  $C' = 1,63 \text{ cm}$ , valeur tout à fait plausible.

On retiendra donc dans les étalonnages, pour ce type de résistance chauffante, la valeur:

$$\lambda_1 = \frac{C'}{C} = \frac{1,63}{1,5} = 1,09$$

Il convient maintenant d'introduire la correction de  $\lambda_2$  sur ces élévations de température  $\Theta$  calculées.

Le sol est expérimenté pour des humidités  $u$  variables et pour des temps de chauffe  $\Delta t$  variables, ce qui permet de déterminer la loi de variation de  $\lambda_2$  en fonction de  $u$  et de  $\Delta t$ .

Les  $\Theta'$ , élévations de températures telles qu'elles auraient pu être observées lors d'une expérience, sont calculées à partir des  $\Theta$  théoriques par  $\Theta' = \frac{\Theta}{\lambda_2}$

d'où le tableau de calcul:

$u$	0,385	0,295	0,222	0,163	0,113	0,072	0,036	0,005	0,000
$\lambda_2$	1,125	1,120	1,115	1,105	1,095	1,075	1,045	1,010	1,000
$\Theta$	2,00	2,25	2,50	2,75	3,00	3,25	3,50	3,75	3,80
$\Theta'$	1,78	2,01	2,24	2,49	2,73	3,02	3,35	3,72	3,80

L'ensemble des opérations (mesures et calculs) exposées dans le paragraphe 2.3.3. constitue ce que nous appellerons l'étalonnage du sol en vue de la mesure de l'humidité par choc thermique.

#### 2.4. Mise en place et étalonnage *in situ*

Ainsi que nous l'avons déjà expliqué, l'ensemble sonde de mesure doit être introduit verticalement jusqu'à la profondeur requise.

Lorsqu'il s'agit de profondeurs faibles, cela ne pose pas de problèmes. Mais pour des profondeurs importantes, on doit opérer à partir d'une tranchée. On introduit alors les sondes dans le sol horizontalement. Les conditions d'orthogonalité du champ naturel et du champ parasite ne sont plus respectées, mais lorsqu'on s'éloigne de la surface du sol cela n'a plus grande importance, car les gradients verticaux du champ thermique et du champ d'humidité ne sont guère élevés. En toutes circonstances il convient que le sol, entre la source chauffante et le thermocouple de mesure, ne soit pas modifié car c'est sur lui que s'effectue la mesure.

Pour un étalonnage précis de la sonde *in situ*, il suffit de connaître  $\rho_s$  et  $\Gamma$ , ses caractères géométriques ayant été déterminés au préalable.

Il est assez facile de mesurer le  $\Gamma$  du sol expérimenté. Par contre la mesure de  $\rho_s$  est plus délicate et bien moins précise. On prélève une carotte du sol, sans le désagréger ou le tasser, pour en mesurer le volume, le poids humide puis sec. Ceci permet de calculer  $\rho_s$ . Si le sol est assez homogène pour qu'un volume assez important et toujours représentatif soit prélevé, le mieux est encore d'effectuer un étalonnage complet comme nous l'avons vu en 2.3.3.

Pour un étalonnage rapide on peut considérer que l'équation de définition:

$u = \frac{\alpha}{\Theta} - \beta$  comporte deux constantes  $\alpha$  et  $\beta$ . Il suffit donc, en principe, de connaître deux couples  $(u_1, \Theta_1)$  et  $(u_2, \Theta_2)$  pour déterminer  $\alpha$  et  $\beta$ .

En effet:

$$\alpha = \frac{u_1 - u_2}{\frac{1}{\Theta_1} - \frac{1}{\Theta_2}} \quad \beta = \frac{u_1 - u_2}{1 - \frac{\Theta_1}{\Theta_2}}$$

Ce faisant, nous ne tenons évidemment pas compte de l'erreur de  $\lambda_2$ . Afin de la minimiser, il suffira d'opérer avec des valeurs très faibles de  $\Delta t$ , ou au contraire, de déterminer expérimentalement *in situ* la loi  $\Theta_{\max, r} = \varphi(\Delta t, u)$  qui fixe la variation de  $\lambda_2$ .

En théorie, n'importe quel couple de deux humidités suffirait donc à l'étalonnage. Cependant, il est toujours délicat de mesurer une humidité *in situ* par carottage et surtout d'avoir une valeur significative pour l'emplacement de la sonde qui ne doit surtout pas être perturbée. En sol homogène, on peut toujours estimer que l'humidité reste la même dans chaque plan horizontal, mais on n'est alors pas à l'abri d'une hétérogénéité de détail.

Il est intéressant de choisir pour ces couples des valeurs particulières.

Premier état: sol sec

$$u_1 = 0 \\ \Theta_1 = \Theta_0$$

Deuxième état: sol à saturation

$$u_2 = p$$
$$\Theta_2 = \Theta_p$$

et de calculer  $\alpha$  et  $\beta$  par les relations:

$$\alpha = \frac{p}{\frac{1}{\Theta_p} - \frac{1}{\Theta_0}}$$

$$\beta = \frac{p}{1 - \frac{\Theta_p}{\Theta_0}}$$

## Conclusions

Le domaine d'emploi de cette méthode est très vaste. Sa sensibilité est d'autant meilleure que la porosité  $p$  du sol est plus élevée. Elle a été mise au point sur les sols sablo-limoneux de la région de Brazzaville. Des essais sur sols humifères ont été faits et ont donné de bons résultats.

*Il s'agit d'une méthode très fine, intéressant un petit volume de sol (environ 3 cm de diamètre). Elle est donc particulièrement adaptée à une approche fine de l'étude de l'humidité, mais présente l'inconvénient d'une mauvaise représentativité de la mesure en cas d'hétérogénéité de détail.*

Dans le cas de sols caillouteux, on mesure non pas l'humidité moyenne du sol, mais l'humidité du sol entre les cailloux. Si  $n$  est la fraction en volume des cailloux importants, et  $u$  l'humidité volumique mesurée par cette méthode, on a évidemment pour l'humidité volumique réelle  $u_r$ :

$$u_r = u (1 - n)$$

Cette méthode pourra donc s'utiliser dans des applications fort différentes, allant de l'exploitation sur bassins versants de profils hydriques équipés par des procédés semi-automatiques, à l'étude fine en laboratoire du dessèchement ou de l'humectation de colonnes de sol reconstitué.