

50376
1978
242

Avec toute ma
reconnaissance
mon Amitié
50376
1978
Jean 242

MEMOIRE

présenté à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES

DE LILLE

pour obtenir le

DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES

DE

SCIENCES NATURELLES

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Jean BECKELYNCK



**Essai d'application de mesures physiques
au
traçage en milieu non saturé**

Soutenu le 29 septembre 1978 devant la Commission d'examen

AVANT - P R O P O S

Au moment de présenter ce travail, nous tenons à remercier :

Monsieur le Professeur PAQUET, Président du jury de D.E.A., pour l'intérêt qu'il porte à la rédaction de ce mémoire ;

Monsieur CRAMPON, Maître de Conférences, pour l'attention renouvelée tout au long de la direction de ce travail ;

Monsieur MANIA et Monsieur MAILLOT, pour leurs précieux conseils et pour la bienveillance accordée par la mise à disposition de matériels, notamment géophysiques.

Nous tenons également à exprimer toute notre gratitude à :

Monsieur BENDERITTER, du Centre de Recherches Géophysiques de Garchy, pour les indications précises sur la méthode de calcul de la résistivité du sol ;

Monsieur ANDRIEUX, du Laboratoire souterrain du C.N.R.S. à Moulis, à qui nous devons l'apprentissage de la méthode thermique ;

l'ensemble des personnels des Départements de l'I.U.T. de BETHUNE et plus particulièrement à Monsieur NADOBNIK et à Monsieur LEROY, dont l'ingéniosité a permis de mener à bien un grand nombre de réalisations ;

Monsieur PIGACHE et Monsieur LECLERCQ du Laboratoire de Minéralogie, pour les résultats concernant les argiles ;

Monsieur LENFANT, exploitant de carrière à Lapugnoy, qui a rendu possible et agréable notre présence prolongée dans l'exploitation.

Enfin, je ne saurais entamer ce mémoire sans y associer ma femme, Béatrice, qui en a réalisé la frappe. Je lui renouvelle ici toute mon affection et ma gratitude.

S O M M A I R E

INTRODUCTION

CHAPITRE I : NOTIONS THEORIQUES

1. L'eau dans le milieu poreux
2. Caractéristiques du milieu non saturé
 - 2.1. La matrice solide
 - 2.2. Le potentiel de l'eau du sol
 - 2.3. L'écoulement de l'eau
3. Les méthodes et techniques de recherche des paramètres hydrauliques en milieu non saturé
 - 3.1. Généralités sur les méthodes
 - 3.2. Les techniques
4. Méthode et technique d'étude des transferts : les traçages
 - 4.1. Introduction
 - 4.2. Convection et dispersion
 - 4.3. Les équations de la dispersion-convection
 - 4.4. Le traçage
5. Conclusion

CHAPITRE II : METHODE ET SITE D'EXPERIMENTATION

1. La méthodologie adoptée
2. Les critères de choix du site
3. Les caractéristiques du site
 - 3.1. La carrière de Lapugny
 - 3.2. Le site dans la carrière
4. L'équipement du site
 - 4.1. Objectifs et moyens
 - 4.2. Les mesures électriques : principes et matériels
 - 4.3. La sonde

CHAPITRE III : LES ESSAIS EXPERIMENTAUX

1. Généralités

2. Essai I préliminaire

- 2.1. Etat initial
- 2.2. Le déversement
- 2.3. Mesures électriques
- 2.4. Conclusion

3. Essai II

- 3.1. Caractéristiques du déversement
- 3.2. Les mesures
- 3.3. Conclusion

4. Essai III

- 4.1. Le déversement
- 4.2. Les résultats
- 4.3. Conclusion

5. Essai IV

- 5.1. Mise en place du dispositif thermique
- 5.2. Caractéristiques du déversement
- 5.3. Les résultats
- 5.4. Conclusion

6. Etalonnage du Terracontrôle pour la détermination de la teneur en eau volumique

- 6.1. Principe
- 6.2. Prélèvement et mesure
- 6.3. Les résultats. Domaine d'application

CHAPITRE IV : SYNTHESE ET ANALYSE DES RESULTATS

1. Introduction

2. La synthèse des résultats

- 2.1. Les résultats des mesures de résistivité
- 2.2. Les résultats des mesures thermiques
- 2.3. Essais d'interprétation

CONCLUSION GENERALE

PLANCHES PHOTOS

INTRODUCTION

Depuis une dizaine d'années, les transferts dans la zone non saturée ont fait l'objet de nombreuses études dans les domaines agronomique et hydrogéologique, ce dernier s'orientant principalement vers les problèmes de ressources en eau. A ces objectifs surtout quantitatifs ont été ajoutés ceux de la qualité qui ont nécessité l'utilisation de techniques sinon nouvelles, généralement plus complexes que celles utilisées dans le milieu saturé.

Lors de travaux récents, des mécaniciens des fluides se sont attachés à étudier les écoulements (permanents ou transitoires) d'eau à laquelle a été ajouté, dans certains cas, un soluté ou un autre fluide. Ils ont montré la complexité de ces phénomènes et les problèmes de traitement des essais au laboratoire.

Ce mémoire présente une étude IN SITU d'écoulements non permanents dans la zone non saturée.

Le but principal a été d'étudier les modalités d'infiltration depuis la surface du sol, et cela à partir d'un déversement temporaire suffisamment important pour approcher au mieux les conditions pouvant être celles d'un accident. Dans ce cadre, on s'est intéressé à déterminer les temps de passage à différents niveaux de la zone non saturée afin d'estimer celui d'arrivée à la nappe.

L'adaptation d'une méthode d'étude à nos conditions a constitué le deuxième objectif. Ces conditions résident principalement dans

l'échelle assez importante à laquelle les essais ont été effectués, et dans les moyens matériels dont nous disposions : hauteur de terrain étudiée et quantités déversées d'une part, moyens techniques de mesures de l'humidité d'autre part, ont donc été déterminants dans les choix du site et de la méthode d'étude.

Le chapitre I rappelle brièvement les caractères physiques et hydrodynamiques du milieu non saturé et expose les principales méthodes d'études.

Le chapitre II présente le cadre géologique du site choisi et développe les techniques géophysiques utilisées (Résistivité - Thermique).

Après la méthodologie et les résultats de chacun des essais, le chapitre III décrit une méthode d'étalonnage des mesures de résistivités réunies durant toute l'étude expérimentale.

Enfin, le chapitre IV présente une analyse des paramètres déduits des résultats et une critique des méthodes utilisées.

CHAPITRE I
NOTIONS THEORIQUES

1. L'EAU DANS LE MILIEU POREUX

Le sous-sol renferme habituellement une quantité d'eau occupant partiellement ou totalement les cavités, fissures ou pores, dont le volume relatif est fonction de la texture du sol. Depuis la surface, la part volumique de l'eau augmente généralement jusqu'à une certaine valeur.

La figure 1 schématise un profil de cette teneur en eau en fonction de la profondeur.

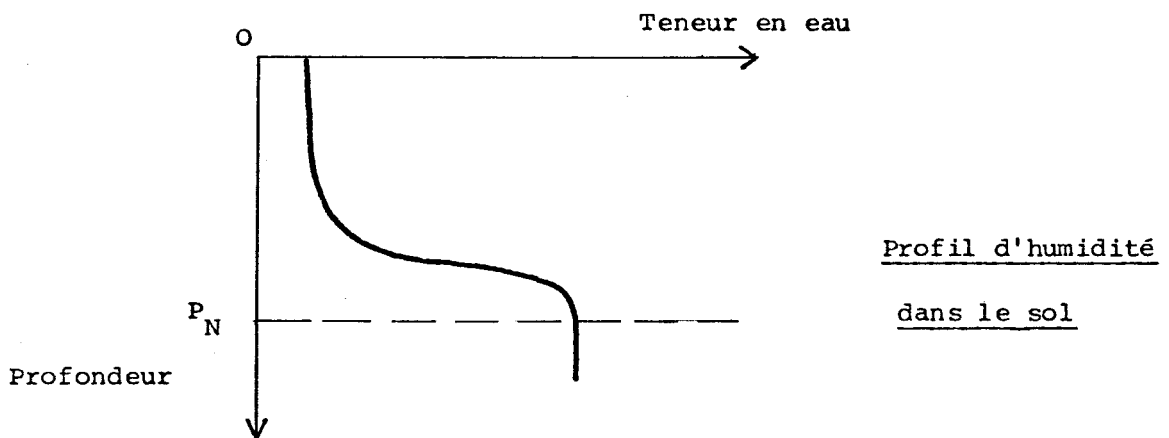
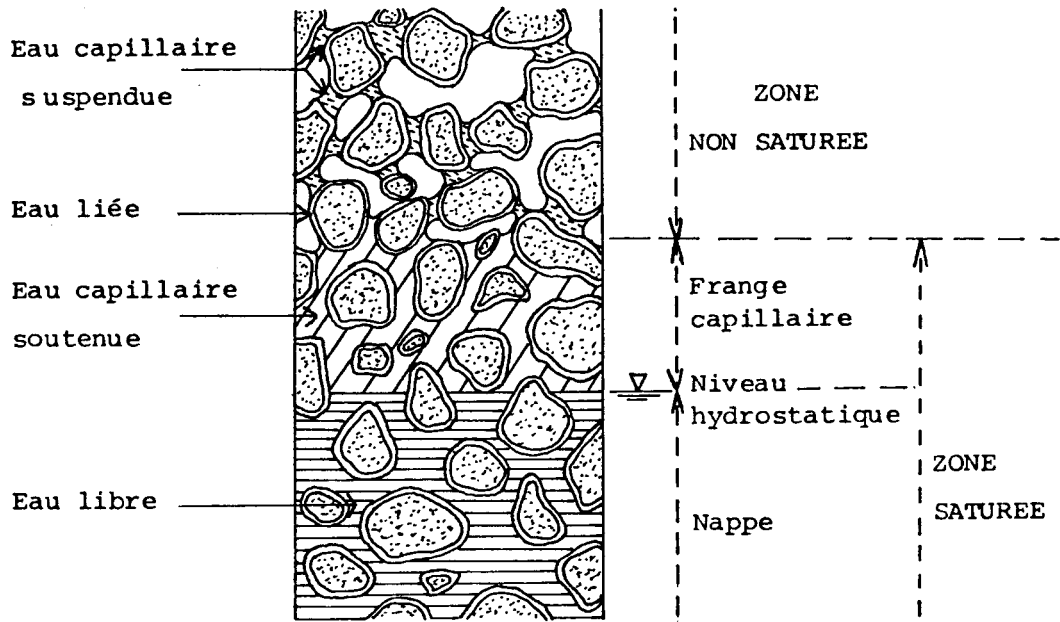


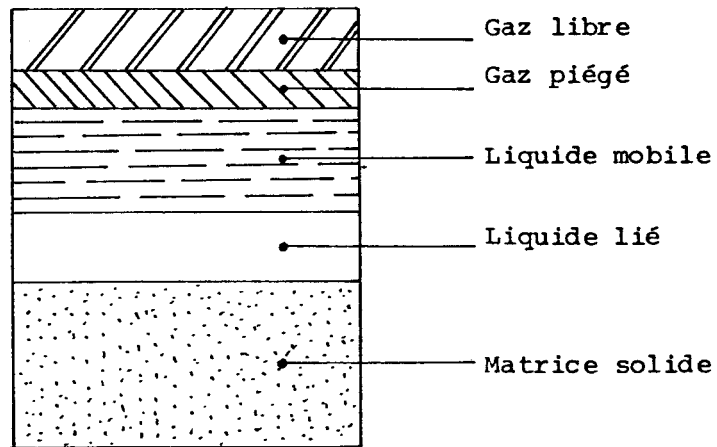
Figure 1

Au-delà de la cote P_N , le sol est dit saturé, tous les vides du sol étant occupés par de l'eau ; ainsi se dégage la notion de surface de la nappe phréatique. Entre la surface du sol et la cote P_N , les pores



Etats de l'eau dans le sol

Figure 2



Représentation schématique d'un milieu poreux non saturé

Figure 3



4

contiennent simultanément de l'eau et de l'air ; le sol est dit non saturé.

Les différentes phases (solide, liquide, gazeuse) sont dans des états physiques dépendants d'une part des relations géométriques entre ces phases et, d'autre part, des proportions relatives des phases entre elles. La figure 2 représente les différents états de l'eau dans le sol et reprend les termes classiques (LIVET, 1976). Les proportions relatives sont mieux représentées par une schématisation du milieu non saturé, reproduite à la figure 3 (GAUDET, 1974).

2. CARACTERISTIQUES DU MILIEU NON SATURÉ

Elles sont liées aux parts relatives des phases en présence, aux caractères propres à ces phases, et aux valeurs de la pression atmosphérique et de la température. Nous soulignerons ici les éléments qui nous ont paru importants.

2. 1. La matrice solide

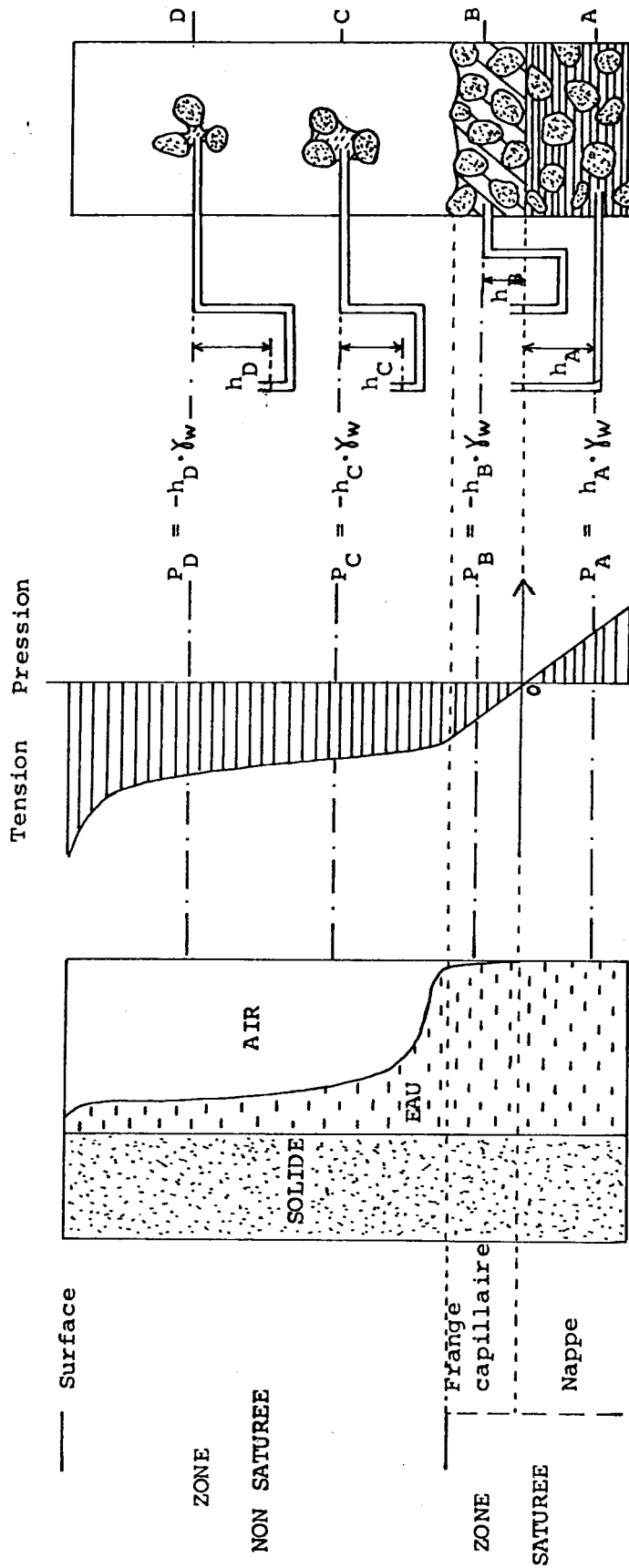
A l'échelle de la strate, les hétérogénéités et la structure peuvent déterminer, suivant les cas, une direction d'écoulement, des ruptures dans les profils hydriques observés, ou encore des variations latérales notables. En fonction de l'importance de la cimentation ou de la fissuration, la granulométrie et la minéralogie sont plus ou moins déterminantes sur les valeurs de porosité, de capacité d'adsorption, ... De ces caractères dépendent les propriétés hydrauliques des milieux poreux.

2. 2. Le potentiel de l'eau du sol

Etant donné les faibles vitesses d'écoulement existant dans le milieu poreux naturel, l'énergie cinétique de l'eau est négligeable ; l'énergie totale se réduit alors à une énergie potentielle.

Le potentiel total ϕ se décompose en un potentiel de pression ϕ_p et un potentiel gravitaire ϕ_g :

$$\phi = \phi_p + \phi_g$$



Répartition des pressions d'eau dans le sol

Figure 4

En nappe, le potentiel de pression est supérieur à la pression atmosphérique (positif) ; la pression d'eau, à une cote donnée, est alors égale au poids, par unité de surface, de la colonne d'eau entre cette cote et la surface libre.

La présence d'air (à la pression atmosphérique) dans le milieu poreux fait naître les forces de capillarité. Celles-ci attirent et lient l'eau dans le sol en amenant son énergie potentielle au-dessous de celle de l'eau libre. Ce potentiel de pression négatif caractérise le milieu non saturé ; il est appelé "potentiel capillaire" ou "potentiel matriciel" ou encore "succion" et il est noté ψ .

Exprimé en charge, le potentiel matriciel total (ϕ) s'écrit pour un point situé à la cote z :

$$\phi = \psi + z \quad (\text{Axes orientés vers le haut})$$

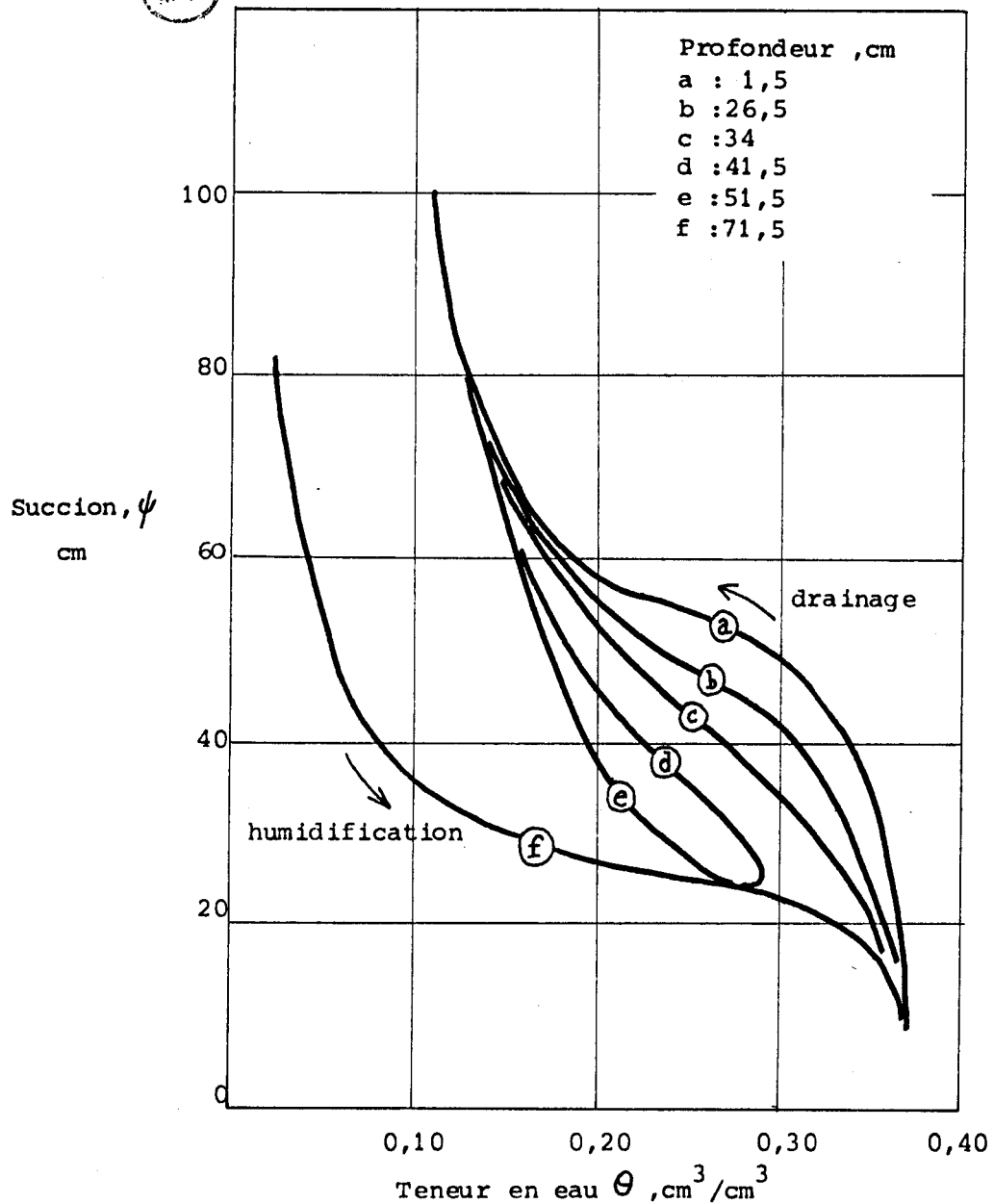
Suivant un axe vertical, la pression matricielle diminue de bas en haut, de façon linéaire quand ne sont en présence que les phases liquides et solides, puis non linéairement quand s'ajoute la phase gazeuse ; la figure 4 (d'après M. LIVET, 1976 - modifié) montre cette répartition des pressions et schématise leurs relations avec les volumes relatifs des phases en présence dans le sol.

La répartition des potentiels est donc fonction de la teneur volumique en eau (θ), ou de la saturation, la succion matricielle (ψ) augmentant avec une baisse de la teneur en eau pour un même sol ($\psi = f(\theta)$). Notons cependant que des phénomènes d'hystérésis lient la succion et la teneur en eau, suivant que l'on assèche (désorption) ou que l'on humidifie (sorption) le sol ; la relation est donc non univoque.

Tout écoulement de fluide a pour origine une différence de potentiel total. En milieu non saturé, le potentiel, et donc l'écoulement, sont fonction de la teneur en eau. Ainsi, il existe une relation liant la conductivité hydraulique (K) à la teneur en eau (θ).

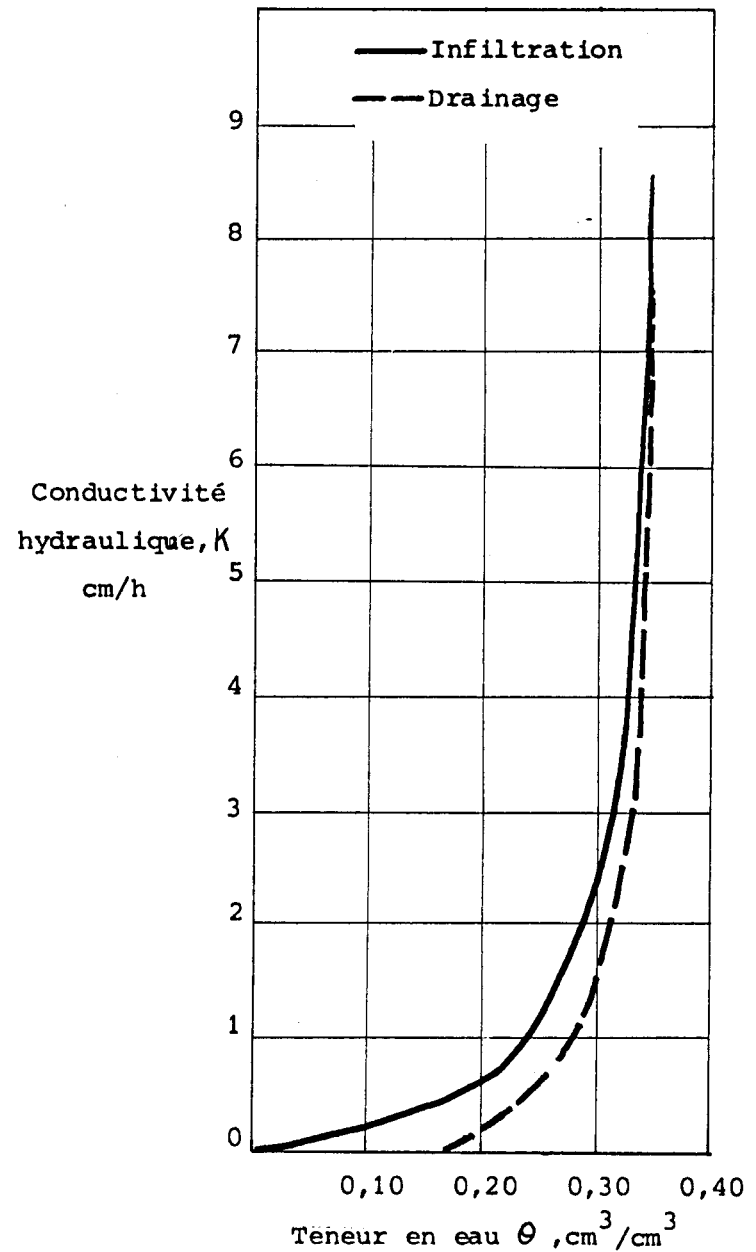
Les figures 5 et 6 (THONY, 1970 - simplifié) donnent un exemple de ces relations expérimentales.

5119
5119



Exemple de famille de courbes $\psi(\theta)$

Figure 5



Courbes expérimentales $K(\theta)$

Figure 6

2. 3. L'écoulement de l'eau

L'équation générale s'appliquant au milieu poreux non saturé est obtenue à partir des équations de continuité et équation dynamique exprimant respectivement la conservation de la masse de solution et la proportionnalité entre le flux et le gradient de potentiel (VACHAUD, 1968 ; GAUDET, 1974 ; HILLEL, 1974 ; JEGAT, 1975). Il convient de remarquer que, pour le domaine insaturé, l'application d'une telle équation nécessite la connaissance expérimentale des relations $K(\theta)$ et $K(\psi)$.

Deux formes d'écriture sont utilisées classiquement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} (k_x \frac{\partial \psi}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (k_y \frac{\partial \psi}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (k_z \frac{\partial \psi}{\partial z}) \right] = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

où

- θ : teneur en eau volumique
- t : temps
- x, y, z : axes cartésiens
- k_x, k_y, k_z : conductivités hydrauliques
- ψ : succion
- $\frac{d\theta}{d\psi}$: pente de la courbe caractéristique d'humidité du sol (capacité spécifique de rétention en eau)

soit encore :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [k \text{ grad } \psi]$$

3. LES METHODES ET TECHNIQUES DE RECHERCHE DES PARAMETRES HYDRAULIQUES

EN MILIEU NON SATURE

3. 1. Généralités sur les méthodes

Deux types d'approche des phénomènes d'écoulement sont menés. D'une part des études sont faites en laboratoire à l'aide de modèles physiques constitués soit de colonnes (VACHAUD, 1968 et 1970 ; THONY, 1970 ; GAUDET, 1974 ; JEGAT, 1975), soit d'une cuve parallélépipédique (MUSY, 1974-1976) ; ces modèles sont généralement utilisés comme moyens de contrôle et de calage de simulations faites sur des modèles numériques ou analogiques établis à partir des équations d'écoulement. D'autre part,

sur le terrain sont étudiés les phénomènes naturels propres à la zone non saturée (LALLEMAND-BARRES, 1972 ; LIVET, 1976) et sont effectués des essais avec injection ou déversement en surface (MOLINARI et al., 1974 ; JEGAT, 1975).

Qu'il s'agisse de modèles physiques ou d'études de terrain, les recherches sont axées sur la connaissance des paramètres hydrauliques (teneur en eau, succion, perméabilité) auxquels s'ajoutent parfois le chimisme, la température..., ou sur les réponses données par des traçages (cf infra I. 4.)

Les techniques sont généralement identiques dans la mesure des paramètres physiques mais des adaptations sont cependant rendues parfois nécessaires avec le changement d'échelle.

La lenteur des écoulements a souvent incité les utilisateurs de telles techniques à équiper les appareils de mesures d'enregistreurs graphiques ou magnétiques, ces derniers nécessitant alors une codification et, par conséquent, un traitement des données.

3. 2. Les techniques

Nous ne ferons ici qu'énoncer les principes des techniques habituelles classées en fonction des paramètres mesurés.

3. 2. 1. Détermination de l'humidité du sol

La méthode pondérale

C'est une méthode destructive qui permet de déterminer les humidités pondérale et volumique des échantillons prélevés. Elle constitue la plupart du temps le moyen d'étalonner les méthodes physiques.

Les lysimètres

Ce sont des cuves contenant un sol reconstitué ou découpé et mises dans les mêmes conditions climatiques que le sol en place. Elles permettent de connaître le bilan hydrique et parfois les propriétés d'absorption.

Les méthodes nucléaires

Ces procédés non destructifs rendent aisés les calculs de l'humidité en place, mais nécessitent un étalonnage précis.

La méthode par rétrodiffusion de neutrons (couramment appelée "méthode neutronique") est la plus largement utilisée ; elle aboutit à la détermination de l'humidité volumique. On associe fréquemment à une "sonde Neutron" un densimètre à source γ pour connaître les densités humides et sèches et, par suite, le degré de saturation en eau et la porosité du sol.

Les principes et applications de ces méthodes ont été développés dans un rapport rédigé à la suite d'un stage effectué au C.R.G. de Thonon.

La télédétection

Il s'agit d'un domaine aux applications très larges dont le principe de base est d'effectuer à distance (par moyens aéroportés) les mesures du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la surface terrestre (LEVEQUE et al., 1973 ; MEYLAN et al., 1977 ; MUSY et al., 1977)

Il a été montré récemment que l'humidité superficielle des sols peut être déterminée. Encore au stade de la recherche, ces méthodes nécessitent la mise en oeuvre de matériels importants et rendent obligatoire le traitement des données par ordinateur. Leur grand intérêt est de fournir des informations sur de grandes surfaces par cartographie automatique (MUSY et al., 1977).

Les méthodes électriques

La méthode des résistivités utilise la propriété suivante : la conductivité électrique d'un sol dépend essentiellement de la teneur en eau et de la minéralisation. Outre les méthodes utilisant les blocs poreux, on peut employer celles qui s'apparentent aux diagraphies du domaine géophysique.

La méthode capacitive est fondée sur le fait que deux électrodes dans un sol jouent le rôle de plaques d'un condensateur, le sol celui d'un diélectrique. La capacité de ce condensateur est fonction de la teneur en eau, mais aussi de la densité sèche, rendant nécessaire un étalonnage précis.

La conductivité thermique

Elle augmente avec la teneur en eau et permet d'associer l'étude des variations de températures à la connaissance de l'humidité d'un sol. Là aussi, les méthodes de télédétection ont apporté des moyens d'investigations de grandes surfaces.

3. 2. 2. Détermination de la pression interstitielle de l'eau

Dans le milieu non saturé, les tensiomètres constituent les seuls capteurs de pression négative grâce à une cellule poreuse reliée à un manomètre à mercure ou à membrane.

Bien que la mise en place soit simple, l'utilisation des tensiomètres reste délicate par les mauvais contacts cellule-sol, les phénomènes de colmatage et de gonflement (argiles), les variations barométriques, la limite de pression mesurable (- 0,8 bar en général), le désamorçage des capteurs de pressions (LALLEMAND-BARRES, 1970 ; DAIAN, 1971 ; LIVET, 1976).

3. 2. 3. Détermination de la perméabilité

Certaines méthodes utilisent les tensiomètres, une autre y joint l'analyse des profils d'humidité.

L'analyse des mesures effectuées à flux constant ou à succion constante aboutit à la connaissance de la conductivité hydraulique $K(\theta)$.

Mais, outre les problèmes évoqués au paragraphe précédent, il a été montré (LIVET, 1976) que ces essais entraînent des modifications non négligeables de la teneur en eau (donc de $K(\theta)$), et ne permettent pas d'appliquer l'équation de débit à conductivité constante.

Les suivis de la pression matricielle et de la teneur en eau ont servi de base à une méthode d'analyse des profils hydriques (VACHAUD, 1969). Les différences existant entre deux profils successifs (d'un même lieu) correspondent à une variation du stock d'eau qui est calculable si la profondeur où les profils se rejoignent est connue (point du flux nul).

Les auteurs soulignent l'avantage de cette méthode qui ne modifie pas la conductivité hydraulique du terrain étudié, mais aussi la difficulté d'obtenir une précision suffisante dans les formations argileuses.

4. METHODE ET TECHNIQUE D'ETUDE DES TRANSFERTS ; LES TRACAGES

4. 1. Introduction

L'étude des transferts, dans le milieu poreux, de l'eau ou de tout autre produit peut être considérée de deux manières : soit la connaissance du milieu permet de trouver une solution aux équations fondamentales régissant les écoulements ; soit on étudie expérimentalement un système donné en y injectant un produit repérable et en analysant sa distribution (qualitative et quantitative) ou simplement sa sortie du système. Cette deuxième méthode utilise des traceurs dont voici une définition : "On appelle traceur d'une population étudiée toute substance ayant un comportement identique à celle-ci et possédant un caractère permettant de l'identifier" (GAILLARD B., 1976).

Le traçage constitue donc une méthode expérimentale ayant pour objet l'évaluation des paramètres présidant au déplacement de l'eau et il peut aussi servir de référence pour l'étude du comportement de certains produits. Les études sont orientées soit sur les problèmes spécifiques aux nappes (LALLEMAND-BARRES A., 1971 ; Colloque GRENOBLE, 1973 ; GAILLARD B., 1976 ; SAUTY JP., 1977), soit sur les transferts en zone non saturée (VACHAUD G., 1968 et 1970 ; MOLINARI J. et al., 1974 ; GAUDET JP., 1974 ; JEGAT H., 1975).

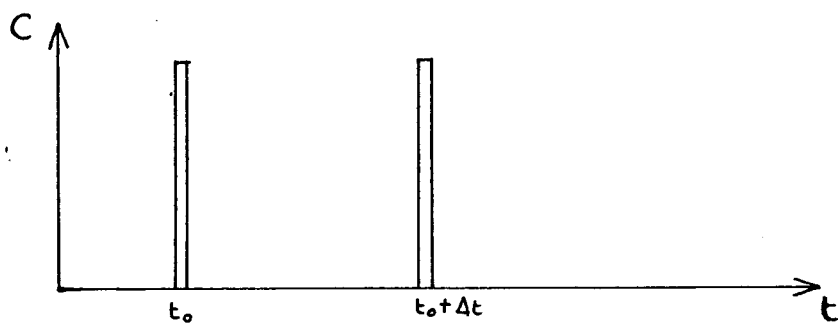
Indépendamment de tout transport de matière, le déplacement de l'eau dans le milieu poreux est régi par des phénomènes de convection et de dispersion.

La convection est due au déplacement à l'échelle macroscopique, la dispersion est la somme de la diffusion moléculaire et de la dispersion mécanique. Le transport de substances dans l'eau ("transport de masse") dépend de l'ensemble de ces phénomènes auxquels peuvent s'ajouter ceux d'absorption, de précipitation ou de dégradation.

4. 2. Convection et dispersion

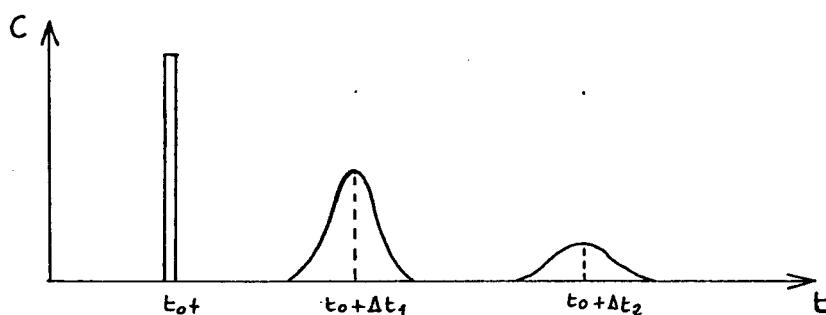
4. 2. 1. La convection

En milieu saturé, la porosité cinématique (notée ω) est définie comme étant le rapport entre l'aire de la section effectivement traversée



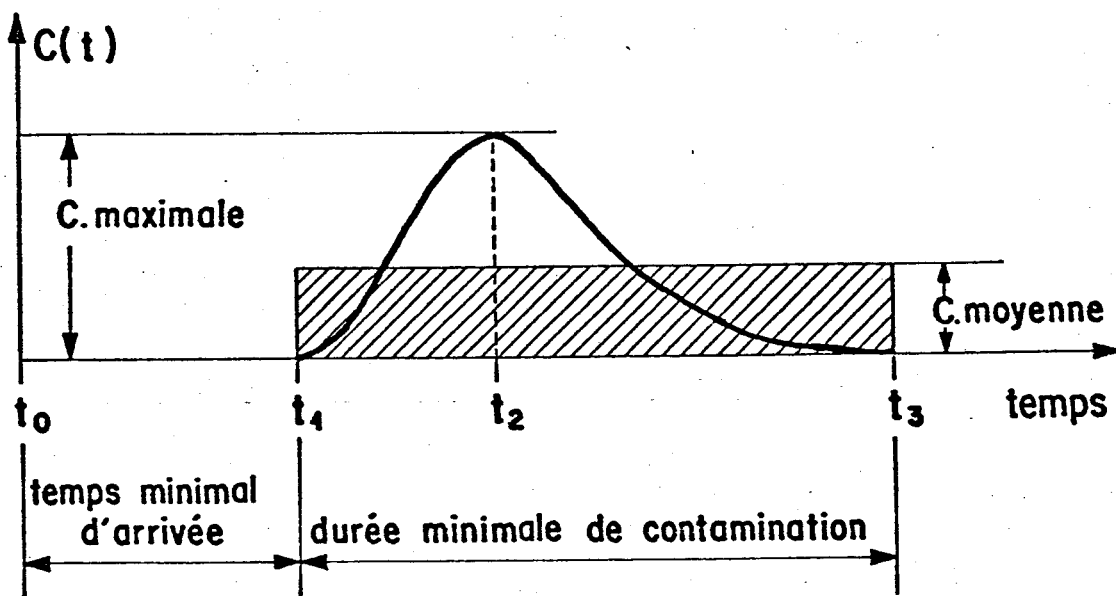
Convection

Figure 7



Dispersion

Figure 8



Informations fournies par la réponse impulsionnelle

Figure 9



par de l'eau en mouvement, et l'aire totale.

La vitesse effective U (ou vitesse moyenne de pore) est la vitesse du fluide participant à l'écoulement. Elle est liée à la vitesse apparente de Darcy, V , par la relation :

$$U = \frac{V}{\omega}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} V : \text{vitesse de Darcy} \\ \omega : \text{porosité cinématique} \\ U : \text{vitesse effective} \end{array} \right.$$

Soit une injection instantanée à la date t_0 d'une impulsion de traceur dans la section d'un tube de courant d'abscisse x_0 ; sous l'effet de la convection, à l'instant $t_0 + \Delta t$, la même impulsion se retrouve au point d'abscisse x_1 (fig. 7) tel que : $x_1 = x_0 + U \Delta t$

4. 2. 2. La dispersion

Elle est la somme de deux phénomènes distincts :

- la diffusion moléculaire résultant de l'agitation thermique des molécules.

- la dispersion cinématique ou mécanique due à la distribution non uniforme des vitesses des particules dont la diversité des trajectoires dans des pores de tailles et de formes différentes est la cause.

La dispersion se traduit, par une extension croissante du volume d'eau où une substance se dilue et, simultanément, par une diminution de la concentration C de cette substance (cf fig. 8).

4. 3. Les équations de la dispersion-convection

Quelque soit le nombre de variables qui sont prises en compte, toutes les expressions analytiques du phénomène dispersion-convection sont basées sur l'équation qui établit le bilan de masse de soluté sous l'action de la convection, de la diffusion et de la dispersion mécanique :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{ap} \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - U \frac{\partial C}{\partial z}$$

où $\left\{ \begin{array}{l} C : \text{Concentration massique en soluté} \\ U : \text{Vitesse effective} \\ D_{ap} : \text{Coefficient de dispersion apparent} \end{array} \right.$

Une écriture générale (SAUTY JP., 1977) de l'équation de transfert de masse permet de différencier les divers phénomènes :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\underbrace{D_{ij}}_{(2)} \frac{\partial C}{\partial x_j} - \underbrace{C u_i}_{(3)} \right] + \underbrace{D_m}_{(4)} \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2}$$

(1)

- avec
- (1) : Variation de la concentration
 - (2) : Dispersion cinématique
 - (3) : Convection
 - (4) : Diffusion moléculaire
- U_i : Composante sur l'axe x_i de la vitesse effective
- D_m : Coefficient du diffusion moléculaire

Lors d'un écoulement, les coefficients de dispersion ne sont pas identiques dans toutes les directions. On définit suivant la direction principale de vitesse \vec{u} , un coefficient de dispersion longitudinal D_L et dans les deux autres un coefficient de dispersion transversal D_T . La valeur de ces coefficients varie avec celle de la vitesse de l'écoulement ; le nombre de Péclet (Pe) caractérise l'ampleur des transferts par convection par rapport à ceux par dispersion :

$$Pe = \frac{u \sqrt{k}}{D_m}$$

où

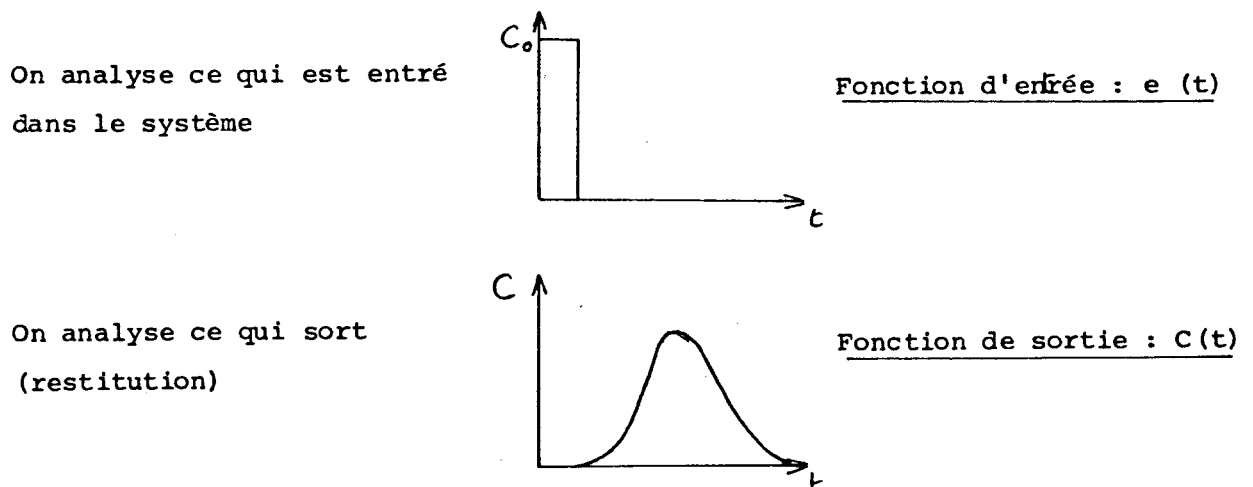
- u : vitesse de pore
- k : perméabilité intrinsèque
- D_m : Coefficient de diffusion moléculaire

4. 4. Le traçage

Dans certains cas, il peut exister des solutions analytiques simples pour résoudre les équations caractérisant les transferts dans un milieu. Mais la plupart du temps, les phénomènes sont complexes et nécessitent la connaissance des vitesses de pore et des paramètres de dispersion.

Les méthodes de traçage peuvent être utilisés pour déterminer ces valeurs sans essayer de connaître l'équation réelle.

Le schéma d'un traçage dans un système est le suivant :



On appelle "réponse impulsionnelle" $h(t)$ la fonction réponse transformant $e(t)$ en $C(t)$

$$C(t) = h(t) * e(t)$$

*: Convolution de fonctions

La distribution des réponses impulsionnelles donne la "distribution des temps de séjour" (D.T.S.)

$$h(t) = \frac{C(t)}{\int_0^{\infty} C(t) dt}$$

La forme et les paramètres de la D.T.S. peuvent amener à se référer à un modèle d'écoulement et permettent de connaître la vitesse effective, la porosité cinématique et le coefficient de dispersion D_{ep} caractérisant le milieu.

Dans tous les cas, la D.T.S. est un invariant du système étudié (pour un régime d'écoulement) ; par suite, quand elle est connue pour un système, elle permet d'effectuer des prévisions sur la réponse du système à un (ou plusieurs) types d'écoulement.

La figure 9 montre les paramètres principaux extraits de la réponse impulsionnelle déduite d'une expérience de traçage. Il est important de souligner que, pour une même fonction d'entrée, la réponse impulsionnelle ne sera pas la même pour différents types de traceurs utilisés ; ceux-ci sont en effet plus ou moins proches de la définition idéale donnée en introduction et, les traceurs ayant les mêmes propriétés chimiques et hydrodynamiques que la population étudiée (traceurs intrinsèques), sont en nombre très réduit par rapport aux traceurs extrinsèques.

La variation des caractéristiques de l'injection (échelon, créneau, pallier,...) et de celles des traceurs permet de connaître le milieu étudié. Pour la zone saturée des modèles et des abaques ont été établis afin de traiter les résultats expérimentaux. La complexité du milieu non saturé fait que les essais tendent souvent à se rapprocher de ceux du milieu saturé.

5. CONCLUSION

Ce chapitre a montré les différents modes d'étude de la zone non saturée qui sont marqués par deux grandes orientations.

D'une part, les essais de laboratoire sont axés sur les problèmes de détermination des paramètres physiques du milieu et sur la recherche de méthodes de résolution analytiques ; par ce fait, ils sont l'objet de travaux de la mécanique des fluides.

D'autre part, les essais in situ constituent le domaine privilégié de l'hydrogéologie qui est plus orientée vers la mise au point de méthodologies d'études du milieu naturel et vers la prévision du comportement d'un système (aquifère, bassin, ...), même si les grandeurs physiques réelles du milieu ne sont pas déterminées.

CHAPITRE II

METHODE ET SITE D'EXPERIMENTATION

1. LA METHODOLOGIE ADOPTEE

Afin d'étudier les transferts de solution dans le sol, il faut pouvoir déterminer les concentrations du fluide injecté en fonction du temps. La méthode normale consiste à prélever des échantillons en différents points et instants. En milieu non saturé, cette méthode a le gros inconvénient de retirer le fluide et donc de modifier par là même les conditions d'écoulement (θ, ψ). Un des objectifs était justement de rechercher un moyen d'étude non destructif en suivant les propriétés physiques du milieu.

Un traçage par une solution radioactive serait une bonne méthode, mais, déjà utilisée, elle s'avère délicate et coûteuse. Il a donc paru intéressant de suivre la résistivité et la température produites par une infiltration.

La résistivité est liée à la teneur en eau et à la minéralisation. Deux types d'essais ont donc été effectués : les uns avec une eau claire, les autres avec une eau fortement minéralisée. La résistivité est alors suivie dans le temps et dans l'espace.

Une première idée a été de faire les mesures à partir de la surface du sol avec un dispositif classique, en répétant des sondages électriques à différentes périodes ; inconvénient : les volumes de terrain intéressés sont de plus en plus grands et les mesures à différentes profondeurs ne sont pas équivalentes.

Une seconde idée consiste à essayer d'obtenir des mesures plus ponctuelles à différents niveaux, et cela à partir d'électrodes placées à différentes cotes. Un dispositif serait composé de quatre tiges enfoncées verticalement, portant autant d'électrodes que de niveaux de mesure. Un autre serait de disposer des électrodes simples horizontalement à partir d'un talus ou d'un front de carrière et suivant plusieurs niveaux.

Pour des raisons de technique de fabrication, et, afin d'éviter les écoulements préférentiels le long de structures verticales, le dernier dispositif a finalement été choisi.

Signalons enfin qu'il avait été envisagé de mettre au point une sonde résistive (du type diagraphie) qui serait descendue dans un trou de sondage ; les mêmes raisons d'écoulements préférentiels induits à la faveur de la colonne ont fait abandonner cette possibilité.

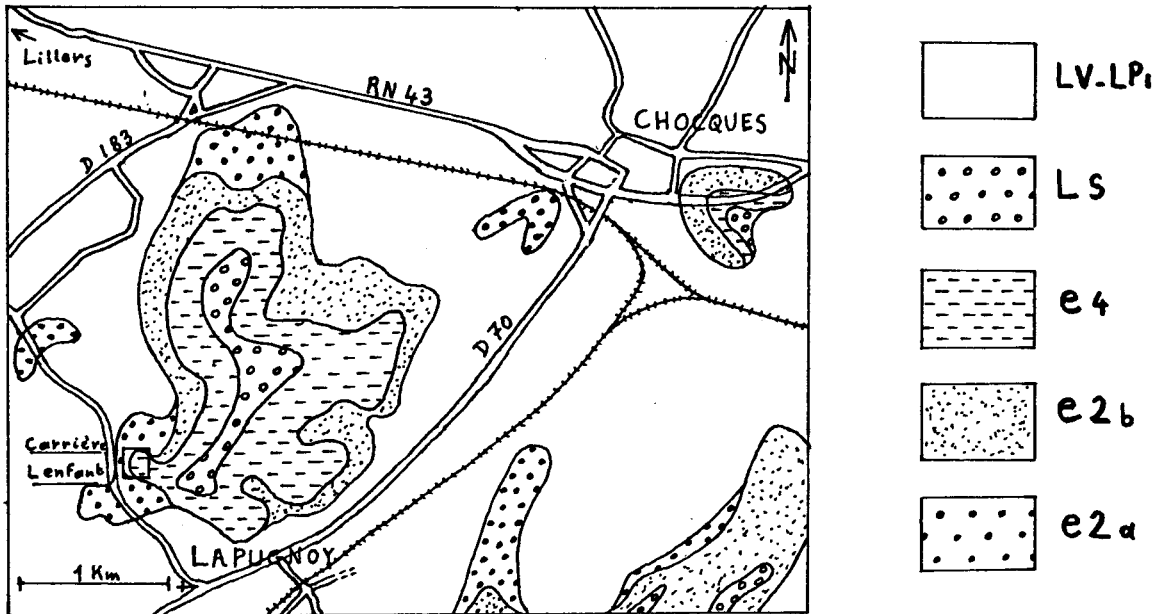
2. LES CRITERES DE CHOIX DU SITE

Les critères les plus importants sont :

- Obtenir une information suffisamment locale pour connaître la répartition de l'humidité sur une certaine hauteur.
- Etudier une tranche de terrain lithologiquement homogène de plusieurs mètres proche du niveau supérieur de la nappe.
- Eviter de créer des circulations privilégiées (cavités verticales, tubes...).
- Permettre l'utilisation du même site pour plusieurs essais.
- Effectuer une étude ne nécessitant pas des installations permanentes trop importantes (comme les puits en grand diamètre).
- Rendre possible une injection localisée en bassin.

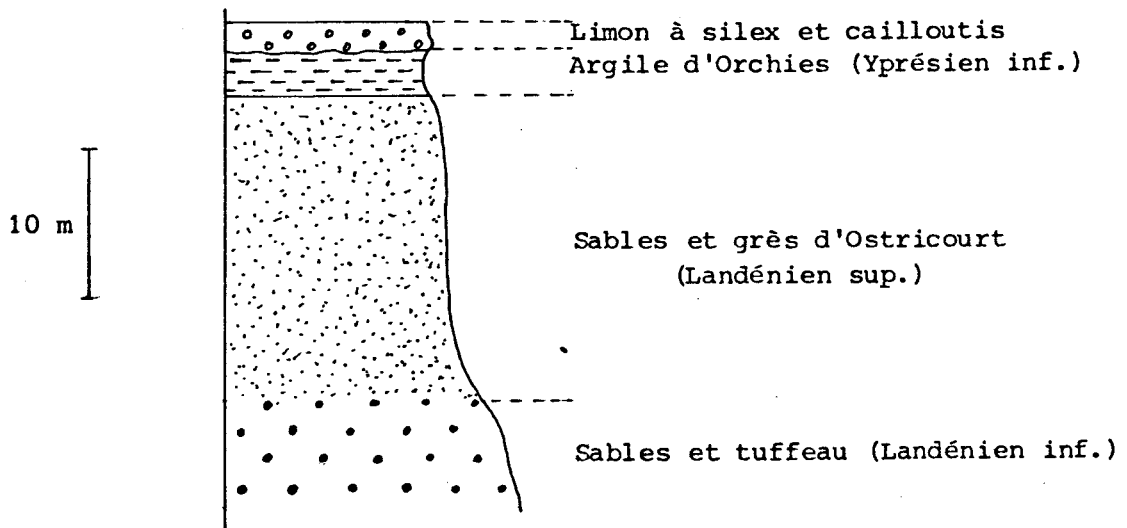
La méthodologie choisie et l'ensemble des données aboutissent à la disposition suivante (présentée à la figure 15) :

- Dispositif d'injection et de mesure à distance suffisante du talus pour éviter son influence.
- Mesures électriques effectuées horizontalement depuis un talus ou un front de carrière.
- Espacement réduit des électrodes de mesures.
- Espacement réduit des niveaux de mesures.
- Longueur importante de pénétration des électrodes.



Carte schématique de situation

Figure 10



Coupe stratigraphique

Figure 11

Il est également nécessaire de rechercher un terrain à bonne forabilité et permettant un bon contact avec les électrodes.

Enfin, des raisons purement matérielles limitent le choix : l'accès doit être autorisé et possible en haut et en bas du talus et la distance qui sépare ce site du laboratoire doit être limitée.

3. LES CARACTERISTIQUES DU SITE

3. 1. La carrière de Lapugnoy

La figure 10 (extraite de la carte géologique - feuille de Béthune - simplifiée) montre la situation géographique de la carrière LENFANT située sur la commune de Lapugnoy, à 10 km à l'Ouest de Béthune.

La butte tertiaire présente à l'affleurement (fig. 11) les niveaux sableux du Landénien (Thanétien e2), l'Yprésien inférieur avec l'argile d'Orchies (e4) et un limon à silex et cailloutis (LS).

Au niveau structural, cet affleurement fait partie de l'axe anticlinal de l'Artois dont la direction SE-NW est le résultat du rejeu inverse épicrotacé (Yprésien et Lutétien) de failles hercyniennes. Cet axe interfère, dans la région de Béthune, avec celui du dôme du Mélantois (de direction E-W).

Ces deux ensembles constituent la zone d'alimentation de la nappe des sables landéniens qui devient captive vers le Nord, sous l'argile des Flandres. La structure de cet aquifère et son exploitation déterminent un écoulement de la nappe vers le Nord dans notre secteur d'étude. Il a été montré (MANIA, 1971 et 1972) que, malgré une alimentation à refus, la très faible transmissivité des sables, liée à une exploitation intensive de la nappe, induit une baisse constante de son niveau.

3. 2. Le site dans la carrière

Stratigraphiquement, le front choisi correspond au sommet des sables verts glauconieux du Landénien moyen. La figure 12 schématise la photo 1, planche I, et montre le passage aux sables blancs du Landénien supérieur. Le "Bois du Réveillon" se développe sur les niveaux supérieurs argileux et limoneux. On distingue, à droite, le front du site expérimental d'une puissance de 3,50 mètres, équipé des électrodes de mesures de la résistivité.*

La stratification régulière est marquée par des horizons dont la teinte est plus jaune ; elle permet d'observer un léger pendage vers le Nord.

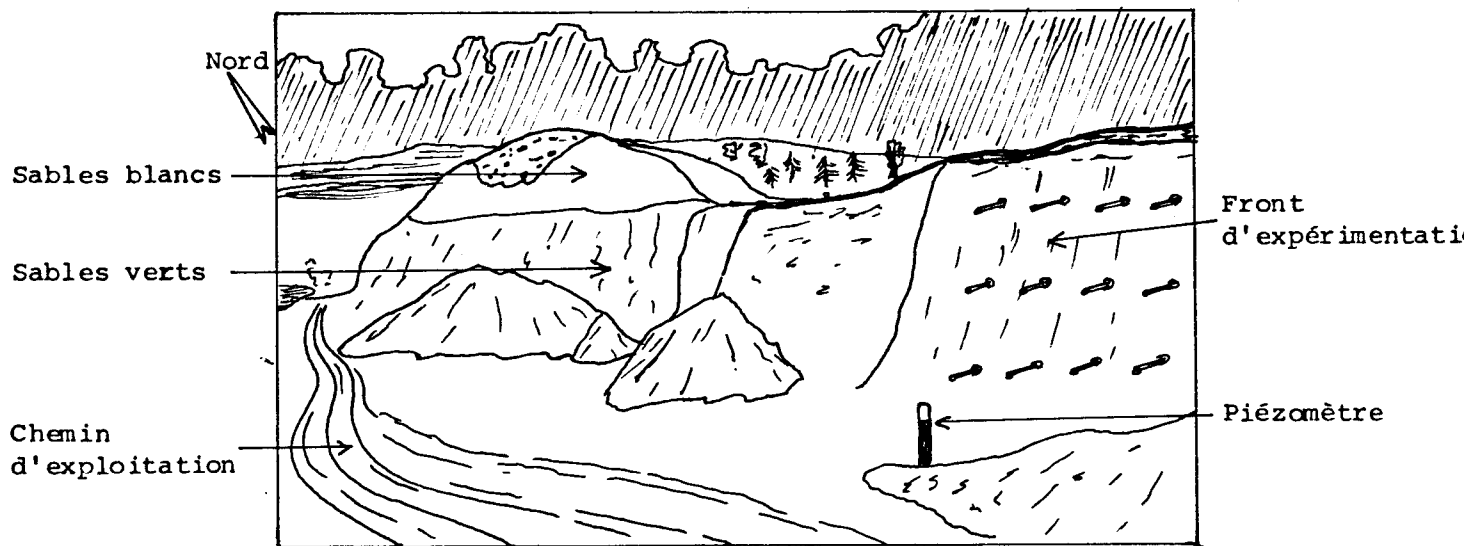


Schéma de la carrière (cf Photo 1, pl. I)

Figure 12

Observé à la loupe binoculaire, le sable apparaît très riche en quartz et glauconie et montre une petite quantité de mica blanc. Les niveaux supérieurs et moyens du front contiennent de nombreuses concrétions sablo-gypseuses ; pour cette raison, le sable est uniquement utilisé comme remblais.

Un échantillonnage effectué a permis d'obtenir, après passage en étuve, les résultats granulométriques présentés au tableau I (série AFNOR).

Pour les calculs, nous avons adopté la "cumulation rétrograde" permettant d'établir les courbes cumulatives (fig. 13) desquelles sont déduits les indices et coefficients classiques présentés au tableau II.

L'ensemble des sables du site expérimental présente donc en commun les caractères suivants :

- Prédominance d'une classe fine (diamètre des grains compris entre 0.200 et 0.125 mm).
- Asymétrie légèrement négative.
- Classement très bon ($S_o < 2.5$) ; sables homométriques.
- Triage des éléments fins meilleur que celui des plus gros ($Q3Md > Q1Md$).

Les sables prélevés à la cote (-2,50)m se distinguent cependant par leur grande finesse avec près de 80 % pour la classe modale et, d'autre part, une absence de grains de diamètre supérieur à 0,5 mm. Par contre, l'échantillonnage de la cote (0,50 m) comprend près de deux fois moins de grains (en poids) de la même classe modale mais plus de sable grossier. Cette grande finesse est la cause majeure de la médiocre perméabilité des sables verts.

Afin d'estimer la quantité et la nature de la fraction argileuse, il a été procédé à une sédimentation des fractions inférieures à 50μ recueillies lors de tamisages :

- Poids total des échantillons : 2655,4 g
- Poids de la fraction inf. à 50μ : 9,8 g, soit 0,37 %

La séparation des particules les plus fines s'est faite par des floculations et suspensions successives (méthode dite "pipette de Robinson"). Une analyse par diffraction X a montré la présence nette de quartz, d'illites



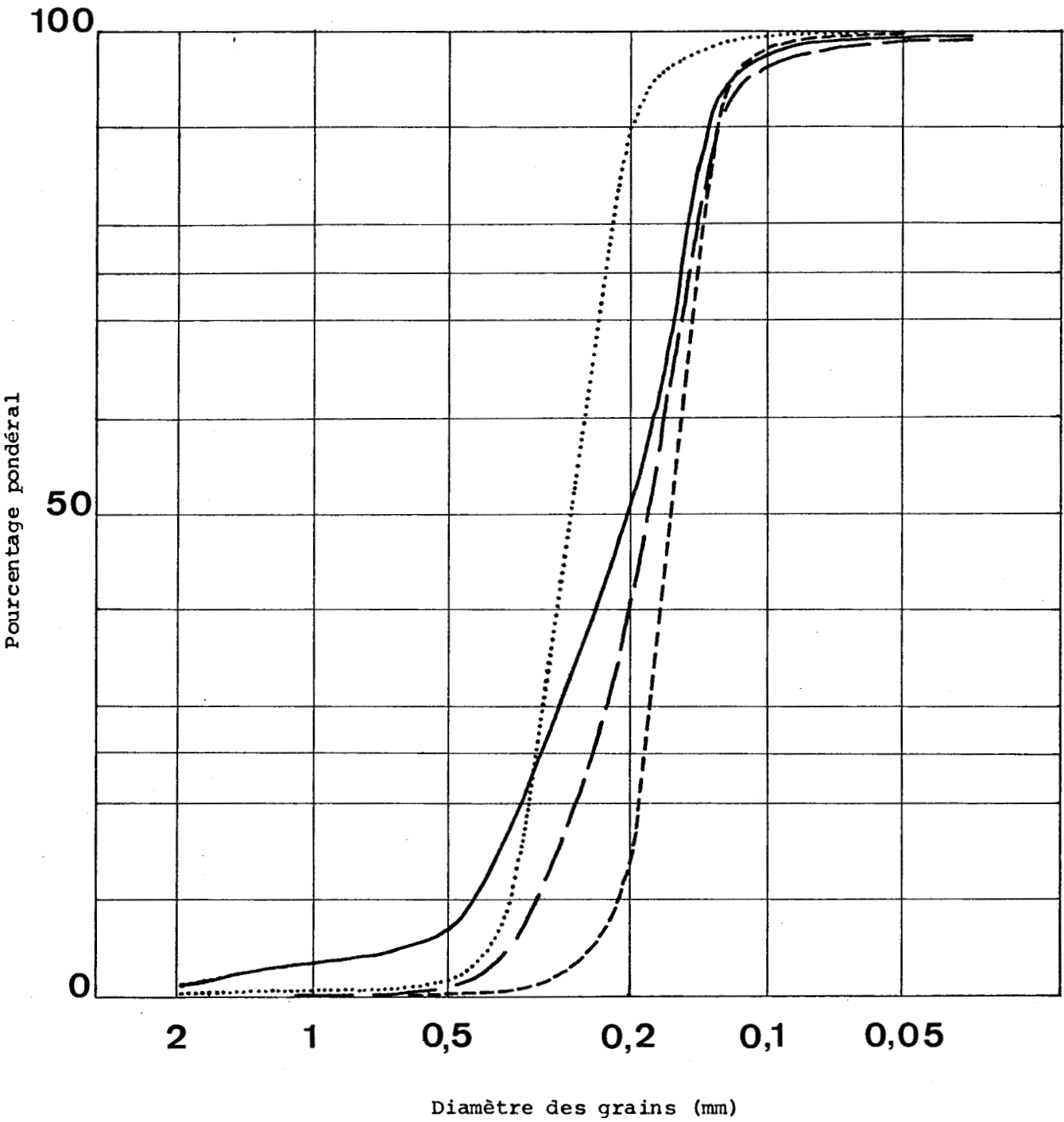
TABLEAU I

Cote % au haut du front TAMIS dimension des mailles en mm	- 0,50m		- 1,50 m		- 2,50 m		- 3,50 m	
	%	: % cumulé	%	: % cumulé	%	: % cumulé	%	: % cumulé
2,00	(0,89)	: 0,89	0,00	: 0,00	0,00	: 0,00	0,03	: 0,03
1,25	(2,16)	: 3,05	0,00	: 0,00	0,00	: 0,00	0,25	: 0,28
0,80	1,11	: 4,16	0,06	: 0,06	0,00	: 0,00	0,22	: 0,50
0,50	2,75	: 6,91	0,61	: 0,67	0,01	: 0,01	0,90	: 1,40
0,315	17,45	: 24,36	9,60	: 10,27	0,80	: 0,81	9,04	: 10,44
0,200	26,05	: 50,41	30,12	: 40,39	13,01	: 13,82	17,05	: 27,49
0,125	43,12	: 93,53	50,79	: 91,18	79,34	: 93,16	63,29	: 90,78
0,080	5,23	: 98,76	6,34	: 97,52	5,86	: 99,02	7,76	: 98,54
0,050	0,90	: 99,66	1,58	: 99,10	0,59	: 99,61	1,02	: 99,56
0.	0,33	: 100,00	0,89	: 100,00	0,39	: 100,00	0,43	: 100,00

10

Figure 13

COURBES GRANULOMETRIQUES



— z = -0,5 m - - - z = -2,5 m
- · - z = -1,5 m ····· z = -3,5 m

Z : Cote de l'échantillon par rapport au haut du front



TABLEAU II

PARAMETRES		Cote par rapport au haut du front (m)			
		-0,50	-1,50	-2,50	-3,50
Mode M { classe des grains }		0.200	0.200	0.200	0.200
		0.125	0.125	0.125	0.125
QUARTILES	Q1	0.153	0.150	0.140	0.223
	(Md) Q2	0.201	0.183	0.152	0.270
	Q3	0.313	0.240	0.184	0.325
Asymétrie As		-	-	-	-
Classement $S_o = \frac{Q1}{Q3}$		0.70	0.80	0.87	0.83
Déviations des quartiles $\frac{Q3-Q1}{2}$		0.08	0.045	0.022	0.051
Q3 . Md		0.063	0.044	0.030	0.088
Q1 . Md		0.031	0.027	0.023	0.060



et micas, et, plus imprécisément de montmorillonite, voire de chlorites. Un bruit de fond important attesterait la présence de fer qui, sous forme d'oxydes, donne les teintes jaunâtres aux sables.

Face au très faible poids de la fraction fine, il convient cependant d'amener à sa juste proportion la valeur des argiles qui ont un rôle important dans les échanges avec les fluides du milieu poreux. En effet, leurs surfaces spécifiques sont grandes ($800 \text{ m}^2/\text{g}$ pour la montmorillonite alors qu'elle est d'environ $1 \text{ m}^2/\text{g}$ pour un sable siliceux), de même que les capacités d'échange cationique liées à la structure de ces argiles. Ainsi, de l'ordre de $0,1 \text{ méq/g}$ pour la kaolinite, cette capacité atteint $0,95 \text{ méq/g}$ pour la montmorillonite (HILLEL, 1974).

Une autre approche du problème met l'accent sur l'importance de la quantité des particules argileuses en regard de leur poids. Il a été montré que le diamètre moyen des particules argileuses est de $0,2 \mu$, et l'épaisseur de $0,03 \mu$ (PIGACHE R. et PONSOLLE, à publier). Si on prend la dimension de 160μ comme diamètre le plus fréquent des grains de quartz (cf nos résultats granulométriques), le calcul théorique aboutit au résultat suivant : pour un gramme de sable contenant en poids 99 % de quartz et 1 % d'argile, le nombre de particules de quartz est environ 2.10^5 , celui de particules d'argile 4.10^{12} ; ce calcul, même approximatif, montre que la quasi totalité des particules sont des argiles.

4. L'EQUIPEMENT DU SITE EXPERIMENTAL

4. 1. Objectifs et moyens

La méthodologie que nous avons adoptée a conduit, dans un premier temps, à équiper le site afin d'effectuer des essais avec déversement et mesure de la résistivité apparente à trois niveaux. Dans un second temps, l'équipement s'est complété du matériel nécessaire aux mesures de température.

Afin de suivre les fluctuations de la nappe des sables, et, dans l'espoir d'effectuer des prélèvements intéressants, un piézomètre en P.V.C. a été mis en place (pl. I, photo 1).

Nous avons utilisé successivement deux résistivimètres différents et, d'autre part, une sonde thermique pouvant être placée en profondeur.

4. 2. Les mesures électriques : principes et matériels

4. 2. 1. Introduction

La figure /4 schématise le dispositif Wenner choisi pour les mesures de résistivité apparente du sol.

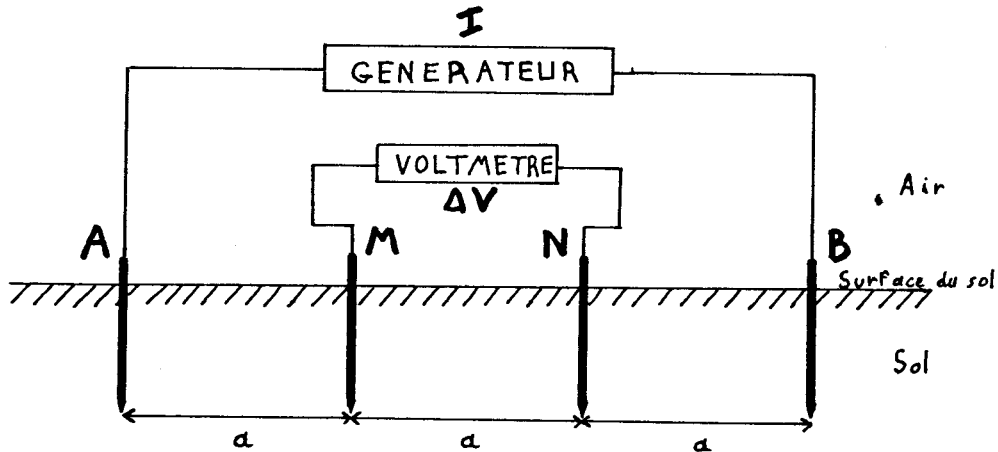


Fig.14 : Schéma du dispositif WENNER

Quatre électrodes équidistantes sont plantées habituellement à la surface du sol ; lorsqu'un courant est envoyé dans les électrodes externes A et B), une différence de potentiel apparaît entre les électrodes internes (M et N). Dans le cas général d'un quadripôle, la d.d.p. entre M et N, l'intensité I et la résistivité ρ sont liées par une relation découlant directement de la loi d'Ohm (BERTRAND Y., 1967) :

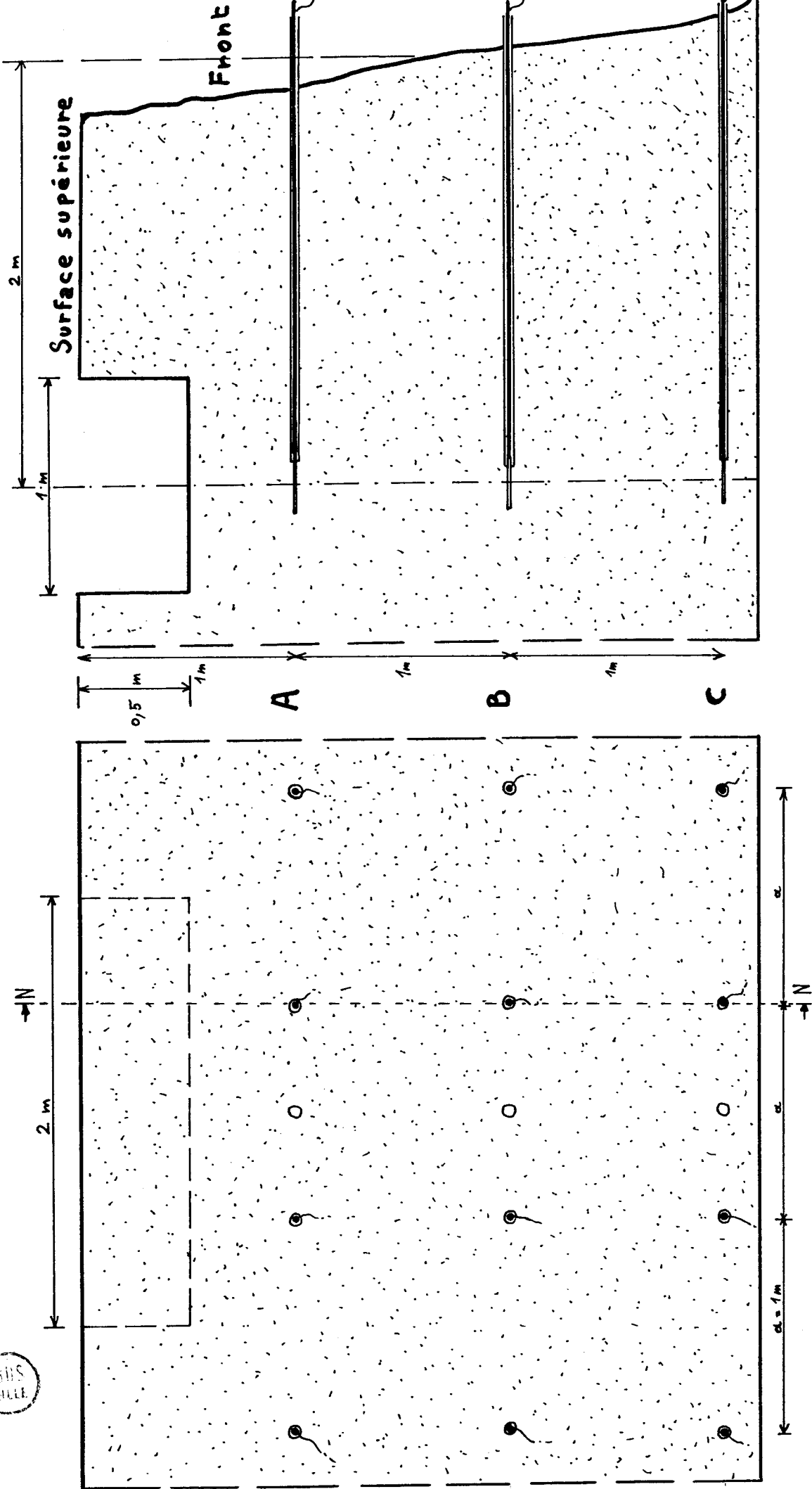
$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)$$

Si "a" est l'équidistance des électrodes dans le dispositif Wenner, la résistivité du sol ρ est alors :

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a$$

On mesure donc la résistance apparente du sol ($\Delta V/I$) entre M et N, et la configuration des électrodes permet de connaître la résistivité ; elle-même dépend de la nature du terrain mais surtout de l'importance, de la nature et la minéralisation des fluides qu'il contient.

RIS
VILLE



VUE FRONTALE

VUE EN COUPE NN

schéma du site expérimental

La figure 15 représente, en vue frontale et en coupe, l'équipement du site comme le montrent les photos 1-2-3, planche I et la photo 1 planche III :

- 3 quadripôles distants de 1 mètre sont disposés horizontalement, celui du niveau supérieur à 1 mètre du haut du front.
- L'équidistance des électrodes est de 1 mètre.
- Au milieu de chaque quadripôle, un tubage identique à celui des électrodes, peut recevoir une sonde thermique.
- L'extrémité des électrodes se situe dans un plan vertical parallèle au front et à l'aplomb du centre d'une fosse creusée à la surface supérieure.

4. 2. 2. Les électrodes

a - Description et mise en place

Les électrodes ont été fabriquées suivant les caractéristiques représentées à la fig. 16 ; les principales parties les composant sont (photo 4, pl. II) :

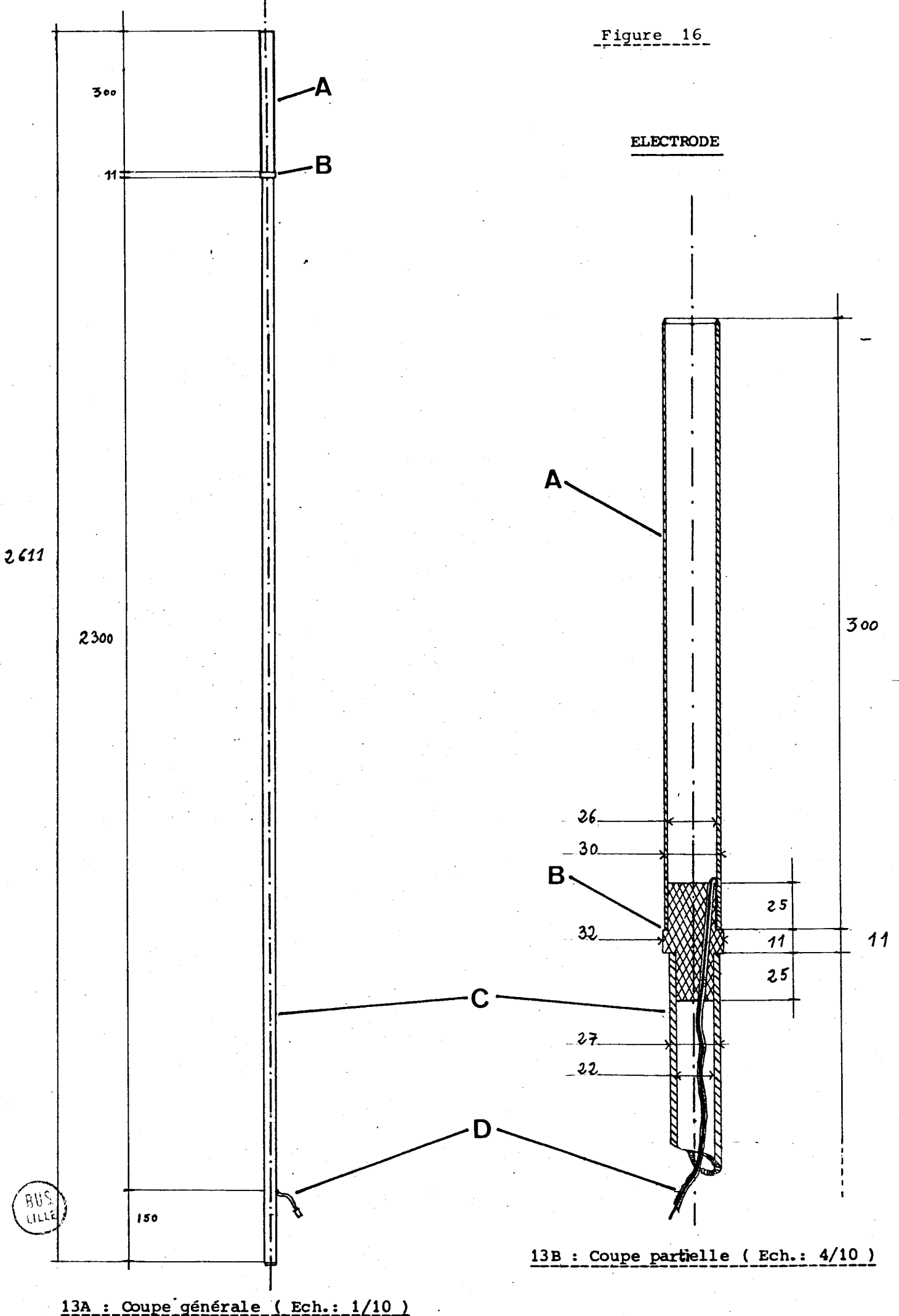
- A - Un tube de laiton ouvert (électrode proprement dite).
- B - Un raccord isolant en plastique tourné.
- C - Un tube en fer portant l'électrode en laiton et isolé électriquement de cette dernière.
- D - Un conducteur électrique gainé reliant l'électrode de laiton à l'extrémité opposée.

Cet ensemble est mis en place horizontalement à l'intérieur d'un tubage en P.V.C. (diamètre intérieur 35 mm), de telle sorte que la partie en laiton soit hors du tubage (fig. 15 et 16). A cet effet, pour chaque tubage d'électrode et de la sonde thermique, le talus a été foré de 15 trous horizontaux de 50 mm de diamètre sur des longueurs de 1,7m à 2 m.

Le tubage en place, l'ensemble de l'électrode y est glissée puis la partie conductrice est enfoncée en force dans le terrain.

A chaque mesure, l'appareil doit être connecté à un quadripôle donné. Travaillant sur 3 quadripôles, il est apparu utile d'améliorer le procédé de branchement. Nous avons donc monté un boîtier avec sélecteur à

Figure 16



13A : Coupe générale (Ech.: 1/10)

13B : Coupe partielle (Ech.: 4/10)

quatre voies (électrodes) et trois positions (quadripôles), ce qui a permis d'éviter les branchements répétés, les mauvais contacts et nous avons ainsi pu utiliser simultanément les deux appareils de mesures décrits (photos 1 et 2, pl. II).

b - Principe de mesure et méthode de calcul

A la suite d'essais préliminaires, il a été choisi d'utiliser des appareils où l'alimentation (AB) se fait en courant alternatif : cela a permis d'éviter les problèmes de compensation de la polarisation spontanée des électrodes, phénomène existant avec une alimentation en courant continu. Par conséquent, les mesures effectuées sur le terrain ont été réduites à la détermination de la résistance apparente entre les électrodes internes des quadripôles.

Cependant, la géométrie et la configuration particulière des électrodes ne permettent pas d'affecter aux mesures des résistances le facteur de conversion classique ($2\pi a$) valable pour un demi-espace de sol (cf 4. 2. 1.). Il faut en effet tenir compte de l'enfoncement des électrodes et de la présence des deux surfaces limites que constituent le front et la surface supérieure du site.

Nous développons ici la méthode de calcul suivant la théorie des images électriques découlant de l'optique (BERTRAND Y., 1967 ; BENDERITTER Y., 1978, communication orale).

α) Calcul théorique (cf fig. 17)

La méthode exposée est fondée sur la loi d'Ohm et s'applique donc normalement au courant continu. Cependant, pour de faibles fréquences (inférieures à 25 Hz), le calcul peut être appliqué aux courants alternatifs. D'autre part, les appareils que nous avons utilisés donnent directement la valeur de la résistance entre M et N et tiennent compte des effets de Self-capacité.

La détermination de la d.d.p. entre M et N se fera avec le cheminement suivant :

- calcul du potentiel en M dû au courant passant par A
- calcul du potentiel en M dû au courant passant par B
- potentiel total en M

- même processus pour le point N
- calcul de la d.d.p. entre M et N

Soit un courant I injecté au point A. La théorie des images électriques conduit à considérer trois autres points "source" fictifs :

- A1 : symétrique de A par rapport à la surface
- A2 : symétrique de A par rapport au front
- A3 : symétrique de A par rapport à l'arête du dièdre surface-front

Les quatre sources A - A1 - A3 - A2 sont les sommets d'un rectangle de côtés :

$$\begin{array}{l} 2b = 2Ds \\ 2c = 2DF \end{array} \quad \text{avec } \begin{cases} Ds : \text{distance à la surface} \\ DF : \text{distance au front} \end{cases}$$

En M, au potentiel $(V_M)_A$ dû au courant I injecté en A, il faut ajouter ceux dûs aux courants I_1 , I_2 et I_3 , injectés respectivement en A1, A2 et A3. Si ρ est la résistivité du terrain, on a :

$$\begin{array}{ll} (V_M)_A = \frac{1}{4\pi} \rho \frac{I}{MA} & (V_M)_{A2} = \frac{1}{4\pi} \rho \frac{I_2}{MA_2} \\ (V_M)_{A1} = \frac{1}{4\pi} \rho \frac{I_1}{MA_1} & (V_M)_{A3} = \frac{1}{4\pi} \rho \frac{I_3}{MA_3} \end{array}$$

Soit ρ_0 la résistivité de l'air, en se plaçant sur la surface limite, l'intensité en A1 est :

$$I_1 = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0 + \rho} I = \frac{\frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0}}{\frac{\rho_0 + \rho}{\rho_0}} I$$

ou encore :

$$I_1 = \frac{1 - \frac{\rho}{\rho_0}}{1 + \frac{\rho}{\rho_0}} I \quad \left. \vphantom{I_1} \right\} I_1 = I$$

ρ_0 tendant vers l'infini, $\frac{\rho}{\rho_0} \rightarrow 0$

De même, on a : $I_2 + I_3 = I$

Le potentiel total en M dû à une injection de courant I en A est donc :

$$[V_M]_A = \rho \frac{I}{4\pi} \left(\frac{1}{MA} + \frac{1}{MA1} + \frac{1}{MA2} + \frac{1}{MA3} \right) \quad (1)$$

Le calcul du potentiel en M dû au courant passant par B (de signe opposé à celui passant par A) donne :

$$[V_M]_B = -\rho \frac{I}{4\pi} \left(\frac{1}{MB} + \frac{1}{MB1} + \frac{1}{MB2} + \frac{1}{MB3} \right) \quad (2)$$

Le potentiel en M dû à une injection de courant entre A et B est donc (1+2) :

$$V_M = \rho \frac{I}{4\pi} \left(\frac{1}{MA} + \frac{1}{MA1} + \frac{1}{MA2} + \frac{1}{MA3} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{MB1} - \frac{1}{MB2} - \frac{1}{MB3} \right) \quad (3)$$

De la même façon, le calcul du potentiel en N dû à la même injection de courant aboutit au résultat suivant :

$$V_N = \rho \frac{I}{4\pi} \left(\frac{1}{NA} + \frac{1}{NA1} + \frac{1}{NA2} + \frac{1}{NA3} - \frac{1}{NB} - \frac{1}{NB1} - \frac{1}{NB2} - \frac{1}{NB3} \right) \quad (4)$$

La différence de potentiel entre M et N est calculée à partir des relations (3) et (4) :

$$V_M - V_N = \rho \frac{I}{4\pi} \left(\frac{1}{MA} + \frac{1}{MA1} + \frac{1}{MA2} + \frac{1}{MA3} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{MB1} - \frac{1}{MB2} - \frac{1}{MB3} - \frac{1}{NA} - \frac{1}{NA1} - \frac{1}{NA2} - \frac{1}{NA3} + \frac{1}{NB} + \frac{1}{NB1} + \frac{1}{NB2} + \frac{1}{NB3} \right) \quad (5)$$

En reprenant les notations utilisées à la figure 17, on peut écrire :

$$a = AM = MN = NB$$

$$\text{d'où : } \frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} = \frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} = \frac{1}{a}$$

Par symétrie du dispositif, on a :

$$MA1 = NB1 \quad NA1 = MB1$$

$$MA2 = NB2 \quad NA2 = MB2$$

$$MA3 = NB3 \quad NA3 = MB3$$

d'après la relation (5) :

$$V_M - V_N = \rho \frac{I}{4\pi} \cdot \left(\frac{1}{a} + \frac{2}{MA1} + \frac{2}{MA2} + \frac{2}{MA3} - \frac{2}{NA1} - \frac{2}{NA2} - \frac{2}{NA3} \right) \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \text{avec : } MA1 &= \sqrt{a^2 + 4b^2} & NA1 &= 2\sqrt{a^2 + b^2} \\ MA2 &= \sqrt{a^2 + 4c^2} & NA2 &= 2\sqrt{a^2 + c^2} \\ MA3 &= \sqrt{a^2 + 4b^2 + 4c^2} & NA3 &= 2\sqrt{a^2 + b^2 + c^2} \end{aligned}$$

d'où :

$$V_M - V_N = \rho \frac{I}{4\pi} \left[\frac{1}{a} + \left(\frac{2}{\sqrt{a^2 + 4b^2}} + \frac{2}{\sqrt{a^2 + 4c^2}} + \frac{2}{\sqrt{a^2 + 4b^2 + 4c^2}} - \frac{1}{\sqrt{a^2 + b^2}} - \frac{1}{\sqrt{a^2 + c^2}} - \frac{1}{\sqrt{a^2 + b^2 + c^2}} \right) \right] \quad (7)$$

β) Application

Soit le quadripôle supérieur (noté A)

- - - - - moyen (noté B)

- - - - - inférieur (noté C)

cf fig. 15 et 17

Dans les trois cas : $\begin{cases} a = 1 \text{ mètre} \\ c = 2 \text{ mètres} \end{cases}$

Pour un quadripôle i , la relation (7) peut alors s'écrire :

$$(V_M - V_N)_i = \rho_i \frac{I_i}{4\pi} [1 + \lambda]$$

où λ est un facteur ne dépendant que de b , c'est-à-dire de la distance du quadripôle à la surface

$$\lambda = \left[\frac{2}{\sqrt{1+4b^2}} + \frac{2}{\sqrt{17}} + \frac{2}{\sqrt{17+4b^2}} - \frac{1}{\sqrt{1+b^2}} - \frac{1}{\sqrt{5}} - \frac{1}{\sqrt{5+b^2}} \right]$$

$$\lambda = 0,038 + 2 \left(\frac{1}{\sqrt{1+4b^2}} + \frac{1}{\sqrt{17+4b^2}} \right) - \left(\frac{1}{\sqrt{1+b^2}} + \frac{1}{\sqrt{5+b^2}} \right)$$

La résistivité calculée est donc pour un niveau i :

$$\rho_i = \frac{(V_M - V_N)_i}{I_i} \cdot \frac{4\pi}{1 + \lambda}$$

soit encore en fonction de la résistance apparente (R_i) entre M et N

$$\rho_i = \frac{4\pi}{1 + \lambda} \cdot R_i \quad \text{avec } R_i = \frac{(V_M - V_N)_i}{I_i}$$

Les appareils utilisés permettant la lecture directe de la résistance R_i , on obtient pour les différents quadripôles :

Niveau supérieur A : $b = 1 \text{ m}$

$$\rho_A = \frac{4\pi}{1+\lambda_A} \cdot R_A$$

$$\rho_A = 10,03 \cdot R_A$$

$$\lambda_A = 0,253$$

Niveau moyen B : $b = 2 \text{ m}$

$$\rho_B = \frac{4\pi}{1+\lambda_B} \cdot R_B$$

$$\rho_B = 11,52 \cdot R_B$$

$$\lambda_B = 0,091$$

Niveau inférieur C : $b = 3 \text{ m}$

$$\rho_C = \frac{4\pi}{1+\lambda_C} \cdot R_C$$

$$\rho_C = 11,87 \cdot R_C$$

$$\lambda_C = 0,058$$

4. 2. 3. Les appareils de mesure

a - Le terramètre A.B.E.M. (Atlas Copco) : cf photo 1

pl. II

Cet appareil est utilisé habituellement pour la prospection géophysique de faible et moyenne profondeur (qq centaines de mètres). Il se compose de deux boîtiers interconnectés, l'un d'alimentation (G), l'autre de mesure (V). Les caractéristiques principales sont :

- | | |
|---|---|
| G | <ul style="list-style-type: none"> - Onde carrée de fréquence 4 Hz - 2 puissances de sortie - tensions de sortie : 100, 200, 400 V |
| V | <ul style="list-style-type: none"> - gamme de mesure : 0,003 à 10 000 Ω - précision de $\begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 3 \%$ pour des lectures supérieures à 0,001 Ω <li style="padding-left: 20px;">$\begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 10 \%$ pour des lectures inférieures - durée d'une mesure : 1 minute environ |

28

Une mesure est effectuée en fermant le circuit d'alimentation (boîtier G relié aux électrodes A et B). La fermeture du circuit de mesure (boîtier V connecté aux électrodes M et N) permet d'observer une déviation de l'aiguille de l'indicateur de différence de potentiel. La valeur de la résistance apparente du terrain entre M et N est obtenue en ajustant le potentiomètre de référence afin de lire la même déviation de l'aiguille.

b - Le terracontrôle V (Chauvin-Arnoux) : cf photo 2, pl. II.

L'usage habituel de ce matériel consiste en la mesure de la résistance d'une prise de terre. Il est conçu également pour la mesure de la résistivité du sol et celle des résistances pures. Ses caractéristiques notables sont les suivantes :

- Alimentation : courant alternatif de fréquence 225 Hz
- Mesure : gamme de $0,1 \Omega$ à 1000Ω
 - : précision de $0,1$ à 10Ω suivant la gamme
 - : durée d'une mesure inférieure à 30 secondes

Cet appareil utilise la méthode du zéro : la mesure consiste à égaliser la tension fournie par le transformateur du circuit d'alimentation à celle existant entre les électrodes M et N. Une seule manipulation est nécessaire pour effectuer cette opération.

4. 3. La sonde et le pont thermiques

C'est en climatologie et en hydrologie karstique qu'ont eu lieu les premières utilisations du thermomètre électronique AC/PS ; il a été ensuite employé comme détecteur de tracer en karst (ANDRIEUX C., 1978).

L'application, pour la première fois, de ce matériel au milieu poreux constitue l'aboutissement d'un projet de Messieurs ANDRIEUX C. et CRAMPON N. ; notre travail en présente un premier résultat.

4. 3. 1. Principe

Le coefficient de résistivité électrique d'un métal dépend de la température à laquelle se trouve le métal ; pour un volume donné de ce métal, les variations de sa résistance sont donc fonction des variations de température.

La mesure de la variation de la résistance d'un fil calibré de platine est fondée sur la recherche de l'équilibre d'un pont du type Christie-Wheatstone.

4. 3. 2. Caractéristiques principales

Le matériel comprend :

- une sonde dont l'élément principal est le capteur à résistance thermique en platine enroulée sur pyrex (photo 2, pl. III)
- un pont thermique (photo 4, pl. III)
- un câble de liaison capteur-pont (photo 5, pl. III)

Une mesure nécessite l'utilisation d'un détecteur d'équilibre du pont (zéro), fonction qui a été rempli par un multimètre digital ou un microvoltmètre à aiguille (photos 4 et 3, pl. III). Pour une utilisation normale, l'appareil bénéficie d'une alimentation autonome.

Caractéristiques des mesures :

- Plage de mesure : 0° C à 25° C
- Sensibilité : meilleure que le 1/100°C
- Précision : 1 %
- Temps de réponse : 5 à 90 s (suivant le type de mesure)

4. 3. 3. Utilisation sur le site

L'infiltration de l'eau s'effectuant lentement, l'appareillage thermique a été équipé d'un enregistreur graphique d'une autonomie de 3 semaines. La sonde a été placée au fond du tubage central du niveau moyen (B) et reliée à une caisse isolante contenant le pont thermique (alimenté par batterie auto) et l'enregistreur (photos 5, pl. III et 1 pl. IV).

Après un essai, l'enregistreur a été réglé sur la vitesse lente (2,5 cm/h) et sur la sensibilité la plus grande. Observons qu'une telle situation ne nécessite qu'un calage de la température de départ.

Nous avons procédé à deux types d'enregistrements : d'une part, en l'absence de déversements expérimentaux et, d'autre part, au cours d'un essai parallèlement aux mesures électriques.

4. 4. Les dispositifs de déversement

Un premier type était constitué d'une juxtaposition de cuves fixées à des embases fichées dans le sol (photo 1, pl. III) ; les cuves ont une base carrée (0,5 m x 0,5 m) et un volume de 200 litres. Le remplissage étant réalisé à l'aide de bidons, le soulèvement d'une plaque amovible au fond des cuves provoque le déversement proprement dit.

Un déblai parallélépipédique (2 m x 1 m x 0,5 m) a ensuite été creusé en remplacement du premier procédé. Dans ce cas, le déversement est fait directement à partir d'une citerne (photo 2, pl. IV).

Le chapitre suivant détaillera le procédé utilisé à chaque essai.

CHAPITRE III

LES ESSAIS EXPERIMENTAUX

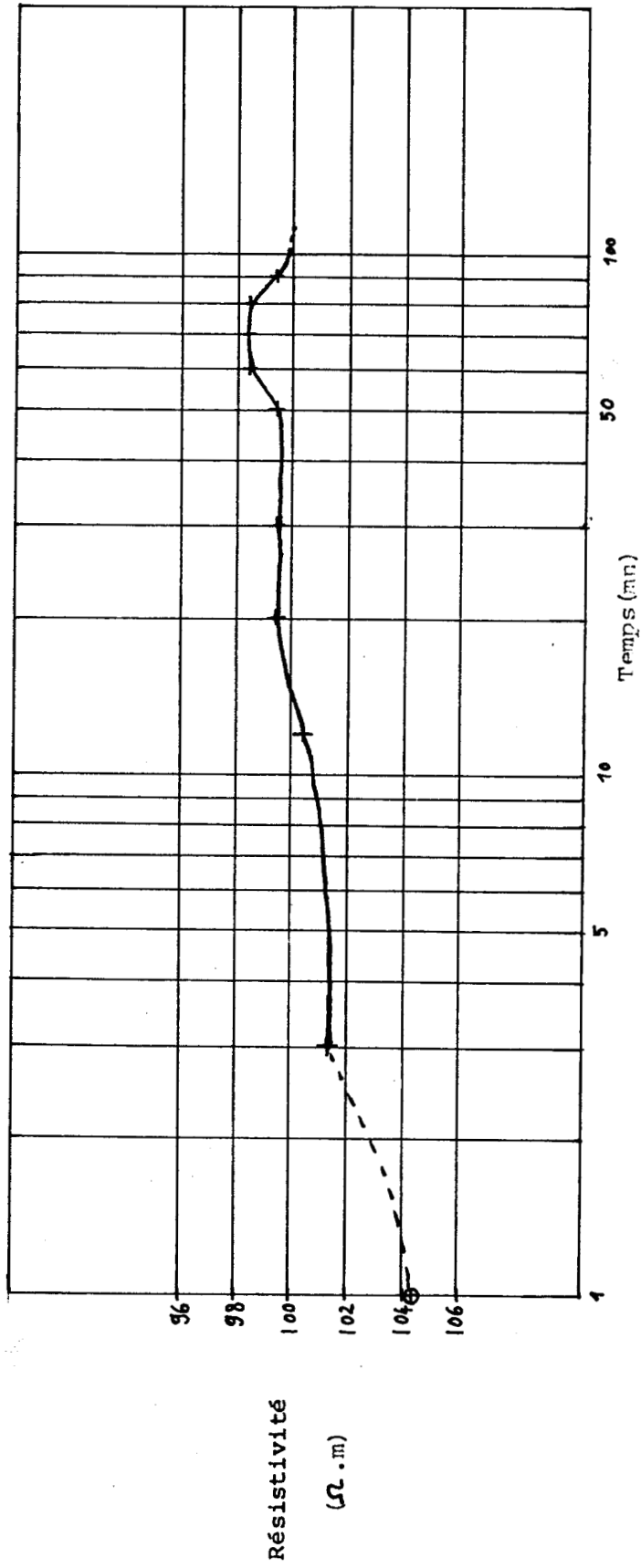
1. GENERALITES

Chacun des quatre déversements d'eau a constitué un essai où la quantité, l'origine, la concentration en soluté et la température de l'eau ont été les variables contrôlées. Les mesures de la résistivité apparente et de la température ont été faites durant une période de quelques jours à plusieurs semaines après un déversement.

Suivant le cas, les données climatologiques ont été relevées sur place (température de l'air et couverture nuageuse) ou bien ont été recueillies auprès des services hydrologique et météorologique régionaux (pluviométrie et température sous abri).

Outre les mesures latérales de la résistivité apparente, des sondages électriques ont été effectués depuis la surface et dans l'axe du dispositif expérimental lors des essais I et II (eau non salée) ; ils n'ont pas apporté de résultats significatifs.

Nous avons également prélevé des échantillons d'eau de la nappe



ESSAI I : EVOLUTION DE LA RESISTIVITE EN A

Figure 18

au cours des essais avec eau salée. Ces prélèvements ont fait l'objet d'un dosage des ions Cl^- par la méthode de Mohr. Cependant, les concentrations mesurées ont été trop faibles pour pouvoir distinguer la part provenant de l'essai de celle produite par le tube du piézomètre. En effet, ce dernier est en P.V.C. et nous avons pu doser des chlorures dans des eaux parfaitement pures à l'origine, mais ayant séjourné dans un récipient en P.V.C.. La hauteur d'eau dans le piézomètre étant variable, de même que le temps de séjour, la diffusion de Cl^- depuis le tube en P.V.C. ne peut être assimilée à une constante et les dosages ne sont donc pas interprétables.

2. ESSAI I PRELIMINAIRE

2. 1. Etat initial

Le déversement a eu lieu le 10 mars à 16h00 et était terminée le 11 à 10h15. A cette date, il n'y avait pas eu de précipitations sur le site depuis un mois. La résistivité initiale (à 12h00) était :

NIVEAU	ρ_a (Ωm)
A (- 1,00m)	104.3
B (- 2,00m)	127.9
C (- 3,00m)	107.5

2. 2. Le déversement-

100 litres d'eau de la ville de Béthune ont été versés dans une cuve inox de section carrée (surface au sol : $0,25 \text{ m}^2$)

2. 3. Mesures électriques

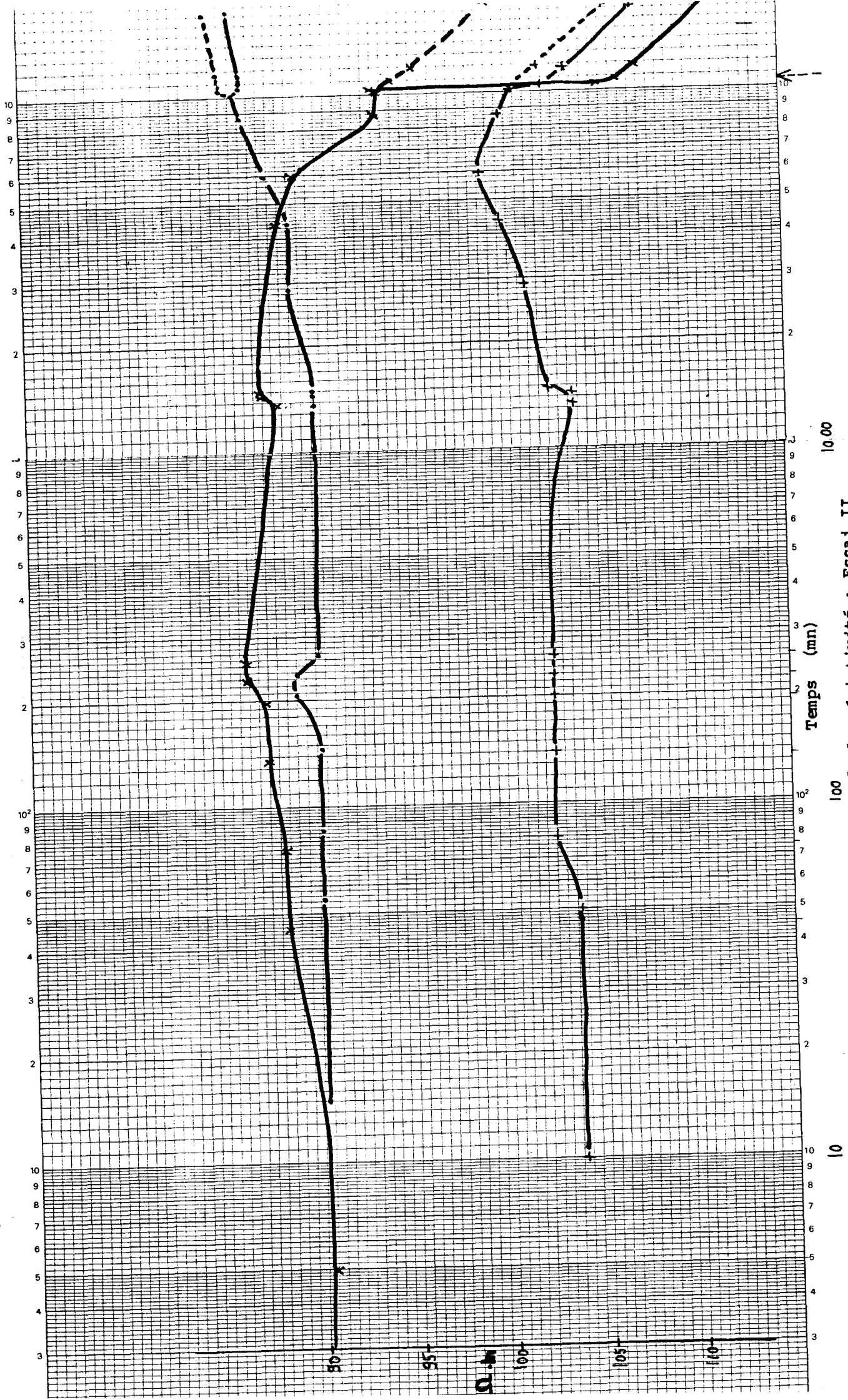
Lors de ce premier essai, nous ne disposions que d'un seul jeu de quatre électrodes. Par suite des modalités de leur mise en place, le pas de temps entre les mesures a donc été assez grand. Nous avons donc choisi de suivre les variations de la résistivité du seul niveau supérieur (A).

La figure 18 montre cette évolution suivant une représentation semi-logarithmique :



- *-*-* A
- +--+ B
- C

Figure. 19



Evolution de la résistivité : Essai II

- Axe des abscisses : logarithme du temps

$\log (t)$

avec } t en minutes

} t_0 : instant du déversement

- Axe des ordonnées : Résistivité apparente calculée - valeurs décroissantes

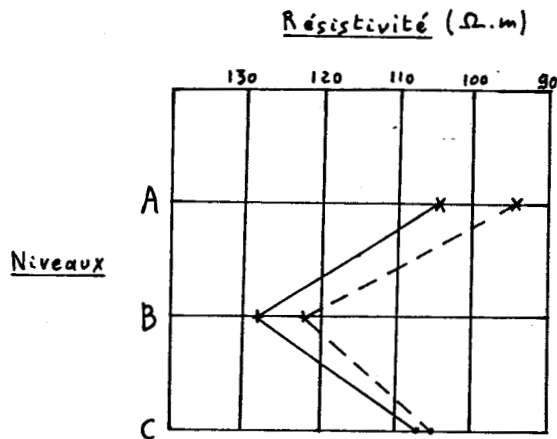
ρ_A

avec } ρ_A en Ωm

2. 4. Conclusion.

Ce premier essai montre que le déversement se traduit par une variation relativement faible mais cohérente de la résistivité. Un minimum s'observe, correspondant à l'humidité la plus forte.

Un profil électrique a été fait au temps t_f (18h30). L'évolution du profil est nette si on le compare avec le profil initial (t_0) :



	t_0	t_g
A	104.3	94.3
B	127.9	122.1
C	107.5	105.6
Profil	—	- - -

3. ESSAI II

3. 1. Caractéristiques du déversement

- Quantité totale déversée : 200 litres
- Nature de l'eau : Eau de la nappe des sables (chargée) (120 l)
- : Eau de la ville de Béthune (80 l)
- Procédé de déversement : 2 cuves inox
- : charge constante (0,30m) durant 24 heures
- Lamé d'eau infiltrée : 340 mm
- Date et heure : le 6 avril à 11h15

3. 2. Les mesures

Nous disposons pour cet essai des 3 quadripôles complets. Les



Mesure { X en A
+ en B
• en C

— Terramètre ABEM
- - - - - Terracontrôle V

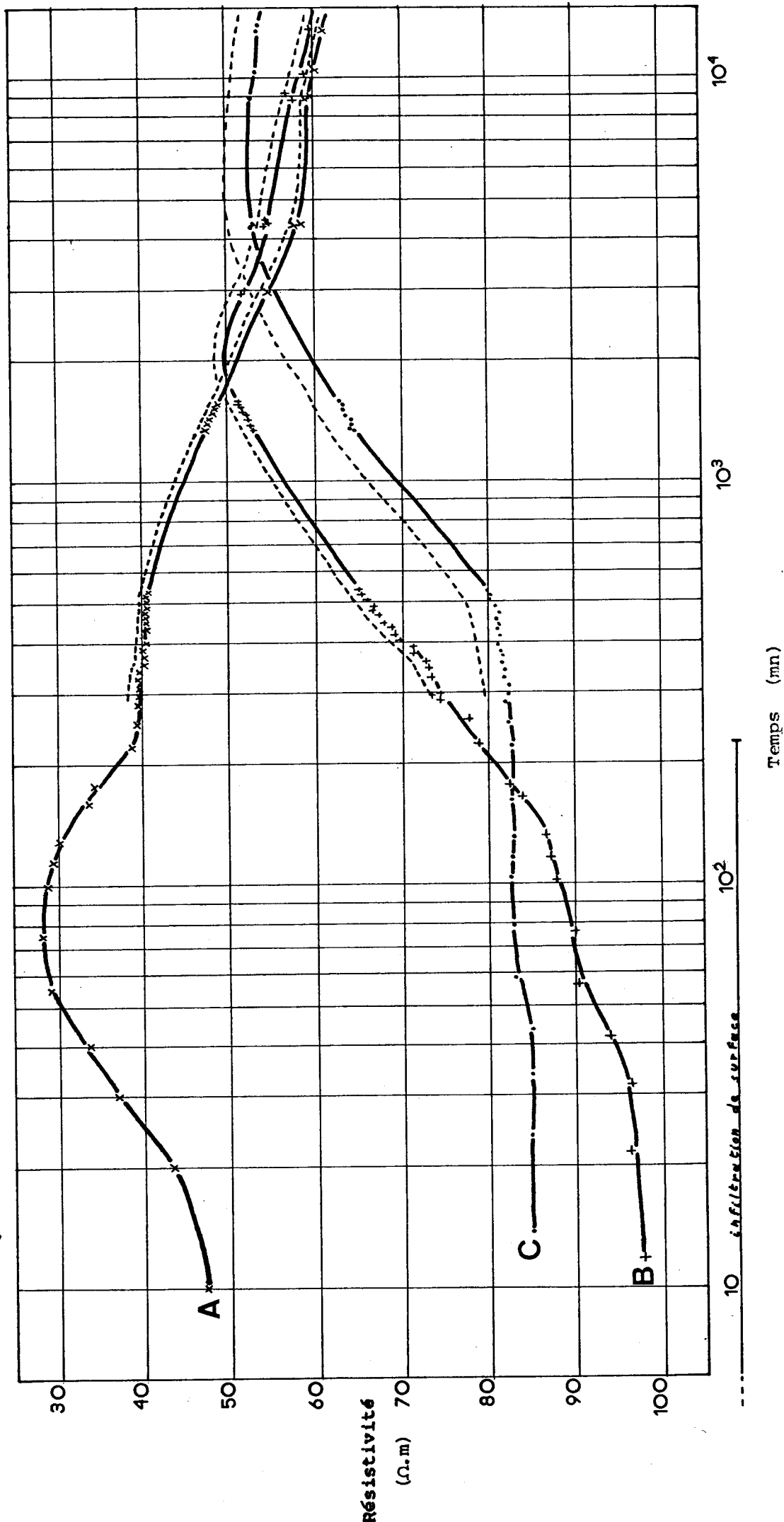


Figure 20

ESSAI III

mesures ont été effectuées sur une période de 12 jours. Les résultats sont représentés à la figure 19.

3. 3. Conclusion

Les courbes (à la même échelle que celle de la figure 18) présentent des variations d'amplitude plus nettes que lors de l'essai I, conséquence probable du volume plus grand du déversement. En réalité, l'infiltration n'a pas été complète, une trentaine de litres sont restés au fond des cuves. L'utilisation d'un mélange d'eaux peut constituer une explication. En effet, l'eau de la ville de Béthune, étant fortement calcaire, a pu provoquer la floculation des argiles en suspension dans l'eau de la nappe des sables et donc favoriser un colmatage de la surface d'infiltration par les argiles.

4. ESSAI III

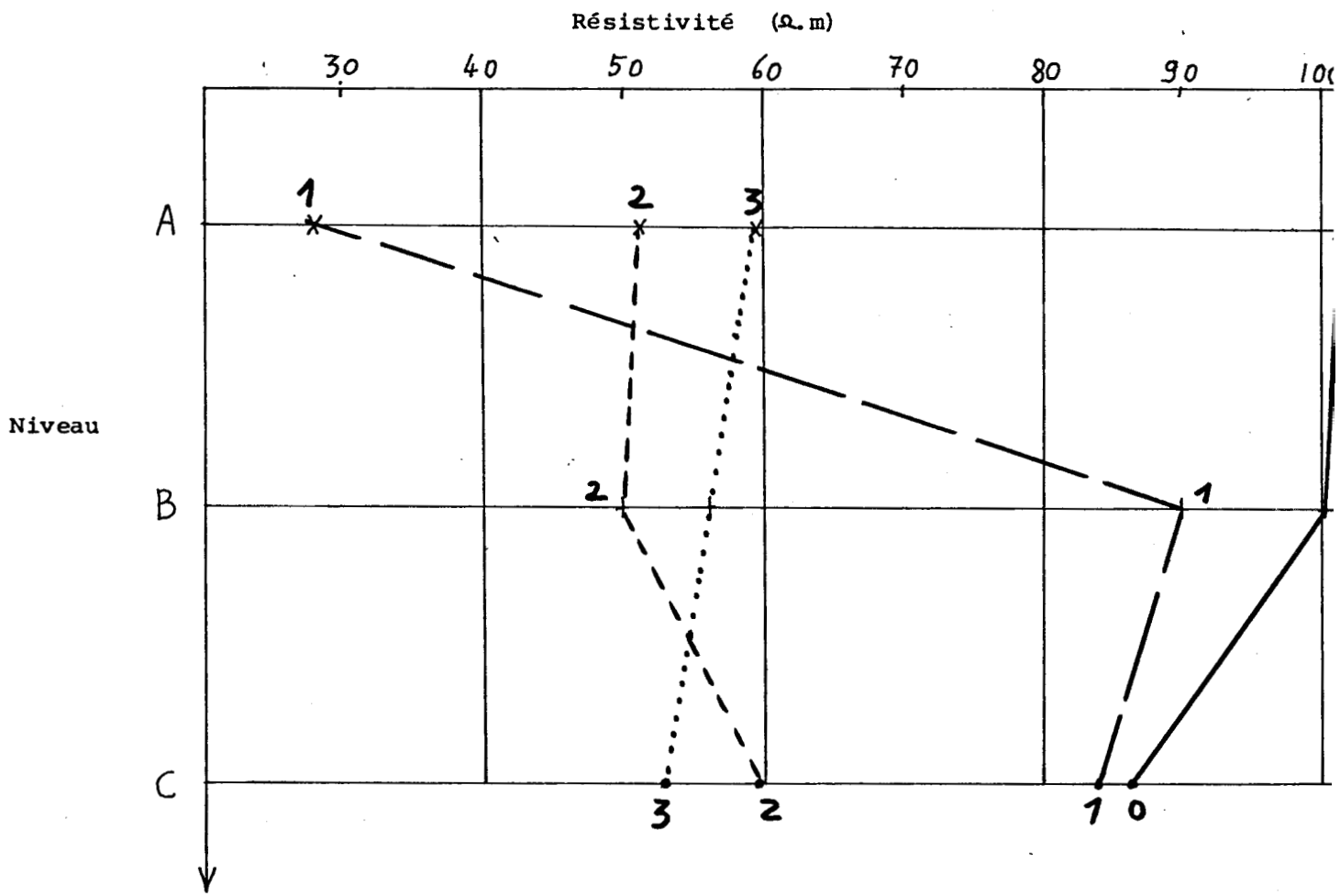
4. 1. Le déversement

- Quantité totale déversée : 625 litres
 - Nature de l'eau : Eau de la ville de Lapugnoy, salée à raison de 8,4 g/l
- Nota:-Nous avons utilisé du sel de route, composé surtout de NaCl, fourni par les Ponts et Chaussées
- Procédé de déversement : En fosse de 2m x 1m x 0,5m, soit 2 m² et 1 m³
: non permanent
 - lame d'eau infiltrée : 312 mm
 - Date et heures : Début : 18 avril à 10h20
Fin : 18 avril à 14h00

4. 2. Les résultats

Des mesures ont été faites régulièrement durant 10 jours aux trois niveaux. Au début, nous avons utilisé le Terramètre ABEM et ensuite le Terracontrôle V ; durant une longue période, les mesures ont été faites simultanément avec les deux appareils afin de voir si les résultats obtenus étaient comparables.

La figure 20 montre les résultats obtenus et permet de constater une très bonne concordance entre les mesures des deux appareils ; il n'existe



Evolution des profils électriques

Figure 21



qu'un léger décalage constant pour un niveau donné.

L'amplitude des variations de résistivité est beaucoup plus importante que lors des essais avec eau claire. Les "maxima" sont bien marqués et cela d'autant mieux qu'ils correspondent à des niveaux proches de la surface

Remarquons enfin que le déversement se traduit par une convergence des courbes de résistivités à environ 2 jours (temps $t : 3.10^3$ mn). A partir de ce moment, l'évolution des résistivités se poursuit de façon quasi parallèle, comme le montre la figure 20; soulignons que cette évolution parallèle a été mesurée, près de 11 jours (du temps $t = 3.10^3$ mn au temps $t = 2.10^4$ mn) ^{durant}.

Nous pensons que cette similitude correspond à la période durant laquelle le sol est à la saturation d'équilibre aux trois niveaux de mesure.

4. 3. Conclusion

L'utilisation d'eau salée a permis d'obtenir des mesures plus précises en provoquant des chutes de résistivités au cours de l'infiltration.

La figure 21 représente 4 profils électriques permettant d'appréhender l'évolution de l'infiltration. Nous avons figuré les valeurs des résistivités au temps initial (avant déversement) ainsi qu'aux temps des "maxima" des courbes de la figure 20. Ces valeurs sont les suivantes :

TEMPS			RESISTIVITES			
Notation	mn		A	B	C	
E_0	0	0	111.3	107.0	86.0	PROFIL 0
$(t_{\max})_A$	80	1h20	28.0	89.5	83.5	PROFIL 1
$(t_{\max})_B$	2000	33h20	51.0	50.0	59.5	PROFIL 2
$(t_{\max})_C$	6000	4j 4h	59.2	56.0	52.5	PROFIL 3

Figure 22

BUS LILLE
Mesure { X en A
 + en B
 : en C

ESSAI IV

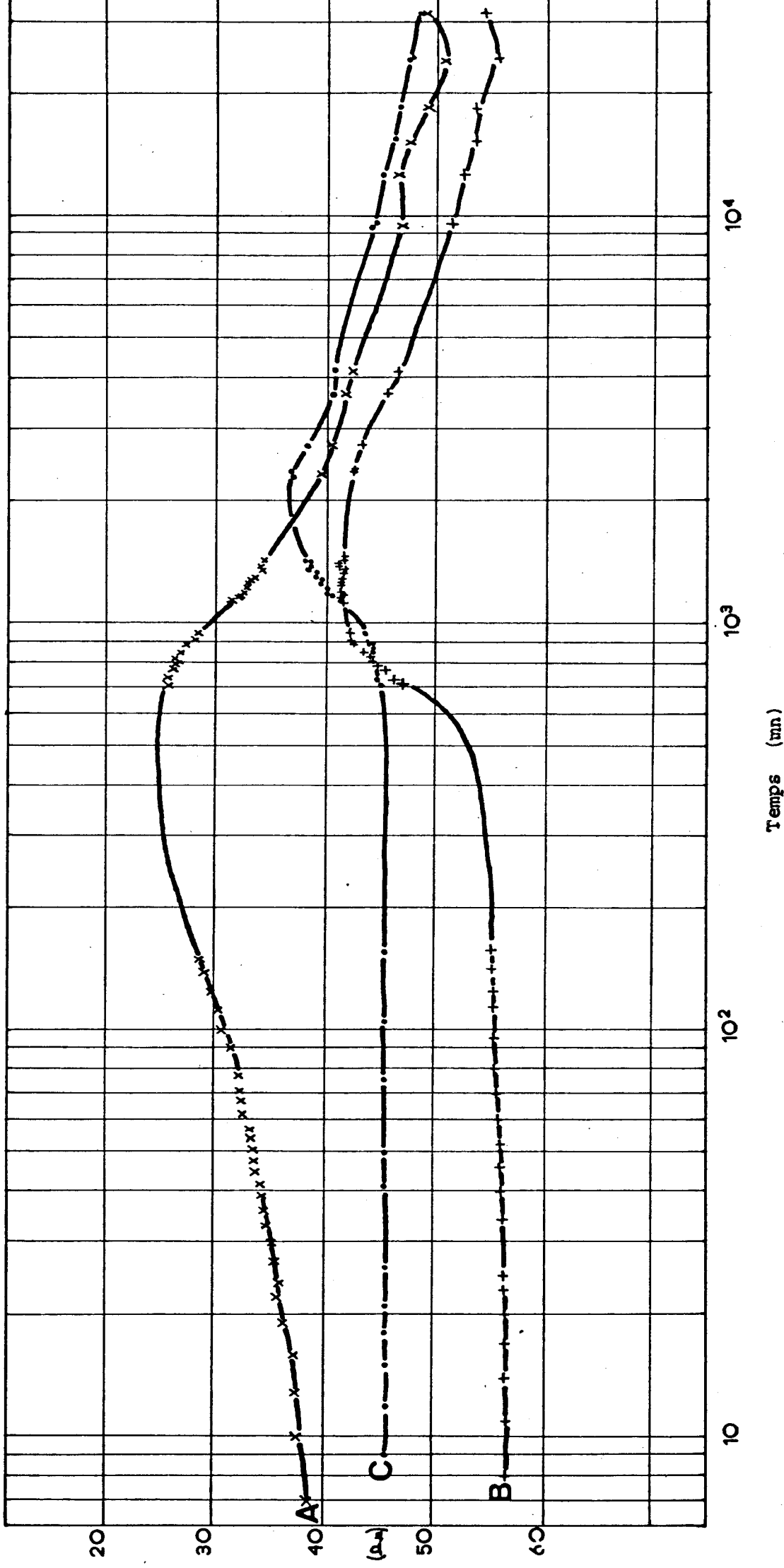
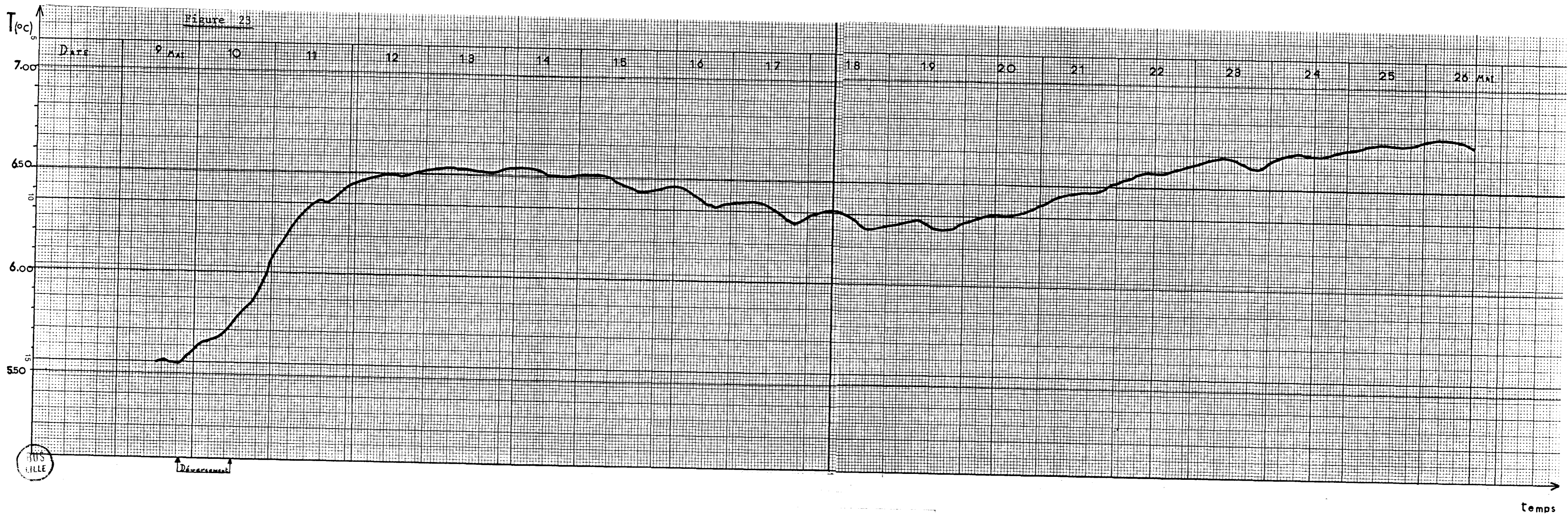


Figure 23



BUS
LILLE

Débarquement

temps

bien marquées et on observe aussi un regroupement des courbes.

La figure 23 reproduit la courbe donnée par l'enregistreur avec une échelle des temps réduite de cinq fois ; le début et la durée du déversement ont été repérés. On peut constater que la température en B (c'est-à-dire à 1,50 m du fond de la fosse et à 2 m du front) a connu des variations journalières (petites ondulations) et une variation plus étalée dans le temps (grande ondulation) ; leur interprétation sera tentée dans le chapitre suivant.

5. 4. Conclusion

Les résultats de ce dernier essai sont cohérents par rapport aux précédents. Une tentative d'interprétation appelle une analyse comparative entre ces essais et, au mieux, la connaissance de la relation existant entre la résistivité apparente et la teneur en eau pour notre sol. Le paragraphe suivant propose un moyen d'approcher cette relation.

6. ETALONNAGE DU TERRACONTRÔLE POUR LA DETERMINATION DE LA TENEUR EN

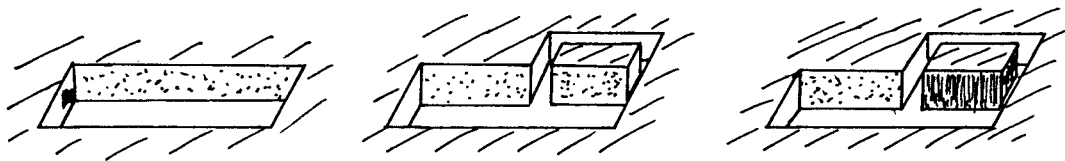
EAU VOLUMIQUE

6. 1. Principe

Nous avons choisi d'étalonner le Terracontrôle en procédant au laboratoire à des essais sur un modèle réduit constitué d'une caisse contenant un prélèvement du sol non reconstitué. Les poids et volumes de l'échantillon et des quantités d'eau déversées peuvent être mesurés. Les mesures de résistivités pour diverses humidités permettent alors d'établir une courbe d'étalonnage : $\rho = f(\theta)$, cela pour une température et une minéralisation données.

6. 2. Prélèvement et mesure

Le prélèvement a été fait en entaillant un flanc de la fosse de déversement du site expérimental suivant un processus schématisé ci-dessous :



Fosse d'injection

Dégagement d'un parallépipède

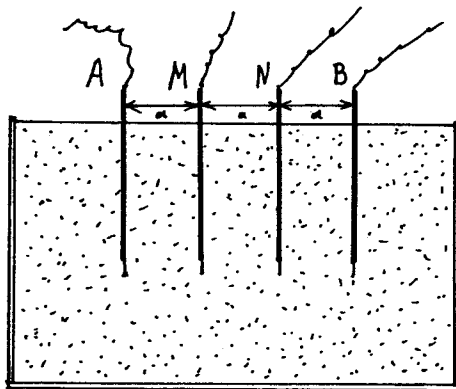
Emboutissage d'une caisse sans fond

Le basculement de la caisse provoque le cisaillement du bloc délogé. Dessus et fond étant fermés hermétiquement, la caisse est amenée au laboratoire.

Le prélèvement a les caractères suivants :

- dimension : 0,60 x 0,385 x 0,35
- volume : 80,85 litres
- cotes extrêmes (m) : (- 0,15)/(- 0,50)
- poids (humidité naturelle) : 146,6 kg

Le dispositif Wenner ($a = 0,10$ m) est placé dans le modèle réduit. Les électrodes sont faites de fil de fer galvanisé isolé sur une vingtaine de centimètres et dégagé à l'extrémité sur 2 cm :



Le quadripôle est relié au Terracontrôle pour les mesures de résistivité.

Nous avons effectué des déversements d'eau non salée par paliers mais sans aller jusqu'à la saturation.

6. 3. Les résultats. Domaine d'application

Le bilan des résultats des pesées avant et après passage à l'étuve est :

- volume total de l'échantillon 80,85 litres
- poids total à l'humidité naturelle146,6 kg
- poids total du sable humide après essais ...148,5 kg
- poids total du sable sec138,5 kg

Nous savons (cf. chapitre II) que le sable est essentiellement composé du quartz, et nous pouvons donc considérer la densité des grains seuls proche de $2,65 \text{ g/cm}^3$. Cette valeur, le poids total du sable sec et le volume de l'échantillon (non remanié) permettent alors d'estimer la

BUS
LILLE

ETALONNAGE DU TERRA CONTRÔLE

POUR LA DÉTERMINATION DE LA TENEUR EN EAU VOLUMIQUE

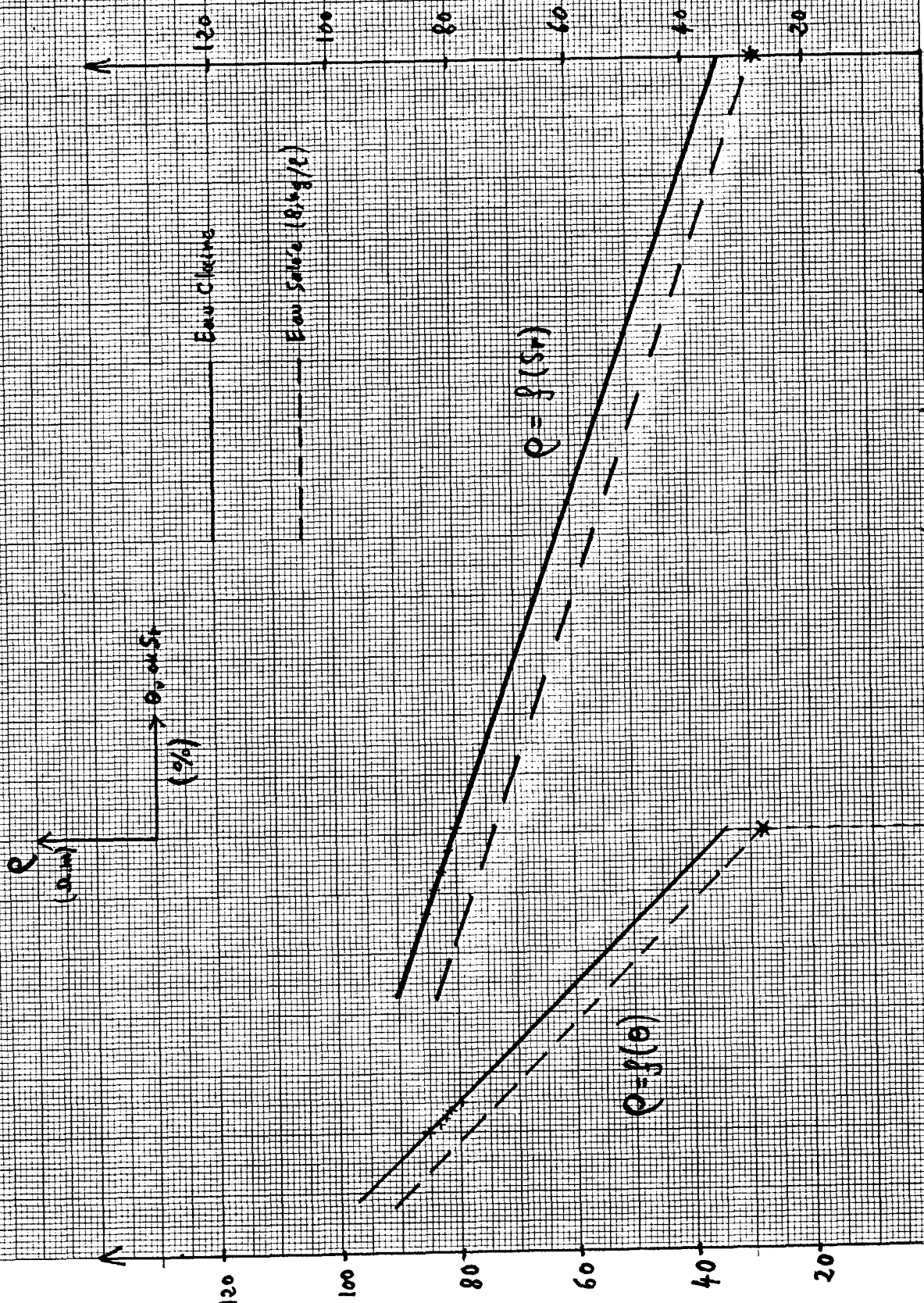


Figure 24

porosité totale à 35 %.

Connaissant les quantités d'eau versées, on en a déduit :

- la teneur en eau volumique naturelle $\theta_{nat} \approx 10 \%$
- l'humidité pondérale naturelle $W \approx 5,8 \%$
- le degré de saturation naturelle $Sr = 28,32 \%$

Les résultats obtenus pour différentes teneurs en eau sont regroupés dans le tableau suivant :

Teneur en eau θ (%)	Degré de saturation Sr (%)	Résistivité ρ ($\Omega\cdot m$)
10.0	28.3	85.3
10.6	30.1	83.7
11.2	31.8	82.8
11.9	33.6	81.9
12.5	35.3	79.7

A partir de ces valeurs sont établies les deux courbes d'étalonnage de la figure 24. Il est clair que le nombre de points figurés est faible. Cependant, les variations de la résistivité avec la teneur en eau sont parfois considérées comme linéaires ; on peut alors tenter une extrapolation en traçant les droites correspondant aux points expérimentaux :

$$\rho = f(\theta)$$

$$\rho = f(Sr)$$

Lors de l'essai III, il y a eu une saturation du terrain qui s'est traduite par des écoulements d'eau aux tubages des électrodes du niveau A. A ce moment, la résistivité du terrain mesurée en A était de 28,1 $\Omega\cdot m$. Si nous reportons cette valeur sur notre figure (*), on peut tracer deux droites qui correspondent aux variations de la résistivité avec eau salée (à la concentration utilisée aux essais III et IV).

La figure 24 présente donc les courbes d'étalonnage du Terracontrôle permettant d'approcher la relation entre la résistivité et la teneur en eau (ou la saturation) pour nos essais à l'eau claire (essais I et II) ou salée à 8,4 g/l (essais III et IV).

CHAPITRE IV

SYNTHESE ET ANALYSE DES RESULTATS

1. INTRODUCTION

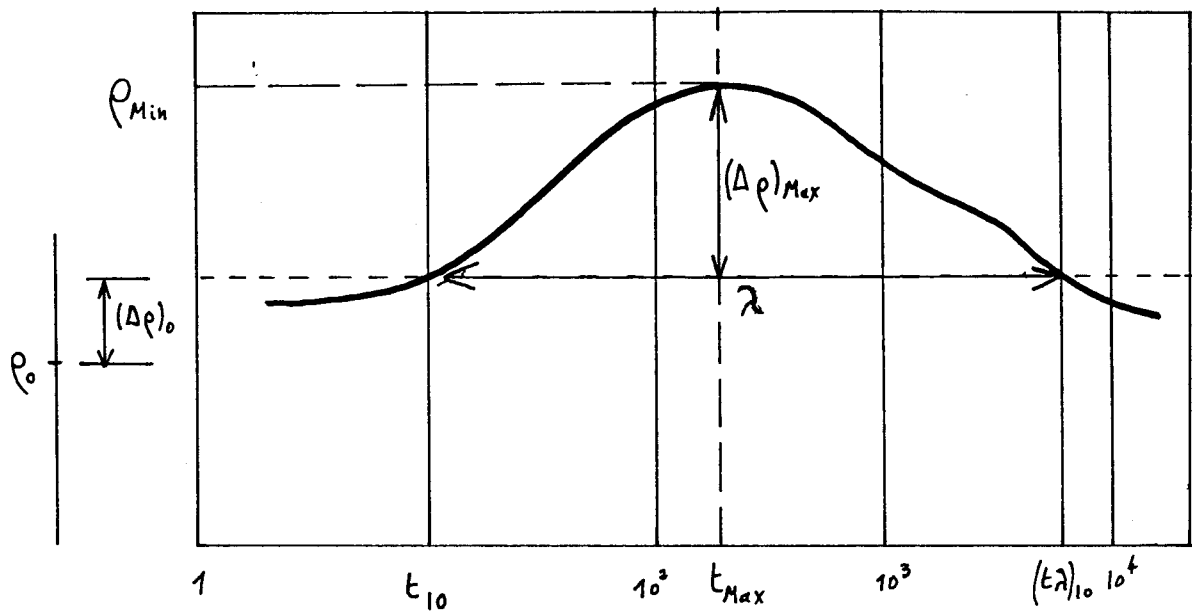
Le chapitre précédent a montré le déroulement de chaque essai et les problèmes qui leur ont été associés.

Compte tenu du nombre de mesures effectuées (environ 800), des variations des conditions de déversement (quantité et profondeur d'injection de l'eau ou de la solution saline) et des conditions de mesures (1 ou 3 niveaux, 2 types d'appareils utilisés), il est apparu nécessaire :

- de ne pas tenir compte de l'essai I (un seul niveau de mesures suivies)
- d'utiliser les résultats du Terramètre ou les résultats corrigés du Terracontrôle (en ajoutant aux mesures A, B, C, respectivement 1, 1.5, 3 Ω .m).
- d'exprimer les résultats en variation de résistivité par rapport à celle mesurée 10 minutes après le début de l'injection (t_{10}) afin d'éviter la chute brutale de résistivité à l'instant du déversement, chute due non à l'arrivée de la solution au niveau considéré mais à l'insertion de l'eau saline dans la partie supérieure du champ électrique qui s'est agrandi d'autant.

Rappelons enfin que la distance entre la surface d'infiltration et le niveau A vaut :

- 0,70 m pour l'essai II
- 0,50 m pour les essais III et IV.



Paramètres d'analyse des courbes

Figure 25

2. LA SYNTHÈSE DES RESULTATS

2. 1. Les résultats des mesures de résistivité

2. 1. 1. Définitions des paramètres caractérisant les courbes de réponse

Afin de comparer nos résultats, nous avons défini des paramètres simples explicités à la figure 25. Par analogie avec les réponses des traçages, nous utilisons les termes de "temps maximum" et "résistivité minimum" qui correspondent aux maxima des courbes du chapitre précédent, tracées suivant une échelle des ordonnées inverse.

On définit :

- L'instant du déversement : t_0
- L'état initial ρ_0 : Résistivité peu avant le déversement
- L'état à $t = 10$ mn : ρ_{10}
Les déversements d'eau salée entraînant instantanément une brusque chute de la résistivité en A, nous avons choisi une référence peu après le déversement.
- L'effet initial : $(\Delta \rho)_0 = \rho_0 - \rho_{10}$
Décalage montrant l'influence du déversement sur les mesures.
- Le maximum des courbes de réponse : ρ_{Min}
Correspondant à la résistivité la plus faible et donc, théoriquement, à l'humidité la plus grande.
- L'amplitude maximum : $(\Delta \rho)_{Max} = \rho_{10} - \rho_{Min}$
- La variation maximale : ρ_{Min}/ρ_{10}
- Le temps du maximum des courbes : t_{Max}
Il correspond à la résistivité minimale
- Le temps (origine t_0) où la résistivité est à nouveau égale à ρ_{10} : $(t_\lambda)_{10}$
- L'étalement : $\lambda = [(t_\lambda)_{10} - t_{10}]$
Temps écoulé entre t_{10} et $(t_\lambda)_{10}$

2. 1. 2. Tableau général des résultats (III)

Il présente les résultats d'une première analyse des courbes de

TABLEAU III

Cote	ρ_0	ρ_{10}	$(\Delta\rho)_0$	ρ_{Min}	t_{Max}	$(\Delta\rho)_{Max}$	ρ_{Min}/ρ_{10}	$(t\lambda)_{10}$	λ
A	91.3	89.7	1.6	86.3	$2,4 \cdot 10^2$	3.4	0.962	$6,2 \cdot 10^3$	$6,19 \cdot 10^3$
					4^H			$\sim 4j 7^H$	$\sim 4j 7^H$
B	103.7	103.7	0	99	$6 \cdot 10^3$	4.7	0.955	$1,4 \cdot 10^4$	$\sim 1,4 \cdot 10^4$
					100^H			$\sim 9j 17^H$	$\sim 9j 17^H$
C	90.2	90.2	0	(≤ 84.8)	$(\gg 1,7 \cdot 10^4)$ $11j 19^H 20mn$	$\gg 5.4$	≤ 0.940	?	?
A	111.3	47.1	64.2	28.1	75	19	0,597	$1,35 \cdot 10^3$	$1,34 \cdot 10^3$
					$1^H 15$				$22^H 20mn$
B	107.1	98	9.1	49.5	$2,2 \cdot 10^3$	48.5	0.505	?	?
					$1j 12^H 40mn$				
C	86.0	85.5	0.5	52.5	$6,5 \cdot 10^3$ $\sim 4j 12^H$	33	0,614	?	?
A	63.3	36.7	26.6	23.8	$4,5 \cdot 10^2$	12,9	0,648	$1,9 \cdot 10^3$	$1,89 \cdot 10^3$
					$7^H 30$				$1j 7^H 30$
B	57.9	55.2	2.7	39.8	$1,4 \cdot 10^3$	15,4	0,721	$2,5 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$
					$23^H 20mn$				$17j 8^H$
C	43.2	42.7	0.5	34.0	$2 \cdot 10^3$	8.7	0,796	$1,4 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$
					$1j 9^H$				$9j 17^H$



résistivités obtenues lors des trois derniers essais et utilise les paramètres définis au paragraphe précédent.

2. 1. 3. Transformation des courbes de réponse

Les courbes de la figure 26 représentent l'évolution de la résistivité rapportée à celle existant au temps t_{10} ($\rho/\rho_{10} = f(t)$) ; elles sont calculées pour les temps suivants (en mn) : 10, 100, 500, 1 000, 4 000, 6 000, 8 000, 10 000, 15 000, et t_{max} .

2. 1. 4. Analyse

Les paramètres et les courbes précédentes permettent de faire les remarques suivantes :

- Les essais avec eau salée (III et IV) se traduisent par des variations très nettement supérieures à celles de l'essai en eau claire (II)

- Les courbes de réponse qui correspondent aux essais III et IV ne sont pas identiques bien que ces deux essais aient des caractères communs (salinité et quantité) ; ceci constitue une propriété du milieu non saturé ; en milieu saturé, les réponses auraient été très proches.

- Lors de l'essai III, l'infiltration s'est propagée plus rapidement que lors de l'essai IV pour atteindre la cote A ; au contraire, ce transfert III a été plus lent que le IV pour atteindre B puis C.

- L'effet initial $(\Delta\rho)_0$ dû au déversement (cf tableau) est d'autant plus important que l'on se trouve près de la surface et il dépend du type d'essai. Ainsi, pour la cote A, ce décalage vaut :

	$(\Delta\rho)_0$
ESSAI II	1.6 $\Omega.m$
ESSAI III	64.2 $\Omega.m$
ESSAI IV	26.6 $\Omega.m$

2. 2. Les résultats des mesures thermiques

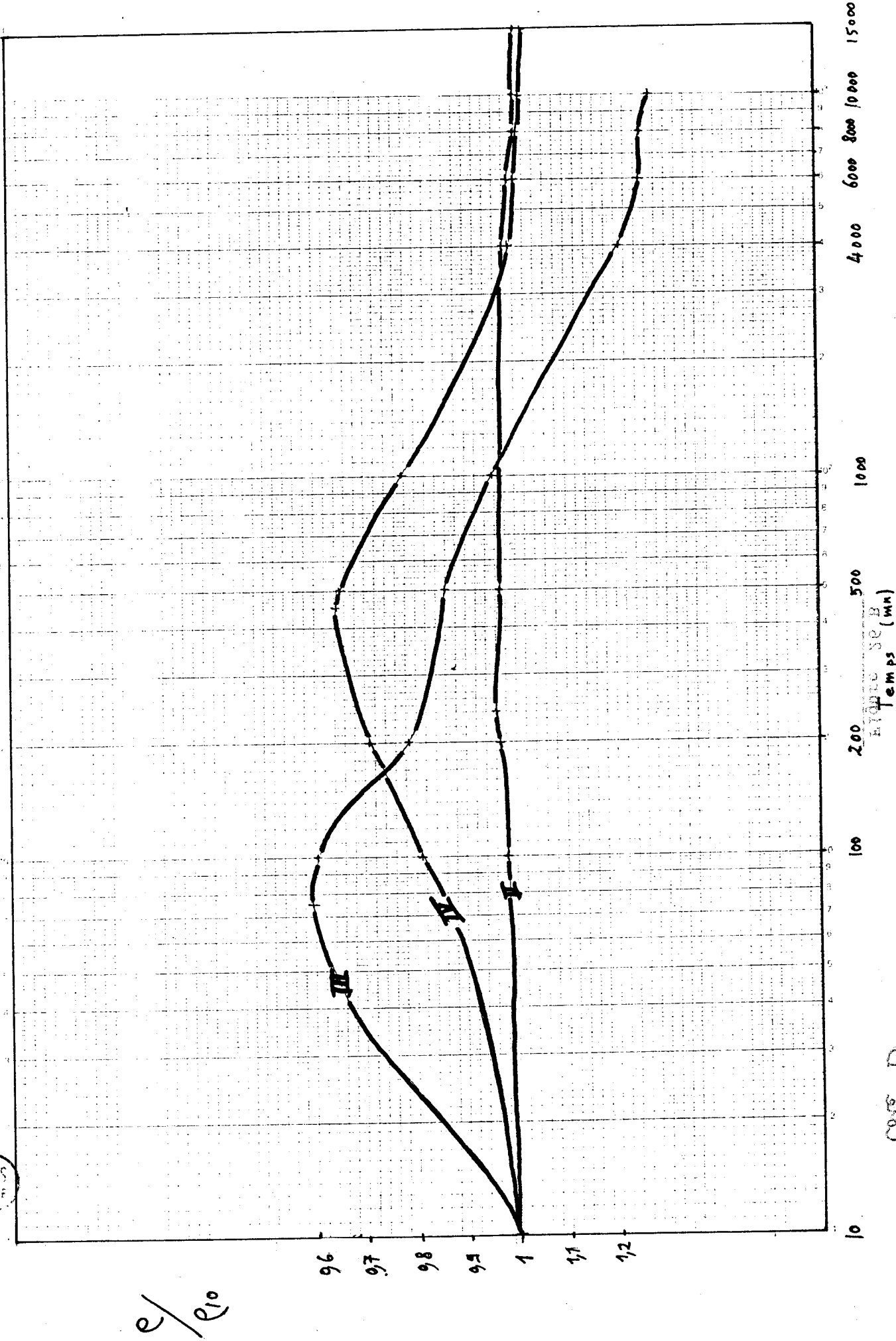
Les enregistrements effectués ne permettent pas de procéder (comme pour la résistivité) à des comparaisons entre les essais.

Rappelons que la validité des mesures demande que le capteur thermique soit en équilibre avec le milieu et, par suite, le temps de réponse

Cote A: (-1,000x La surface 5-4-1)

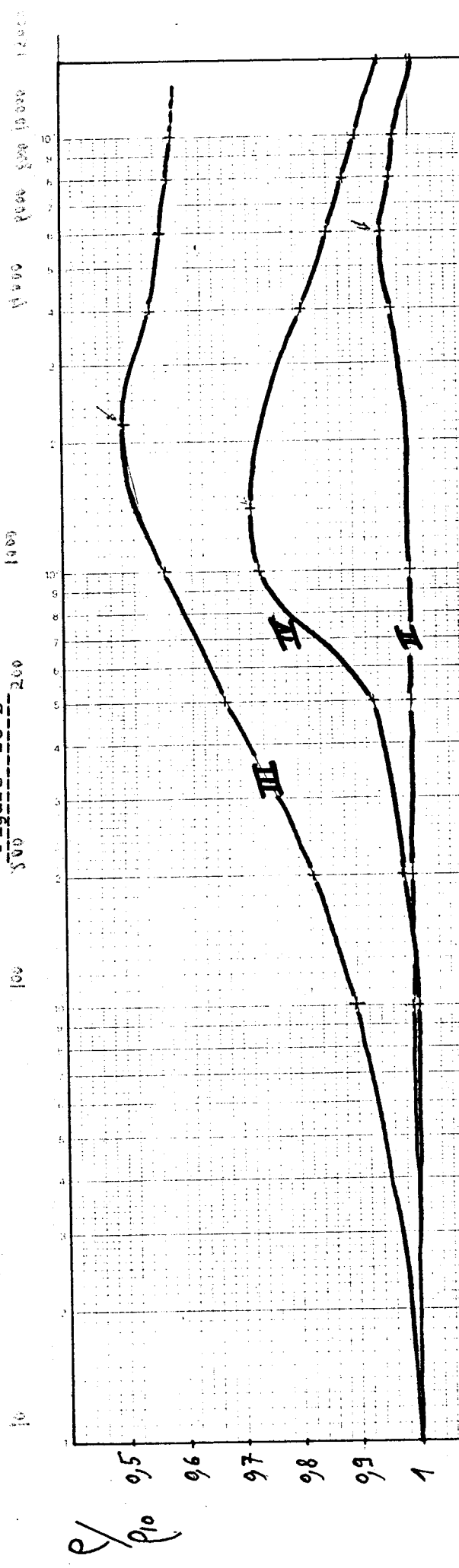
BUS
LILLE

Figure 26 A



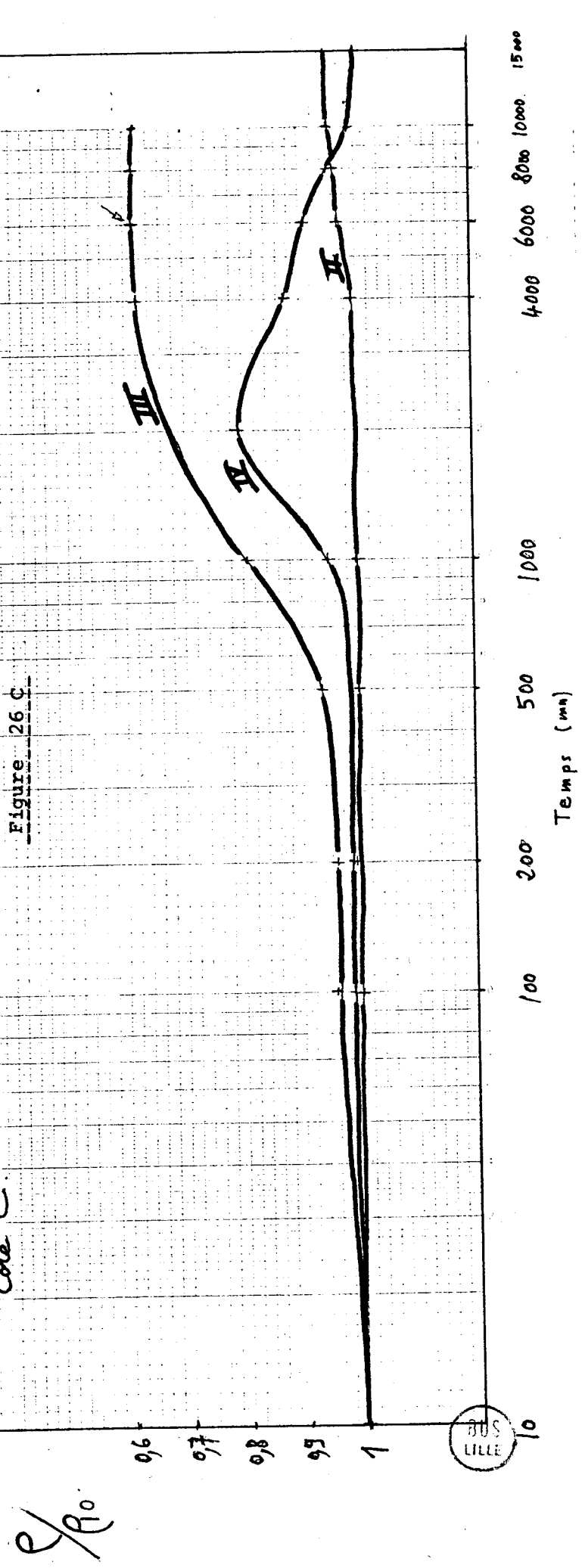
Cote B

Figure 26 B

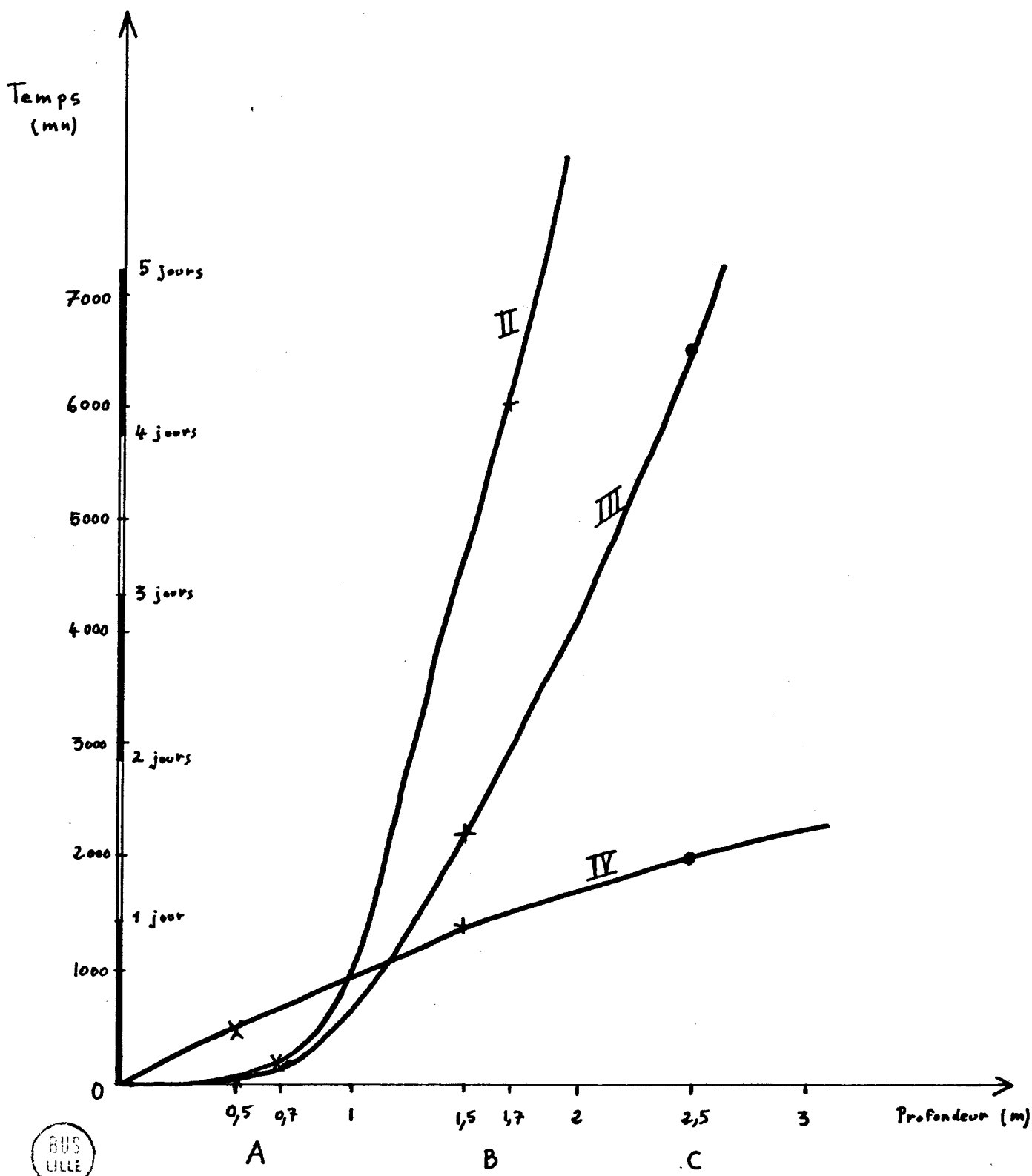


Cote C

Figure 26 C



305
LILLE 10



Relations entre le temps (t_{max}) et la profondeur

Figure 27

peut être assez grand ; pour cette raison, il n'est pas souhaitable (dans notre cas) de changer la sonde de place entre les mesures faites lors d'un même essai. Comme nous ne disposions que d'une sonde thermique, les mesures ont donc été limitées à une seule cote (le niveau B).

Dans ce cadre, notre étude tentera d'analyser la "réponse thermique" en la comparant à des enregistrements effectués en dehors d'une période d'essais, ainsi qu'avec des données climatologiques recueillies (cf infra).

2. 3. Essais d'interprétation

2. 3. 1. Les mesures électriques

a - La relation temps / profondeur

Nous connaissons les valeurs des "temps maxima" (cf 2. 1.)

et tableau

	ESSAI II	ESSAI III	ESSAI IV
COTE A	240 mn	75 mn	450 mn
COTE B	6000 mn	2200 mn	1400 mn
COTE C	17000 mn	6500 mn	2000 mn

La figure 27 représente les relations existant entre les temps maxima et la cote correspondante.

Pour chacun des essais, on observe que la courbe est différente ; d'allure exponentielle pour II et III, la courbe est inverse pour l'essai IV. Nous pouvons remarquer aussi que les essais avec eau salée correspondent à des vitesses plus rapides que ceux avec eau claire. Cependant, la figure 27 montre que plus l'essai est ancien, plus la vitesse d'écoulement est lente.

Une explication de la différence entre l'essai avec eau claire (II) et ceux avec solution salée (III et IV) serait qu'il s'est créé un courant de densité par la présence de sel, donnant aux transferts III et IV une vitesse plus élevée.

Les courbes de mesure de la résistivité ont montré (cf chapitre III) une convergence correspondant vraisemblablement à des états hydriques voisins. D'autre part, les déversements ont été effectués à des dates relativement proches et nous avons pu constater que, pour les niveaux B et C, la résistivité initiale est, pour un essai donné, plus faible que pour le précédent.

Ceci signifie alors que le milieu est plus humide d'essai en essai. Par suite, la saturation locale se fait plus rapidement et l'excès de solution s'écoule plus vite vers le bas ; en effet, plus la teneur en eau est grande, plus la pression capillaire est faible et donc l'écoulement gravitaire facilité.

b - La vitesse d'infiltration

A partir des courbes précédentes, on peut estimer approximativement la vitesse d'écoulement vertical, calculée entre différentes cotes sous la surface d'infiltration :

COTE ESSAI	de 0,5 à 1m	de 1 à 1,5m	de 1,5 à 2m	de 2 à 2,5m
	II	0,75m/j	0,20m/j	0,19m/j
III	1,10m/j	0,46m/j	0,37m/j	0,31m/j
IV	1,45m/j	1,60m/j	1,80m/j	1,95m/j

Nota : Les vitesses sont données en mètres par jour.

2. 3. 2. Les mesures thermiques

a - Comparaison avec le relevé des températures sous abri

Afin de vérifier si la réponse thermique (essai IV) n'est pas due simplement aux fluctuations naturelles de la température aérienne, il nous a paru intéressant de comparer les enregistrements de température en profondeur avec les relevés sous abri. Voulant d'autre part interpréter les petites ondulations journalières, nous avons cherché à connaître les

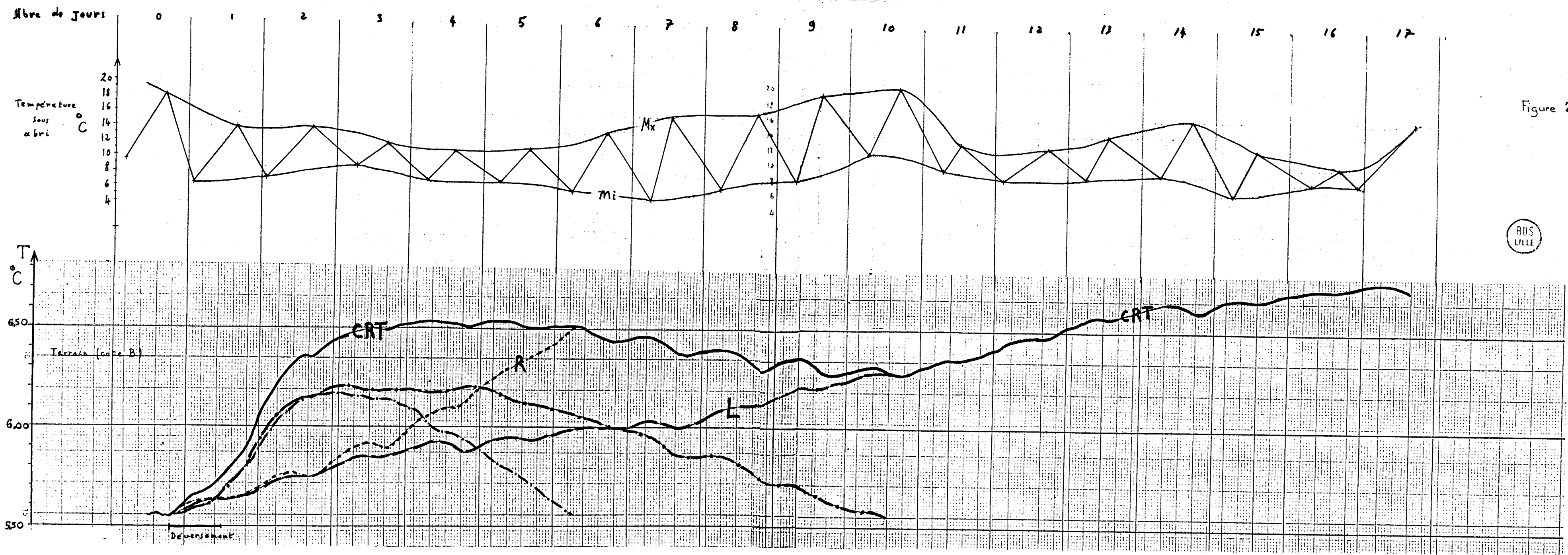


Figure 28



maxima et minima journaliers des températures sous abri. Il s'avère que la station météo la plus proche pouvant donner ces indications (au 1/10 de °C) est celle de Lesquin.

Sont représentés à la figure 28 :

- la courbe de réponse thermique - CRT - (essai IV, niveau B)
- les extrêmes des températures à Lille-Lesquin

Comparaison des variations interjournalières

Une comparaison de la CRT, soit avec les minima, soit avec les maxima à Lesquin montre que les variations de température ne se font pas dans le même sens. Au contraire, les variations des maxima (courbe Mx) et des minima (courbe mi) sont inverses de celles de la CRT.

Il est donc possible de conclure que le déversement d'eau chaude a provoqué une élévation de température du terrain enregistrée à la cote B.

Comparaison des variations journalières

Au cours d'une journée, les variations sous abri présentent un minimum situé entre 2h et 8h (heures locales) et un maximum entre 13h et 17h. Pour la période du 9 au 26 mai, l'amplitude moyenne des variations journalières a été de 9°C.

Quant à l'enregistrement en profondeur (1,5m du fond de la fosse et 2 m du front), il montre des variations journalières d'amplitude maximum égales à 0,08°C, soit un amortissement des variations extérieures suivant un facteur supérieur à 100.

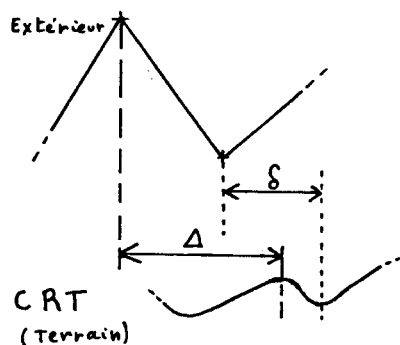
Les minima de la CRT sont situés entre 14h et 20h, les maxima entre 6h et 10h.

Les températures les plus faibles dans le terrain se situent pratiquement aux heures où elles sont les plus élevées à l'extérieur et inversement. Il semble donc que :

- Les variations journalières enregistrées (petites ondulations de la CRT) ne sont pas les résultats des réchauffements et refroidissements de matériel placé à l'air libre (cable, pont thermique).

- Par suite, les correspondances entre les courbes extérieures peuvent être interprétées : pour une journée donnée (et pour la période

correspondant aux enregistrements) il existerait un retard du minimum de température en B (courbe CRT) par rapport au minimum thermique extérieur (cf courbe mi et δ sur croquis ci-contre) ; la moyenne de décalage calculée sur un mois est d'environ 12h. D'autre part, le décalage moyen entre maximum extérieur et maximum correspondant du terrain est par contre toujours plus grand (Δ) ; sur la même période, il est d'environ 17 heures. Il semblerait donc que, pour cette période, le terrain se refroidit plus vite qu'il ne se réchauffe sous l'effet des variations extérieures.



b - Comparaison avec l'évolution en dehors des essais

Nous souhaitions connaître la part de l'augmentation de température due au seul déversement. Cependant, il n'a pas été possible d'enregistrer la température en un point situé à la même profondeur que le niveau B, mais non influencé par l'essai (nous disposons d'une seule sonde)

Nous proposons donc de situer l'évolution thermique naturelle du niveau de B entre les deux évolutions extrêmes enregistrées (hors essai) : la température de B est ainsi établie entre une évolution lente (L) et une évolution rapide (R) (cf figure 28).

La variation de température due au seul déversement est extraite en procédant à deux différences :

- différence entre la CRT et une évolution lente de la température (gradient faible : courbe L de la figure 28) ; on obtient la courbe CRT-L.
- différence entre la CRT et une évolution rapide (gradient élevé : courbe R de la figure 28) ; on obtient la courbe CRT-R.

La première des deux courbes obtenues présente un étalement important et un maximum au temps $t = 58$ heures. La seconde, d'étalement plus faible, a son maximum au temps $t = 53$ heures. Le temps maximum (t_{\max}) serait donc compris entre 53 et 58 heures.

c - Conclusion : corrélation avec la mesure de la résistivité en B

Le temps maximum obtenu lors de l'essai IV par mesure de la résistivité a été en B : $t_{\max} = 1\ 400$ mn, soit environ 23 heures (cf fig 26 B $\rho_{\phi} = f(t)$). Il existerait donc un décalage de 30 heures avec le maximum

déduit de la réponse thermique (CRT-R). La méconnaissance des variations réelles de température, au même moment, à la même profondeur mais hors du site du déversement, rend difficile l'avance d'une explication. Le problème se pose donc : La propagation de la chaleur en milieu polyphasique discontinu (terrain non saturé) est-elle réellement plus lente que la propagation des concentrations et que celle du front d'humidité ?

Ou bien, la différence ne peut-elle pas venir des types de mesures ? En effet, la mesure de la température est ponctuelle alors que celle de la résistivité est plus étendue. Cela signifierait que la maximum de conductivité enregistré à un niveau ne correspondrait pas nécessairement au maximum de concentration de la solution à ce niveau.

CONCLUSION GENERALE

Cette étude, même limitée, d'un milieu poreux non saturé a montré que la réalisation d'essais in situ demande la mise en oeuvre de moyens techniques souvent longs et délicats à adapter, voire à créer de toutes pièces.

Certaines améliorations pourraient en particulier être envisagées dans la mesure de la résistivité : la fabrication d'électrodes multiples et la diminution des écartements faciliteraient la multiplication des niveaux de mesure et permettraient une détermination plus ponctuelle de la résistivité.

En vue d'un étalonnage direct du terrain entre la résistivité et la teneur en eau, mais aussi pour la réalisation d'un modèle d'écoulement, il conviendrait de compléter le site avec une batterie de tensiomètres et un humidimètre à neutrons.

L'objectif essentiel de cette étude était d'essayer de réaliser des traçages en milieu non saturé au moyen de méthodes physiques, notamment par adaptation des méthodes électriques de géophysique. L'utilisation de méthodes thermiques pouvant également se révéler intéressante, une première expérience a pu être réalisée mais assez tardivement (livraison de matériel) ; les premiers résultats, positifs, incitent à développer et affiner la méthodologie de ces essais thermiques. Il conviendrait cependant de les étendre à des périodes plus longues et en différentes saisons.

Qu'elle soit basée sur des procédés géophysiques ou sur des mesures de concentration, pour être complète, la méthode de traçage utilisée devrait être étendue à d'autres types de terrains et, plus particulièrement, aux massifs rocheux fissurés, tels les assises crayeuses du Nord, gîte aquifère primordial pour l'alimentation en eau potable, mais souvent très vulnérables vis-à-vis des infiltrations polluantes.



B I B L I O G R A P H I E

Ouvrages généraux

ASTIER J.L. (1971)

Géophysique appliquée à l'hydrogéologie - Masson et Cie - 267 p., 237 fig.

BERTHOIS L. (1975)

Les roches sédimentaires - 1. Etude sédimentologique des roches meubles - Doin - 278 p., 144 fig.

DE MARSILY G. (1976)

Cours d'hydrogéologie - E.N.S. des Mines de Paris - 207 p., 189 fig.

HILLEL D. (1974)

L'eau et le sol - Principes et processus physiques - Vander - 288 p., 88 fig.

Thèses et publications

ANDRIEUX C. (1978)

Utilisation des résistances en platine pour la mesure fine des températures - C.N.R.S. - 27 p., 5 fig.

BERTRAND Y. (1967)

La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées - Bull. de liaison des Labo. Routiers - 172 p.

CASTANY G. et MARGAT J. (1977)

Dictionnaire d'Hydrogéologie - B.R.G.M. - 135 p.

Colloque sur l'emploi des techniques isotopiques dans l'hydrologie des eaux souterraines, Vienne (1974)

Communication de P. COROMPT, R. CORDA, N. CRAMPON, B. GAILLARD, J. GUIZEREX, R. MARGRITA, J. MOLINARI, D. OLIVIER.

Méthode pour la détermination de caractéristiques de transfert de substances polluantes dans les nappes aquifères.

C.E.A. - C.E.N.G. - 17 p., 11 fig.

ELRICK D. (1969)

La diffusion et la dispersion en régime non saturé - Bull. B.R.G.M., III,4 - 5 p., 10 fig.

GAILLARD B. (1976)

Méthode de traceurs pour la détermination des paramètres de transfert de substances en solution dans l'eau des aquifères. Contribution à la délimitation des périmètres de protection des captages d'eau d'alimentation publique
Thèse 3eme cycle, Grenoble - 2. t., 113p., 81 fig.

GAUDET J.P. (1974)

Écoulement transitoire d'eau et de sel dans la zone non saturée. Application à l'étude de la contamination des nappes à surface libre - Thèse 3eme cycle - Grenoble - 136 p., 50 fig.

GUIZERIX J. et MARGRITA R. (1976)

Méthodologie d'étude par traceur des transferts de masses. La houille blanche n° 3/4, 1976 - p. 1987-196, 12 fig.

JEGAT H. (1975)

Étude expérimentale et simulation d'écoulement de fluides miscibles en milieux poreux non saturés - Thèse doc. ing. Grenoble - 129 p., 57 fig.

LALLEMAND-BARRES A. (1970)

La méthode tensiométrique pour l'étude des mouvements de l'eau dans la zone non saturée. B.R.G.M. - 70 SGN 243 HYD.

LALLEMAND-BARRES A. (1971)

Mesure de la vitesse d'écoulement en milieu saturé par les méthodes de traçage - Bull. B.R.G.M., III, n°4 1971, p. 9-15, 4fig.

LALLEMAND-BARRES A. (1972)

La station expérimentale d'étude des mouvements d'eau dans la zone non saturée du Service Géologique National à Orléans - La source - B.R.G.M. - 72 SGN 295 AME

LEVEQUE P. et al. (1973)

Résultats de l'utilisation de la télédétection de l'Oxygène 18 et du Tritium pour l'étude de la marge littorale d'Aquitaine - Bull. Inst. géol. du Bassin d'Aquitaine - 14 - 13 p. 7 fig.

LIVET M. (1976)

Étude hydrogéologique des formations de pente de la butte d'Amance - Labo. des Ponts et Chaussées ; Rapport 52 - 108 p., 126 fig.

MANIA J. (1971)

Contribution à l'étude de la nappe des sables landéniens en Flandres Franco-Belges et dans le Bassin d'Orchies - Thèse de 3eme cycle Lille - 161 p., 29 fig.

MANIA J. (1972)

Hydrogéologie des sables landéniens en Flandres Franco-Belges
Ann. Soc. Géol. Nord, t. XCII, p. 55-56, 10 fig.

MANIA J. (1974)

Expérience d'infiltration artificielle dans les alluvions de l'Escaut à Tournai (Belgique) - B.R.G.M. 74 SGN 136 NPA 36 p., 13 fig.

MEYLAN P. et al. (1977)

Bases physiques de la télédétection, application à l'hydrodynamique des sols.

MOLINARI J. (1973)

Les techniques de traceurs dans l'étude des problèmes de pollution - C.E.A. : CENG - 27 p., 24 fig.

MOLINARI J. (1974)

Propagation de la pollution entre le sol et la nappe dans la plaine de l'Est lyonnais

MOLINARI J. (1976)

Interactions avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels - La houille blanche n°3/4 1976 - p. 197-204, 3 fig.

MOLINARI J. et ROCHON J.

Mesure des paramètres de transport de l'eau et des substances en solution en zone saturée - La houille blanche n° 3/4, 1976 - P. 223-242, 26 fig.

MUSY A. (1974)

Contribution à l'étude par simulation des écoulements souterrains en milieu poreux - Thèse Lausanne - 113 p., 23 fig.

MUSY A., MEYLAN P. et MORZIER C. (1977)

L'analyse des caractéristiques des sols par télédétection spatiale en vue de l'aménagement agricole des eaux - Institut de Génie Rural, Lausanne - 7p., 3 fig.

SAUTY J.P. (1977)

Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage - Thèse doct. ing., Grenoble - 157 p., 75 fig.

THONY J.L. (1970)

Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Thèse doct. ing., Grenoble.

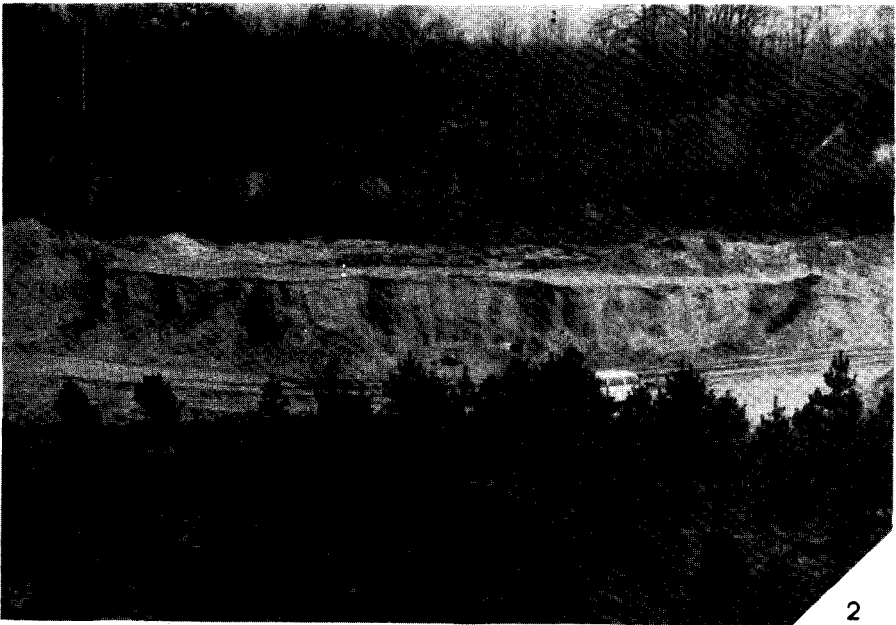
VACHAUD G. (1968)

Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux poreux non saturés - Thèse Docteur-ès-Sciences Physiques, Grenoble.

VACHAUD G. (1969)

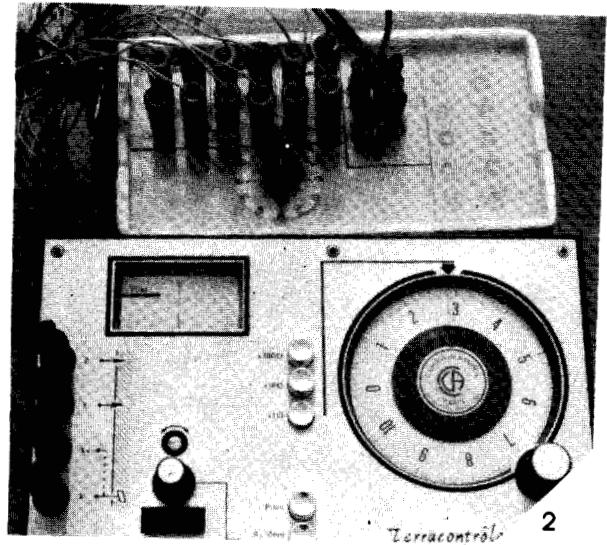
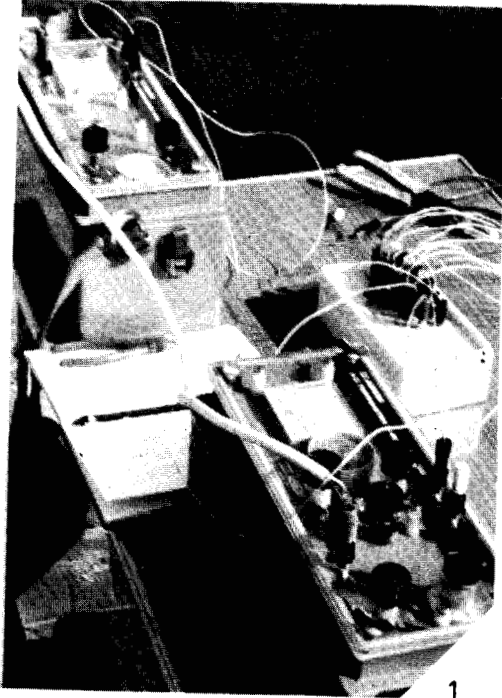
Analyse des profils hydriques et détermination de $K(\theta)$ Bull. B.R.G.M., III, n°4 - p. 101-105, 4 fig.

PLANCHE I



3115
LILLE

PLANCHE II

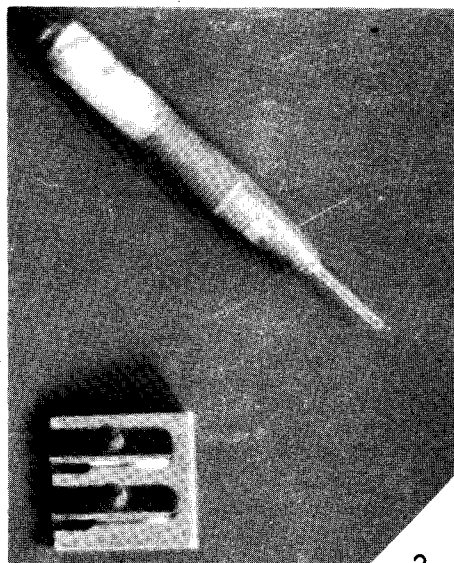


BUS
LILLE

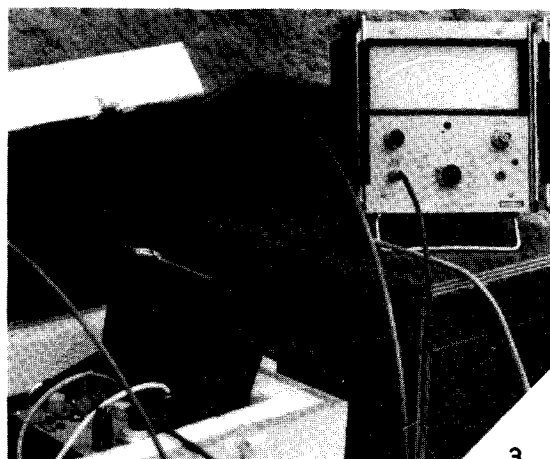
PLANCHE III



1



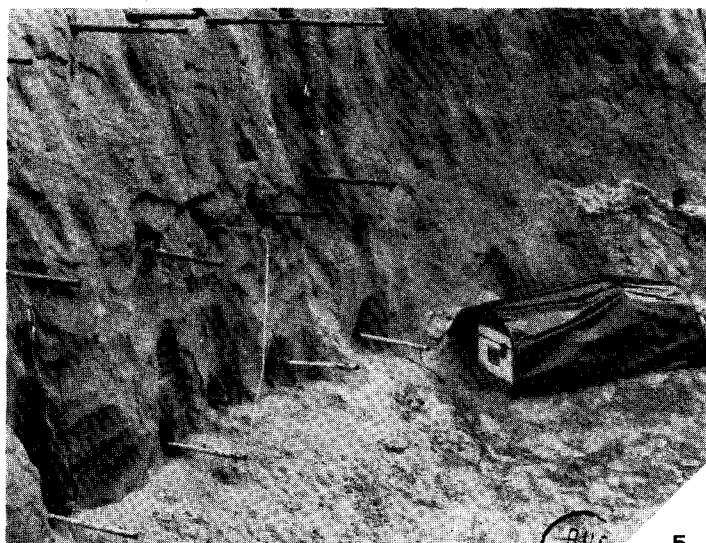
2



3



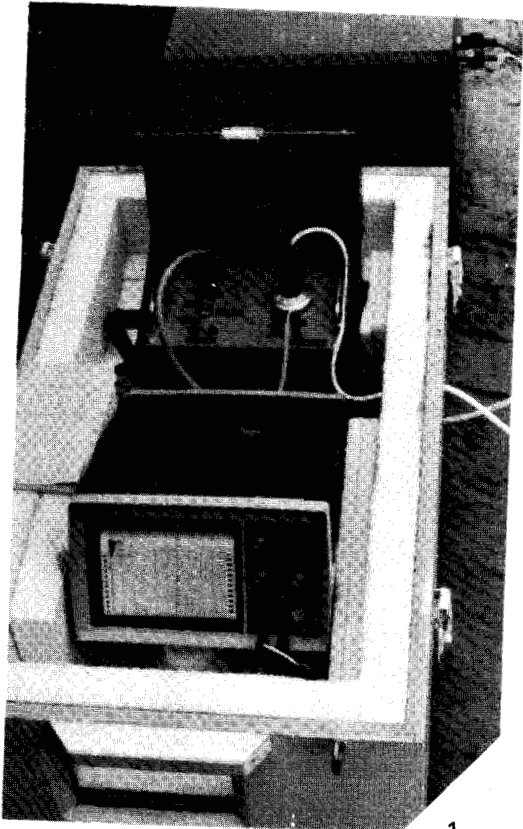
4



ANIS
LILLE

5

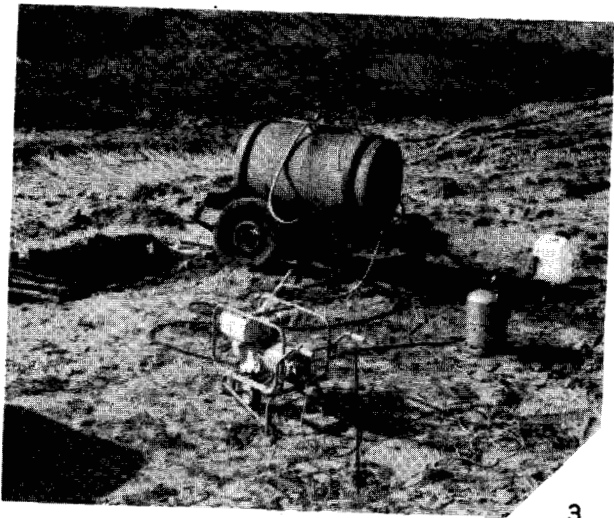
PLANCHE IV



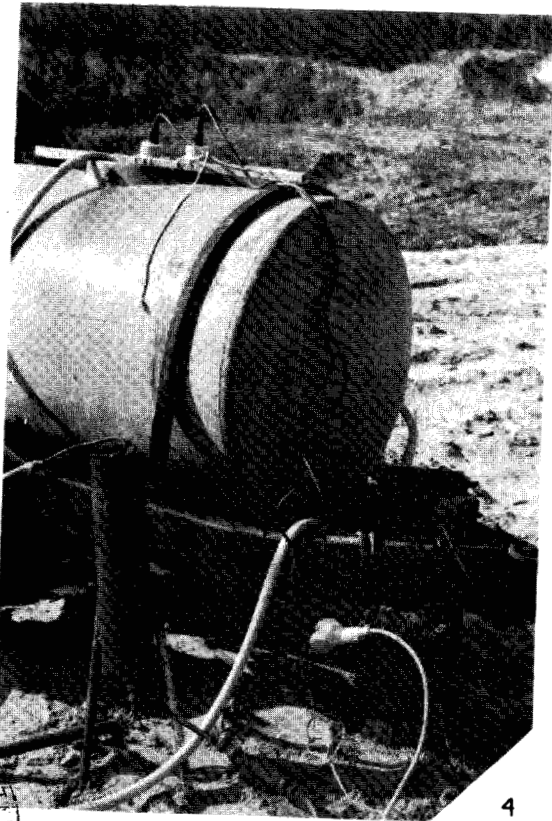
1



2



3



4

