

THESE  
présentée pour l'obtention  
du  
DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE  
à  
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE  
- PARIS 6 -

Spécialité : *Géologie dynamique*

Option : *Science de l'eau*

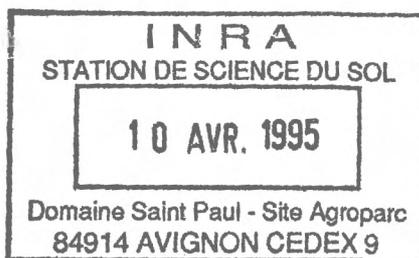
par

JEAN-FRANCOIS ARANYOSSY

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES TRANSFERTS D'EAU  
ET DE SOLUTES DANS LA ZONE NON SATURÉE  
PAR TRACAGE CATIONIQUE ET ISOTOPIQUE

Soutenue le *1er septembre 1978* devant la Commission composée de :

M. ROGNON Pierre	<i>Président</i>
M. FONTES Jean-Charles	<i>Examineur</i>
M. BONNET Marc	<i>Examineur</i>
M. COLOMBANI Jacques	<i>Examineur</i>
M. LETOLLE René	<i>Examineur</i>
M. LENEUF	<i>Invité</i>



*A Françoise  
et Camille*

## AVANT-PROPOS

-----

Avant d'entamer l'exposé de ce mémoire, qu'il me soit permis de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation et qui ont accepté de le juger :

- Monsieur le Professeur ROGNON, responsable du D.E.A. fédéral de pédologie qui m'a fait l'honneur d'accepter la présidence du jury ;
- Monsieur le Doyen LENEUF, professeur à l'Université de Dijon pour l'intérêt qu'il a bien voulu porter à mon étude ; qu'il me permette de lui adresser mes plus vifs remerciements ;
- Monsieur FONTES, Maître de conférence à la Faculté des sciences d'Orsay, rapporteur de cette thèse, qui m'en a proposé le sujet. En me guidant, me conseillant tout au long de l'exécution de ce travail, aussi bien sur le terrain que lors de la rédaction du manuscrit, il fut l'artisan principal de ma formation de chercheur. Qu'il veuille recevoir l'expression de ma très sincère reconnaissance ;
- Monsieur BONNET, Chef du Département hydrogéologie du B.R.G.M. qui, en m'accueillant dans son service, a permis la réalisation de ce travail ; qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude ;
- Monsieur LETOLLE, professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, pour le soutien qu'il m'a toujours apporté durant les années passées au Laboratoire de géologie dynamique ;
- Monsieur COLOMBANI, Directeur de recherche à l'ORSTOM, chef de la mission Tunisie, m'a fait le plaisir d'accepter de juger ce travail ; qu'il en soit très sincèrement remercié.

Je tiens également à exprimer toute ma reconnaissance envers les organismes qui, grâce à leur collaboration, ont permis la réalisation de ce travail :

- le C.N.R.S. ;
- l'équipe des milieux poreux non saturés animée par G. VACHAUD à l'Institut de Mécanique de Grenoble et particulièrement J.P. GAUDET qui m'accorda avec gentillesse une partie de son temps pour m'initier aux techniques de l'humidimétrie neutronique et de tensiométrie ;
- le Laboratoire de contrôle des eaux de la ville de Paris, son directeur, M. MONTIEL et J. CARRE qui m'ont aidé et conseillé pour le dosage des traceurs cationiques ;

- l'ORSTOM et sa mission en Tunisie. L'accueil chaleureux que m'a réservé toute l'équipe de l'antenne de Gabès fut pour moi d'un grand réconfort. C'est avec grand plaisir que j'exprime toute mon amitié à MM. BOURGES, PONTANIER, ZANTE, ESCADAFAL ainsi qu'à leurs familles ;
- la Direction des Ressources en Eaux de Tunisie et son directeur, M. ZEBIDI, pour tout l'intérêt qu'il a porté à cette étude. Je remercie MM. A. MAMOU et AL FERSI de l'antenne de la D.R.E.S. à Gabès pour toute l'assistance qu'ils ont apportée au projet.

Enfin, je tiens particulièrement à exprimer toute ma reconnaissance envers le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et son Département d'hydrogéologie sans le soutien desquels il ne m'aurait pas été possible de mener à bien ce travail.

L'aide, les discussions fructueuses que j'ai pu avoir avec MM. LANDREAU, SAUTY, Mme LALLEMAND-BARRES et G. BRÖSSIER ont été pour moi d'un précieux secours.

Merci aussi à Melles BOUSSETON et GIEN et à Mme PAQUIN qui ont réalisé la frappe de ce mémoire.

Je ne saurais oublier, enfin, tous ceux qui au Laboratoire de géologie dynamique m'ont aidé tout au long de ce travail : M. DRAY qui a participé à toutes les expériences, A. FILLY pour l'initiation au dosage de l'oxygène 18, C. JUSSERAND pour son aide dans la recherche bibliographique et pour les discussions qui en suivirent, J.F. SALLIEGE pour le dosage du tritium et F. MELIERES pour les analyses du sol aux rayons x.

ooooo  
ooo

## SOMMAIRE

pages

<u>INTRODUCTION</u> .....	
<u>CHAPITRE A : CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES DANS LES SOLS NON SATURES</u> .....	
A.1. L'EAU DANS LE SOL NON SATURE .....	
A.1.1. Rappel des paramètres fondamentaux .....	
A.1.1.1. La porosité .....	
A.1.1.2. La densité apparente .....	
A.1.1.3. L'humidité pondérale .....	
A.1.1.4. L'humidité volumique .....	
A.1.2. Caractères fondamentaux de la matrice .....	
A.1.2.1. La texture .....	
A.1.2.2. La structure .....	
A.1.2.3. La surface spécifique .....	
A.1.2.4. La nature minéralogique .....	
A.1.3. Les états de l'eau dans le sol .....	
A.1.3.1. Les divers types d'eau .....	
a) l'eau gravitaire .....	
b) l'eau de rétention .....	
c) l'eau de constitution .....	
A.1.3.2. L'état énergétique de l'eau .....	
a) potentiel gravitationnel .....	
b) potentiel de pression .....	
c) potentiel osmotique .....	
d) potentiel total .....	

A.1.4.	La circulation de l'eau dans le sol .....	
A.1.4.1.	Le transfert par convection .....	
a)	dans la zone saturée .....	
b)	dans la zone non saturée .....	
A.1.4.2.	Détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol .....	
a)	la relation $\psi(\theta)$ .....	
b)	la relation $K(\theta)$ .....	
c)	la diffusivité .....	
A.1.4.3.	La dispersion de l'eau .....	
A.2.	LE COMPORTEMENT DES SOLUTES .....	
A.2.1.	Transfert de soluté sans interaction avec la matrice ..	
A.2.1.1.	Transfert par convection .....	
A.2.1.2.	Les phénomènes de dispersion .....	
a)	la diffusion moléculaire .....	
b)	la dispersion cinématique .....	
c)	les équations de la dispersion .....	
A.2.2.	Interactions du soluté avec la matrice .....	
A.2.2.1.	Les interactions entre le soluté et le substratum .....	
a)	la filtration .....	
b)	l'adsorption physique .....	
c)	l'adsorption chimique .....	
d)	l'échange d'ions .....	
e)	la précipitation colloïdale .....	
f)	les isothermes de fixation .....	
A.2.2.2.	Interaction mutuelle des substances en solution .....	
A.2.2.3.	Interaction avec la biomasse .....	
A.2.3.	Expression générale du transfert de soluté dans la zone non saturée .....	

CHAPITRE B : PROBLEMATIQUE - METHODOLOGIE .....	
B.1. LE TRACAGE DE L'EAU .....	
B.1.1. Traceurs chimiques .....	
B.1.1.1. Le comportement des ions dans l'eau .....	
a) le potentiel ionique .....	
b) hydratation des ions .....	
B.1.1.2. Le comportement des ions dans le milieu poreux.	
a) influence sur la perméabilité .....	
b) "l'ultrafiltration" .....	
B.1.2. Les traceurs isotopiques .....	
B.1.3. Le multitraçage .....	
B.1.4. Choix des traceurs utilisés .....	
B.2. MOYENS D'INVESTIGATION .....	
B.2.1. L'humidimétrie neutronique .....	
B.2.1.1. Principe .....	
B.2.1.2. Etalonnage .....	
a) la méthode gravimétrique .....	
b) la méthode chimique .....	
B.2.1.3. Limites .....	
B.2.2. Mesure de la charge hydraulique .....	
B.2.2.1 Principe .....	
B.2.2.2. Caractéristiques .....	
B.2.2.3. Avantages et limites .....	
B.2.3. Prélèvement de la solution du sol .....	
B.2.4. Corrélations entre les mesures .....	

CHAPITRE C : INFILTRATIONS EXPERIMENTALES

C.1. EXPERIENCES D'INFILTRATION SUR LE SITE DE GRENOBLE .....	
C.1.1. Installations expérimentales .....	
C.1.1.1. Le terrain .....	
C.1.1.2. Le dispositif .....	
C.1.1.3. Conditions expérimentales .....	
C.1.2. Infiltrations juin 1976 .....	
C.1.2.1. Protocole expérimental .....	
C.1.2.2. Analyse critique des résultats .....	
a) mesures d'humidité et de charges hydrauliques .....	
b) analyses chimiques et isotopiques .....	
1. La première infiltration .....	
2. La deuxième infiltration .....	
C.1.2.3. Conclusions .....	
C.1.3. Infiltrations mars 1977 .....	
C.1.3.1. Modifications de l'installation .....	
C.1.3.2. Protocole expérimental .....	
C.1.3.3. Analyse des résultats .....	
a) mesure d'humidité .....	
b) charge hydraulique .....	
c) restitution des sels .....	
d) restitution du tritium .....	
e) bilan .....	
C.1.3.4. Conclusions .....	
C.2. EXPERIENCES REALISEES SUR LE SITE DU DJEBEL DISSA .....	
C.2.1. Cadre de l'étude .....	
C.2.1.1. Situation géographique et climatique .....	
C.2.1.2. Cadre géologique et morphologie du sol .....	
C.2.2. Installations .....	

C.2.3. Protocole expérimental .....	
C.2.3.1. Le site F .....	
a) 1ère infiltration .....	
b) 2ème infiltration .....	
c) 3ème infiltration .....	
C.2.3.2. Autres surfaces .....	
C.2.4. Résultats et discussion .....	
C.2.4.1. Restitution du rubidium .....	
C.2.4.2. Restitution du lithium .....	
C.2.4.3. Restitution du potassium .....	
C.2.4.4. Variation des teneurs en oxygène 18 .....	
C.2.4.5. Restitution du tritium .....	
C.2.5. Conclusions .....	

<u>CONCLUSIONS</u> .....	
1. Aspect méthodologique : comportement des traceurs .....	
2. Schéma d'interprétation .....	

## INTRODUCTION

Dans les régions à fort déficit pluviométrique, (60 % de la surface de la terre est classée en zones "très arides", "arides" ou "semi-arides") l'implantation ou le développement de l'agriculture est généralement limité par les possibilités d'irrigation. Or, l'eau disponible dans ces zones est souvent salée. Il est alors nécessaire de contrôler en permanence l'humidité et la salinité du sol afin d'éviter la formation de "croûtes de sel" fatales pour les cultures.

La connaissance des mécanismes du transfert couplés de l'eau et des solutés dans la zone racinaire s'avère donc primordiale pour l'agronome afin d'assurer une utilisation rationnelle des ressources en eau.

Pour l'hydrogéologue, l'estimation de la recharge des nappes, soit à partir de plans d'eau, soit à partir de la fraction infiltrée des pluies, nécessite également le contrôle du transfert de l'eau dans la zone non-saturée, (de la partie reprise par évapotranspiration, de la partie stockée, de la vitesse de percolation, etc ...).

Si les problèmes de l'eau apparaissent évidemment cruciaux dans ce type de pays, l'eau des régions tempérées elles-mêmes ne peut plus être considérée comme une ressource inépuisable, et le "rôle épurateur du sol" comme la panacée aux problèmes de stockage de déchets. En effet, les besoins toujours croissants en eau s'accompagnent généralement d'une dégradation des aires d'alimentation des nappes phréatiques par des pollutions, soit intermittentes (déversements accidentels de produits toxiques à la surface du sol), soit systématiques (épandages d'engrais, de pesticides, d'effluents industriels).

Là encore, il est très important de connaître les mécanismes de migration des produits nocifs entraînés par l'eau, d'apprécier les effets de la dispersion, des échanges avec le sol dans le but de prévoir, de contrôler, et d'intervenir pour la protection d'une nappe d'eau souterraine.

C'est dans cette optique que de très nombreux travaux de recherche ont été menés, tant sur le plan théorique (modèles mathématiques d'écoulement d'eau et de sels à travers un milieu poreux) que pratique (infiltrations expérimentales sur colonnes de sol reconstitué en laboratoire). Les expérimentations sur le terrain restent pour le moment en nombre relativement restreint du fait de leur complexité.

Dans ce mémoire, nous présenterons d'abord un rappel des relations eau-sol et des mécanismes de transfert de l'eau et des sels à travers la zone non saturée. Nous passerons ensuite en revue les problèmes posés et les moyens d'investigations. Dans une troisième partie nous tenterons de comparer, sur différents types de sol et de climats, les renseignements apportés par les traçages isotopiques et salins aux mesures hydrodynamiques maintenant classiques (humidité neutronique et tensiométrie).

## CHAPITRE A

---

### CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES DANS LES SOLS NON SATURES

---

#### A.1. L'EAU DANS LE SOL NON SATURE

Le sol non-saturé est un milieu poreux caractérisé par la juxtaposition des trois phases : Liquide-Solide-Gaz.

- Le solide est représenté par les particules du sol (matrice)
- le liquide par l'eau et ses solutés (solution du sol)
- le gaz par l'air du sol et la vapeur d'eau.

##### A.1.1. Rappel des paramètres fondamentaux

Considérons un volume de sol  $V_t$ <sup>(1)</sup> de masse  $M_t$  dans lequel la phase solide a pour masse  $M_s$  et pour volume  $V_s$ , l'eau a pour masse  $M_w$  et pour volume  $V_w$ , l'air enfin, de masse négligeable occupe un volume  $V_a$  (cf. fig. A.1.).

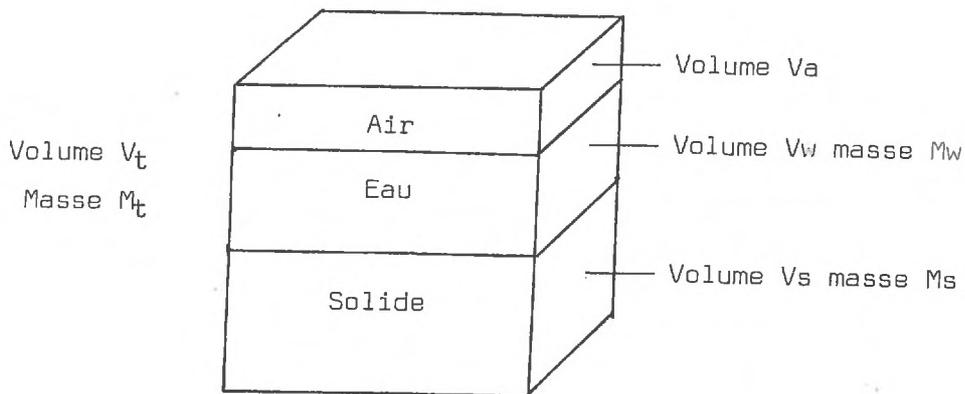


Fig. A.1. : Représentation schématique du sol non saturé

(1) On se situe à l'échelle du Volume Élémentaire Représentatif (BEAR, 1972). Élément de volume petit par rapport à l'échelle d'observation du milieu, mais suffisamment grand par rapport aux grains du sol pour qu'une variation de ce volume n'entraîne pas des variations importantes des paramètres caractéristiques du milieu.

#### A.1.1.1. La porosité

La porosité (ou porosité totale) représente le rapport du volume des vides (volume eau + volume air) sur le volume total :

$$n = \frac{V_a + V_w}{V_t} \quad (1) \text{ dimension : } L^3 \cdot L^{-3}$$

Elle s'exprime généralement en pourcentage ( $n \times 100$ ). Théoriquement invariable, cet indice subit pourtant des fluctuations en cas de rétraction ou d'expansion de la matrice (Ex : argiles gonflantes).

#### A.1.1.2. La densité apparente

La densité apparente (D.A. "densité" apparente humide ou totale) représente le rapport de la masse totale d'un échantillon sur son volume :

$$D.A. = \frac{M_t}{V_t} \quad (2) \text{ dimension : } M \cdot L^{-3} \text{ (c'est celle d'une masse volumique).}$$

Elle est exprimée généralement en  $g/cm^3$ . Sa détermination au laboratoire est délicate car elle suppose le prélèvement d'échantillons intacts, dont la structure ne doit pas être modifiée. Son estimation peut être faite sur le terrain par gammamétrie (KUHN, 1967).

#### A.1.1.3. L'humidité pondérale

L'humidité pondérale (ou teneur en eau pondérale) s'exprime par le rapport de la masse d'eau sur la masse totale :

$$w = \frac{M_w}{M_t} \quad (3) \text{ dimension : } M \cdot M^{-1}$$

C'est une grandeur facilement accessible par la méthode gravimétrique. Cependant des difficultés peuvent apparaître dans le cas de teneurs où les minéraux argileux sont prépondérants ainsi que dans les terrains gypseux (POUGET, 1965).

#### A.1.1.4. L'humidité volumique

L'humidité volumique (ou teneur en eau volumique) :

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (4) \text{ en } cm^3/cm^3 \text{ ou en pourcents } (\theta \times 100).$$

Sa connaissance est nécessaire pour les calculs de variation de stock d'eau, elle s'obtient facilement soit à partir des mesures d'humidité pondérale et de densité apparente, soit par mesures d'humidimétrie neutronique.

D'autres paramètres peuvent être définis à partir de ce modèle simple ; nous les rappellerons dans le tableau A.1. <sup>(1)</sup>

Notons que ces paramètres ne mettent en évidence que des rapports de masse et de volume, chaque phase étant considérée globalement. Ils ne peuvent à eux seuls caractériser l'état d'un sol. En effet, l'arrangement des différentes phases entre elles, la texture de la matrice, sa structure et sa nature sont autant de facteurs qui influencent fortement le comportement de l'eau dans le sol (STAKMAN, 1968 ; COINTEPAS, 1965 ; FEODOROFF, 1970, etc ...).

## A.1.2. Caractères fondamentaux de la matrice

### A.1.2.1. La texture

Elle caractérise la taille des grains constitutifs de la matrice.

On classe un sol suivant ses proportions relatives de sable ( $\phi > 2 \cdot 10^{-2}$  mm) de limon ( $2 \cdot 10^{-3} < \phi < 2 \cdot 10^{-2}$  mm) et d'argile ( $\phi < 2 \cdot 10^{-3}$  mm) cf. fig. A.2.

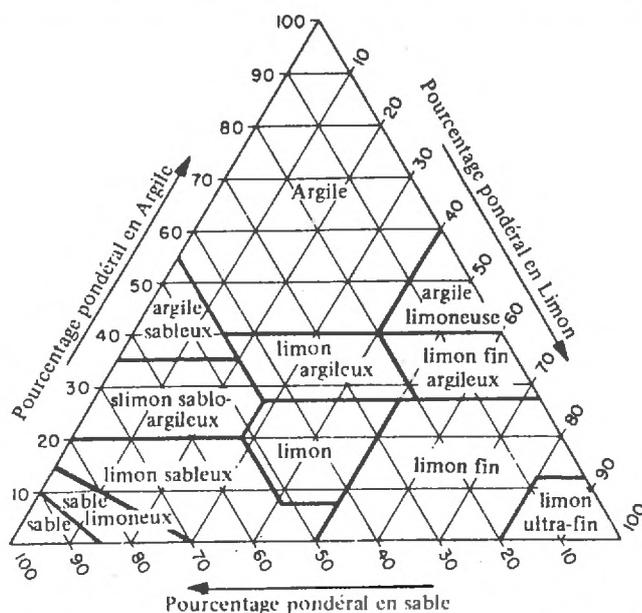


Fig. A.2. : Classification texturale des sols

(1) Comme le souligne M. DEGALLIER (1969), longtemps la zone non saturée a été l'objet d'études dispersées de la part de chercheurs d'origines diverses : Il en résulte une terminologie variée ; souvent le même paramètre est défini différemment ou, ce qui est aussi gênant, le même terme désigne des paramètres différents. Les nombreux congrès pluridisciplinaires ont contribué, et contribuent encore à supprimer ces habitudes dont il reste pourtant des traces. Il faut noter à ce sujet que le remarquable "dictionnaire français d'hydrologie", (CASTANY, G. MARGAT, 1977) nous apporte les éclaircissements nécessaires sur pratiquement tous les termes employés par les différents auteurs.

La distribution (ou classement) de la taille des particules est déterminée par l'analyse granulométrique (cf. fig. A.3.).

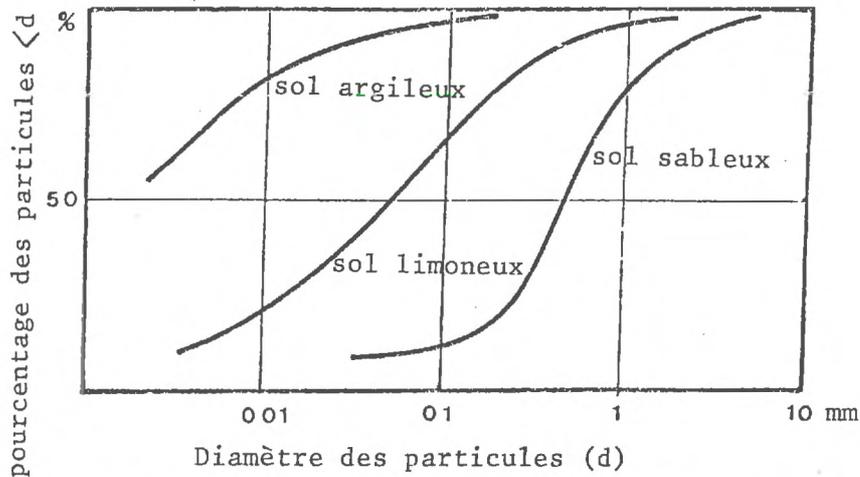


Fig. A.3. : Schéma de courbes granulométriques caractéristiques

#### A.1.2.2. La structure

C'est une caractéristique difficilement quantifiable qui fait état de l'arrangement réciproque des particules solides.

Les pédologues reconnaissent habituellement

- une structure à particules isolées
- une structure massive
- une structure en agrégats

Tous les états étant *a priori* possibles entre ces limites, le choix de l'une ou l'autre des catégories est parfois délicat.

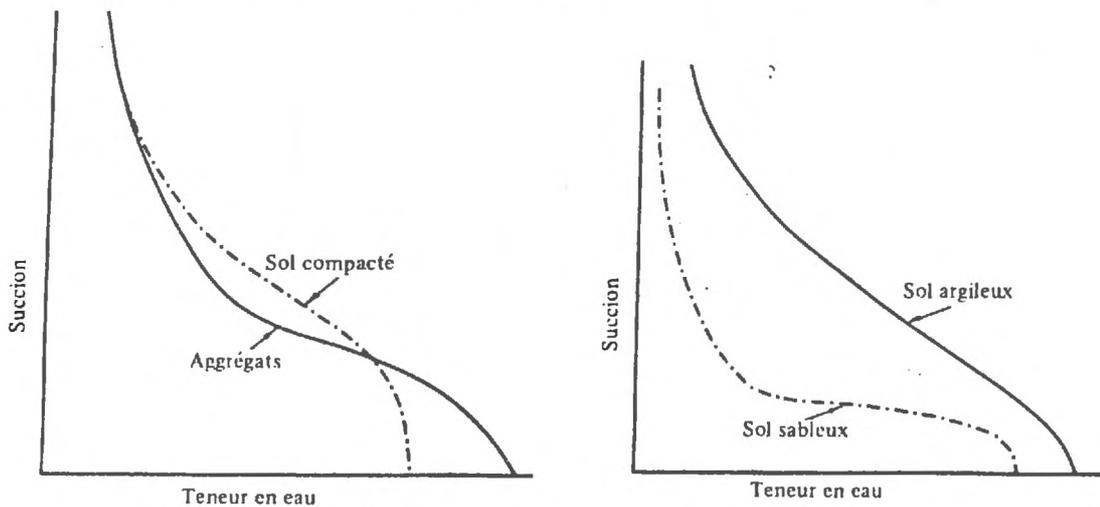


Fig. 4a: Influence de la texture Fig 4b: Influence de la structure

Fig. A.4. : Influence de la texture et de la structure du sol sur la rétention de l'eau dans le sol  
(d'après HILLEL; 1974)

A.1.2.3. La surface spécifique est définie comme le rapport de la surface totale des particules par unité de masse.

$$A_m = \frac{A_s}{M_s} \quad (5) \quad \text{dimension : } L^2 \cdot M^{-1}$$

Sa valeur dépend

- de la taille des particules
  - . pour un sable :  $A_m \approx 1 \text{ m}^2/\text{g}$
  - . pour une argile :  $10 < A_m < 1000 \text{ m}^2/\text{g}$

- de la forme des particules : les particules allongées et aplaties offrent les surfaces spécifiques les plus élevées, les particules sphériques, les plus faibles.

C'est une donnée importante pour la compréhension des transferts d'eau et de solutés car l'intensité des phénomènes interfaciaux (tension superficielle, échanges, adsorption) dépend directement de la surface de contact entre les deux phases.

Son estimation peut se faire soit à partir de la forme et de la dimension des particules (CAILLERE et HENIN, 1963), soit à partir des courbes d'adsorption<sup>(1)</sup> de l'azote gazeux (procédé mis au point par BRUMEVER et al), (cité in HENIN 1963).

A.1.2.4. La nature minéralogique du terrain et sa composition chimique restent des caractéristiques fondamentales dans la mesure où elles déterminent en grande partie les ordres de grandeur des autres paramètres.

Aux aluminosilicates, par exemple, correspondent une structure (les feuillets), et une texture particulière ( $\emptyset < 2 \cdot 10^{-3} \text{ mm}$ ) qui déterminent une surface spécifique très élevée.

---

[1] Les courbes d'adsorption sont déterminées à température constante pour cette raison elles sont généralement dénommées : "isotherme d'adsorption".

PARAMETRES	SYMBOLES	DEFINITIONS	DIMENSION UNITES	VALEURS HABITUELLES	MOYENS D'OBTENTION
<u>Porosité</u> Porosité totale	$n$ (Castany) $f$ (Hillel) $p$ (Héning)	$\frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total}} \times 100$	$L^3 \cdot L^{-3}$ ou pourcents	$0,3 < n < 0,6$  30 % à 60 %	- Porosimètres - Indirectement à partir des courbes granulométriques - à partir de la densité à l'état sec
<u>Densité du solide des particules</u>	$\rho_s$ (Héning)	$\frac{\text{Masse du solide}}{\text{Volume solide}}$	$M \cdot L^{-3}$ $g/cm^3$	2,6 à 2,7 $g/cm^3$	- gravimétrie - dessiccation à 105°
<u>Densité apparente à l'état sec</u>	$\rho_b$ (Hillel)	$\frac{\text{Masse du solide}}{\text{Volume total}}$	$M \cdot L^{-3}$ $g/cm^3$	1,1 à 1,6 $g/cm^3$ argile sables	- gravimétrie - dessiccation à 105°
<u>Densité apparente humide ou totale</u>	D.A $\rho_t$ (Hillel)	$\frac{\text{Masse totale}}{\text{Volume total}}$	$M \cdot L^{-3}$ $g/cm^3$	Dépend de $\rho_s$ et de l'humidité	- prélèvement non remanié - gravimétrie
<u>Humidité ou teneur en eau pondérale</u>	$\frac{\omega}{H_p}$ $\theta_p$	$\frac{\text{Masse d'eau}}{\text{Masse totale}}$	pourcents	25 % à 60 %	- prélèvements - gravimétrie
<u>Humidité ou teneur en eau volumique</u>	$\theta$ $H_r$	$\frac{\text{Volume d'eau}}{\text{Volume total}}$	$L^3 \cdot L^{-3}$ ou pourcents	$0 < \theta < 50 \%$	- gravimétrie : $\theta = \omega \cdot DA$ - sonde neutron
Degré de saturation	$\theta_s$	$\frac{\text{Volume d'eau}}{\text{Volume des vides}}$	pourcents	$0 < \theta_s < 100 \%$	- à partir de $\theta$ et $n$ $\theta_s = \theta/n$

Tableau A.1. : Paramètres fondamentaux du sol non saturé

En fait, tous ces paramètres sont liés entre eux par des relations difficiles à déterminer <sup>(1)</sup>, et interviennent ensemble dans l'écoulement du fluide à travers le milieu poreux.

### A.1.3. Les états de l'eau dans le sol

#### A.1.3.1. Les divers types d'eau

Classiquement on reconnaît dans le sol trois types d'eau : l'eau gravitaire, l'eau de rétention et l'eau de constitution.

a) l'eau gravitaire (gravifique, libre, mobile, ...) circule facilement dans la macroporosité du sol sous l'effet de la pesanteur. On distingue parfois une "eau gravitaire à écoulement rapide" et une "eau gravitaire à écoulement lent", l'état limite entre ces deux types d'écoulement correspond à la "capacité au champ" des pédologues (cf. fig A.5.).

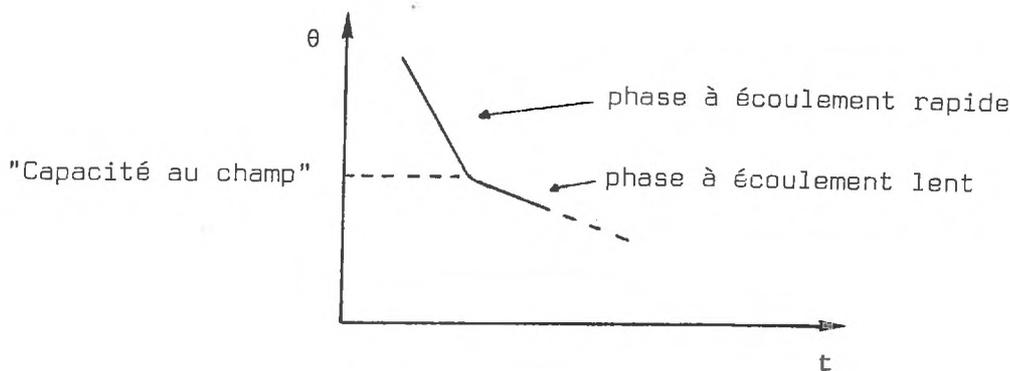


Fig. A.5. : Détermination de la "capacité au champ"

(1) La détermination de ces relations est en général assortie de simplifications importantes dont il résulte souvent une grande disparité entre les valeurs calculées et les valeurs observées. Stakman (1968) propose une relation entre la perméabilité et les caractéristiques lithologiques du terrain.

$$K = C \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot \frac{1}{U^2} \quad \text{où } K \text{ est la perméabilité } L_3 T^{-1}$$

$n$  est la porosité  $L^3 L^{-3}$

$U$  la "surface spécifique exprimée en  $L L^{-1}$

(rapport entre la surface totale des particules et la surface théorique d'une masse égale de particules de 1 cm de diamètre)

$C$  un facteur influencé par la forme, la rugosité, le classement des particules et la tortuosité des pores.

L'homogénéité d'une telle forme suppose que le facteur  $C$  a la même dimension que  $K$ .

b) L'eau de rétention reste dans le sol après le drainage de toute l'eau gravitaire ; on atteint alors la "capacité de rétention" du sol (*retentive capacity*). Dans cette catégorie de nombreux types d'eau ont été décrits <sup>(1)</sup> parmi lesquels on s'accorde généralement sur :

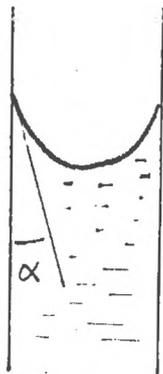
- l'eau adsorbée (ou eau liée) ; c'est une eau retenue fortement à la matrice poreuse par des forces électrostatiques entre les faces chargées du solide et les molécules polaires de l'eau, des forces d'attraction intermoléculaire (liaisons de type VAN DER VAALS) et des forces ioniques (type COULOMB) (A.A. RODE, 1967). Elle se subdivise en une première couche d'eau "orientée" : l'eau hygroscopique, dont la structure semi-cristalline lui confère des propriétés particulières différentes de celles de l'eau libre à même température (LOW, 1962) et d'eau pelliculaire non orientée dont l'épaisseur ne dépasse pas 0,1  $\mu$ .

D'après GRIM (cité in CHILINGAR, 1960) l'eau adsorbée au contact des minéraux argileux a une structure orientée. L'épaisseur de cette couche dépend de la nature de l'argile et des cations adsorbés. Dans certains cas la transition entre cette eau et l'eau liquide est graduelle tandis que parfois la transition est brutale.

- l'eau capillaire retenue dans le sol par des forces de capillarité dont l'intensité est inversement proportionnelle au rayon des pores (cf. fig. 6).

---

(1) On trouve des descriptions de : "l'eau pendulaire" (THIRRIOT, 1973), l'eau des manchons, des coins, "l'eau des pores en cul de sac". (GAUDET, 1974), l'eau funiculaire etc... Bien d'autres termes sont employés ; on trouve par exemple (RODE A.A., 1967) *the tightly bound water, the loosely bound water, the suspended water dans laquelle l'auteur distingue the pendular capillary suspended water, the adsorptive suspended water, the intra aggregate suspended water, etc...*



$$P = \frac{2\gamma \cos \alpha}{r}$$

P : différence de pression  
entre l'air et l'eau

$\alpha$  : angle de contact eau-so-  
lide

r : rayon de pore

$\gamma$  : tension superficielle

Fig. A.6. : Relation entre le rayon des pores et la pression capillaire

Cette catégorie constitue la réserve en eau disponible pour les plantes entre la capacité de rétention et le point de flétrissement permanent. <sup>(1)</sup>

c) l'eau de constitution fait partie intégrante de la composition chimique de la matrice, elle n'est donc théoriquement ni mobilisable, ni échangeable. On considère en général qu'après passage à 105°C, seule reste l'eau de constitution. Cependant, certaines argiles peuvent encore contenir à cette température des quantités notables d'eau adsorbée, le gypse par contre aura perdu une partie de son eau de constitution.

La déshydratation du gypse est différente selon que l'on opère en atmosphère sèche ou en atmosphère humide :

. en atmosphère saturée le gypse  $\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  se transforme en sulfate semi-hydrate  $\text{Ca SO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$  jusqu'à 160°C environ, la déshydratation est complète vers 200°C.

. en atmosphère sèche P. JOLIBOIS et P. LEFEVRE (cité in POUGET, 1965) obtiennent une déshydratation totale dès 60°C sans palier intermédiaire de semi-hydrate.

(1) Il faut noter que ces termes ne correspondent pas à des valeurs précises d'humidité du sol ; la capacité de rétention dépend essentiellement de la texture du sol (la capacité de rétention d'une argile est bien plus élevée que celle d'un sable) de même au point de flétrissement une argile contient encore une quantité notable d'eau non disponible pour les plantes.

Il apparaît en définitive que les distinctions entre ces divers types d'eau sont assez arbitraires. Pourquoi considérer, par exemple de "l'eau gravitaire" alors que toute l'eau est soumise au champ de la pesanteur ? (HILLEL, 1974). Elles résultent souvent de la nature du sol considéré, des conditions de drainage et d'humidification ainsi que des méthodes de prélèvements et d'analyses.

Dans le double but de simplifier la description de l'eau dans le milieu poreux et de quantifier son écoulement, les physiciens du sol (GARDNER, 1920 ; RICHARD, 1931) se sont donc attachés à ne plus décrire l'eau par ses "rapports géométriques" avec la matrice mais par son état énergétique.

#### A.1.3.2. L'état énergétique de l'eau

L'énergie cinétique de l'eau étant négligeable du fait de la lenteur des mouvements dans le sol, c'est l'énergie potentielle qui déterminera son comportement.

##### a) Potentiel gravitationnel

Il est déterminé par rapport à un niveau de référence. Pour élever une masse  $m$  d'eau d'une hauteur  $z$  au-dessus de ce niveau il faut lui fournir une énergie :

$$(M.L.T^{-2}) \quad E_g = m.g.z. \quad (7)$$

$m$  : masse de l'eau (M)  
 $g$  : accélération de la pesanteur ( $L.T^{-2}$ )  
 $z$  : hauteur/référence (L).

qu'elle accumule sous forme d'énergie potentielle. En hydrogéologie son expression la plus pratique est sous forme de charge gravitationnelle (énergie potentielle par unité de poids) :

$$(L) \quad H_g = \frac{E_g}{m.g} = z \quad (8)$$

##### b) Potentiel de pression ou potentiel matriciel

Il résulte de l'action des forces de capillarité et des forces d'adsorption.

On prend comme référence la pression atmosphérique  $P_o$ . Quand la pression de l'eau est supérieure à  $P_o$  son potentiel est positif, quand elle est inférieure son potentiel est considéré comme négatif.

Ainsi dans un aquifère la surface de la nappe représente l'ensemble des points dont le potentiel de pression est nul.

. Les points situés sous ce niveau ont une pression hydrostatique :

$$(ML^{-1}T^{-2}) P = \rho_w \cdot g \cdot h. \quad (9)$$

$\rho_w$  : masse volumique de l'eau ( $M.L^{-3}$ )  
 $g$  : accélération de la pesanteur ( $MT^{-2}$ )  
 $h$  : hauteur de submersion (L)

soit, exprimé en terme de charge de pression ou charge matricielle, (pression par unité de poids)

$$H_p = h \quad (10)$$

. dans la zone non saturée le potentiel de pression devient négatif. On l'exprime sous forme de charge négative : la succion

$$H_p = \frac{P_w - P_o}{\rho_w \cdot g} \text{ en cm d'eau} \quad (11)$$

$P_w$  : pression de l'eau du sol  $M.L^{-1}T^{-2}$

$P_o$  : pression atmosphérique  $M.L^{-1}T^{-2}$

$w$  : masse volumique de l'eau  $M.L^{-3}$

$g$  : accélération de la pesanteur  $L.T^{-2}$

On appelle tension la valeur absolue de la succion. Pour éviter le maniement de nombres trop grands, SCHOFIELD (1935) a introduit, (par analogie avec le pH) le Pf comme le logarithme décimal de la tension exprimée en cm d'eau.

$$P_f = 1 : \psi = - 10 \text{ cm d'eau}$$

$$P_f = 3 : \psi = - 1000 \text{ cm d'eau}$$

### c) Potentiel osmotique

La pression osmotique, due à des différences de concentration en soluté, ne s'exerce qu'en présence d'une membrane semi-perméable.

$K$  : constante de Boltzman

$$(M.L^{-1}T^{-2}) P_s = K.T.C_s \quad (12)$$

$T$  : température absolue

$C_s$  : concentration de la solution  $M.L^{-3}$

Le "terme osmotique" est négligé dans la plupart des études de l'écoulement. En effet, la contribution du gradient de potentiel osmotique dans le transfert de l'eau est généralement très faible devant celle des autres termes (LETEY *et al.*, cité in GAUDET, 1978).

Quand la teneur en eau devient inférieure à la teneur en eau résiduelle et que la concentration en soluté augmente, le potentiel osmotique n'est plus négligeable, il est cependant difficile de quantifier cet effet de manière satisfaisante.

#### d) Potentiel total

L'état énergétique de l'eau est donc caractérisé par la somme des potentiels auxquels elle est soumise. On l'exprime de préférence en "charge de potentiel total" somme de la charge gravitationnelle et de la charge matricielle (en négligeant le terme osmotique).

$$\text{Charge hydraulique } H = H_g + H_p \quad (13)$$

Dans la zone non saturée  $H_p = \psi$ , on choisit comme niveau de référence la surface du sol, l'axe des  $z$  étant orienté vers le bas ; la relation devient :

$$H = \psi - z \quad (14)$$

La notion de potentiel énergétique de l'eau est d'un intérêt fondamental pour assurer le passage de l'étude descriptive à l'explication quantitative.

Cependant, même après en avoir banni l'usage, il est encore parfois pratique d'avoir recours à la terminologie quelque peu arbitraire mentionnée au début de ce paragraphe. (cf. HILLEL, 1974, p. 64).

On trouvera sur le tableau n° A II les correspondances entre les diverses catégories d'eau et leurs états énergétiques (exprimés en Pf).

DU SOL	"TYPES D'EAU"	Pf	FORCES PRINCIPALES MISES EN JEU	P bars	DIAMETRE DE PORE (théorique)	MOYENS POUR LIBERER L' EAU	
Capacité maxima $\approx n$ ( <i>total capacity</i> )	eau gravitaire à écoulement rapide	1	gravité		30 $\mu$	gravité	
Capacité au champ ( <i>field capacity</i> )	à écoulement lent	2 2,5		0,1			
Capacité de rétention ( <i>retentive capacity</i> )		2,7		0,5	8 $\mu$	dépression	
"zone de rupture du lien capillaire"	eau capillaire	3,5	tension superficielle		3 $\mu$	centrifugation	
Point de flétrissement temporaire		4		10			
Point de flétrissement permanent		4,2	adsorption	15	0,2 $\mu$		
Hygroscopicité	eau liée pelliculaire hygroscopique		forces electrostatiques			chauffage	
		7	attraction moléculaire	10000	0,06 $\mu$		
sol sec	eau de constitution		liaisons chimiques				

R. F. U.

Réserve Utile Totale

22

Tableau A.2. : Récapitulatif des principaux "types d'eau" et de leur état énergétique

#### A.1.4. La circulation de l'eau dans le sol

L'eau se déplace des points où son énergie potentielle est la plus élevée vers les points où son énergie est la plus faible. Son transfert est régié par les phénomènes de convection ("transport de masse") et les phénomènes de dispersion.

##### A.1.4.1. Le transfert par convection

###### a) dans la zone saturée

Le déplacement de l'eau est décrit à partir de la loi de Darcy (1856) qui se présente sous sa forme initiale :

$$Q = K A \frac{H}{L} \quad (15)$$

- . Q : débit ( $L^3 T^{-1}$ )
- . K : coefficient de perméabilité ( $L T^{-1}$ )
- . A : surface de la colonne ( $L^2$ )
- . H : charge hydraulique (L)
- . L : longueur de la colonne (L)

ou sous sa forme généralisée (dans les trois directions):

$$Q = -K \nabla H \quad (16) \quad (\text{SLICHTER, 1899})$$

On considère un écoulement isotherme (à température constante) sans variations des propriétés physiques de l'eau et on néglige l'effet de l'écoulement de l'air.

Suivant l'axe vertical l'équation devient :

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial z} \quad (17)$$

où q "débit unitaire" a la dimension d'une vitesse ( $L T^{-1}$ ).

La loi de Darcy conduit à la notion de "vitesse apparente" ou "vitesse de Darcy". ( $V = \frac{Q}{A}$ ). Si l'on considère d'une part que l'eau ne circule pas à travers toute la surface mais seulement entre les grains, que d'autre part une partie de cet espace est occupé par de l'eau immobile, on est amené à définir la "vitesse effective"<sup>(1)</sup> (ou vitesse moyenne de pore) (SAUTY, 1977) comme le rapport entre le débit et la "section utile" réellement traversée par le fluide.

Les deux vitesses sont liées par la relation :

$$v : \frac{V}{n_c} \quad v : \text{vitesse effective (L.T}^{-1}\text{)}$$

$$V : \text{vitesse de Darcy (L.T}^{-1}\text{)}$$

$$n_c : \text{porosité cinématique}$$

La porosité cinématique ( $n_c$ ) ainsi définie correspond au rapport entre le volume d'eau mobile sur le volume total d'eau présente dans le V.E.R. (Volume Élémentaire Représentatif). La "porosité cinématique" est proche de la porosité efficace mais ne doit pas lui être assimilée (CASTANY, MARGAT, 1977).

b) dans la zone non saturée

La différence fondamentale avec l'écoulement en milieu saturé réside dans le fait que la conductivité hydraulique (perméabilité de Darcy) et la charge hydraulique dépendent de la teneur en eau. La loi de Darcy peut être étendue aux milieux non saturés ; elle s'écrit alors :

$$q = - K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (19)$$

ou bien, en se rappelant que  $H = \psi - z$  (14)

$$q = - K(\theta) \left( \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \quad (20)$$

ceci en considérant :

- . un écoulement unidirectionnel vertical
- . un écoulement isotherme (à température constante)
- . la phase liquide continue
- . la phase gazeuse à la pression atmosphérique.

La loi de Darcy ne s'applique qu'aux régimes permanents, pour l'étude des régimes transitoires RICHARD (1931) applique la loi de conservation des masses

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (21)$$

(la variation de teneur en eau dans l'élément de volume considéré doit être égale à la variation de débit entre l'entrée et la sortie du système). En combinant les deux équations on obtient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left[ \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right] \right] \quad (22)$$

souvent nommée équation de RICHARDS (PHILIP, 1969, NIELSEN et al. 1974).

La solution d'une telle équation passe donc par la connaissance des relations  $K(\theta)$  et  $\psi(\theta)$  que l'on appelle : "caractéristiques hydrodynamiques" du terrain.

#### A.1.4.2. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol

##### a) la relation $\psi(\theta)$

Les courbes caractéristiques sont déterminées en laboratoire à partir d'échantillons de terrain non remaniés (1)

Les courbes obtenues sont différentes suivant que l'on procède au ressuyage ou à l'humidification de l'échantillon : c'est le phénomène d'hystérésis. Qualitativement on peut dire que c'est la manifestation macroscopique du fait qu'un pore ne se vide pas de la même façon qu'il se remplit. (cf. fig. A.7.)

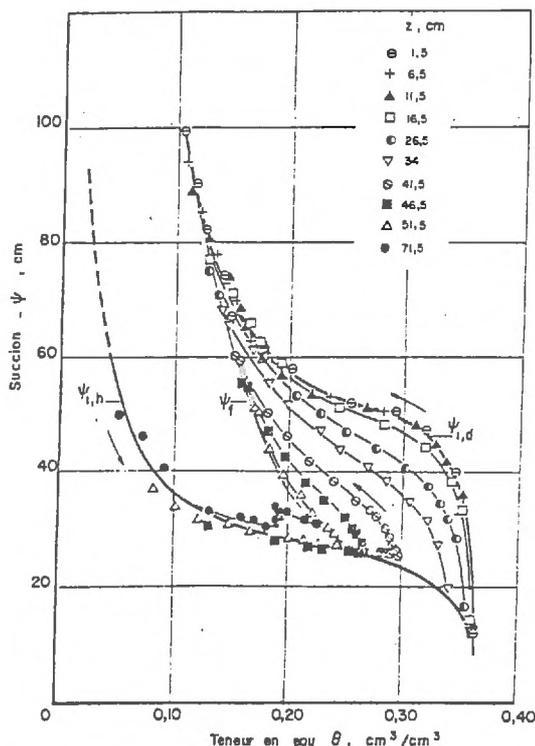


Figure A.7. :  
Courbe caractéristique  $\psi(\theta)$   
(THONY, 1970)

(1) Les différences notables observées entre les résultats expérimentaux et les courbes obtenues en laboratoire peuvent provenir du fait que la macroporosité n'est pas complètement prise en compte dans la mesure de teneur en eau en laboratoire sur des échantillons isolés.

L'air, dont l'influence est généralement sous-estimée, aura tendance à rester piégé au cours d'une infiltration forcée alors qu'il s'écoulera sans difficultés lors du ressuyage.

Aucune relation simple n'a pu pour l'instant être établie entre la succion matricielle et les propriétés fondamentales du sol. Plusieurs équations empiriques ont été proposées :

$$\psi = \frac{a(n-\theta)^b}{\theta^c} \quad (\text{VISSER 1966}) \text{ (cité in HILLEL, 1974)}$$

$$\psi = a \theta^{-b} \quad (\text{GARDNER 1970})$$

mais aucune ne peut rendre compte de l'ensemble des phénomènes observés *in situ*.

#### b) la relation K ( $\theta$ )

La relation K ( $\theta$ ) est moins affectée par les phénomènes d'hystérésis que la relation  $\psi$  ( $\theta$ ) (cf. fig. A.8.)

"Il n'existe aucune équation basée sur les paramètres fondamentaux du sol et valable dans tous les cas qui puisse relier la conductivité hydraulique à la succion ou à l'humidité" (HILLEL, 1974)<sup>(1)</sup>.

Cette relation doit donc être déterminée expérimentalement. Différentes techniques de mesure de la conductivité hydraulique ont été décrites par KLUTE (1972), elles peuvent être classées en deux grands groupes.

1. Les méthodes de laboratoire basées sur la mesure de la vitesse de ressuyage d'échantillon de sol placés sur une plaque poreuse, auxquels on applique une dépression (GARDNER, 1956) (RICHARD, 1952).

Un des problèmes rencontrés dans l'application de cette méthode est celui du contact sol-plaque poreuse. Pour remédier à ceci, FEODOROFF (1974) propose de placer l'échantillon préalablement saturé sur un support constitué du même sol sec.

---

(1) Diverses équations empiriques ont cependant été proposées.

Par exemple :  $K = \frac{a}{\psi^w}$ ,  $K = \frac{a}{b+\psi^w}$

ou a et b sont des constantes.

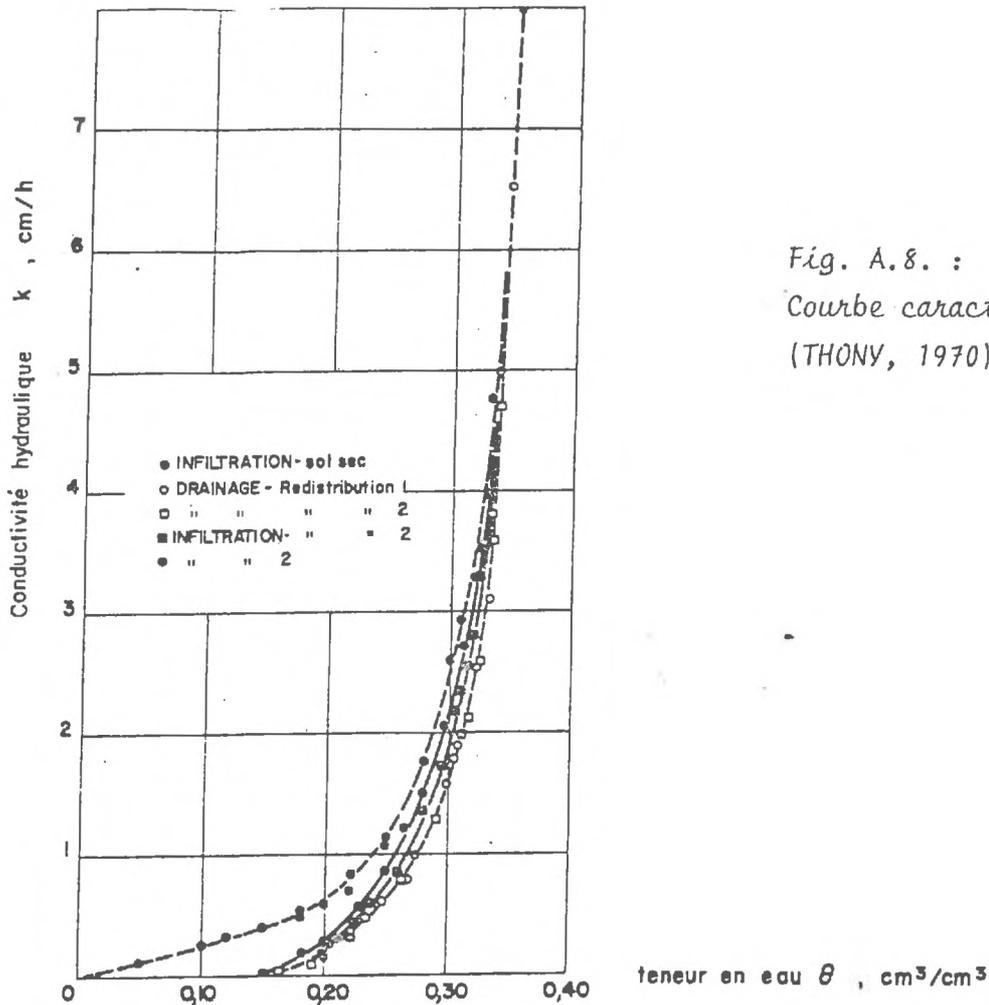


Fig. A.8. :

Courbe caractéristique  $k(\theta)$ 

(THONY, 1970)

2. Les méthodes soit de laboratoire soit de terrain dans lesquelles on mesure d'une part les gradients de potentiel et d'autre part l'humidité et la variation de stock d'eau

- au laboratoire, ces mesures s'effectuent sur des colonnes de sol (de préférence non remaniée)
- sur le terrain on utilise "la méthode de drainage interne" (ou méthode de HILLEL-GARDNER).

Cette méthode consiste à infiltrer une lame d'eau importante (>200 mm) sur un profil initial uniformément sec. Dès la disparition de la lame d'eau, la surface du sol est recouverte de manière à éviter toute évaporation, et l'on suit l'évolution des profils de charges et des profils hydriques pendant tout le ressuyage (VACHAUD, 1978).

Le flux à travers la surface du sol étant nul, toute variation de stock entre la surface et un plan de cote  $z$  correspond au flux qui passe à travers la section de cote  $z$

$$\text{à l'instant } t : q = - \frac{dS}{dt}$$

où  $S = \int_0^z \theta \cdot dz$  est le stock d'eau entre 0 et  $z$  (cf. fig. 9)

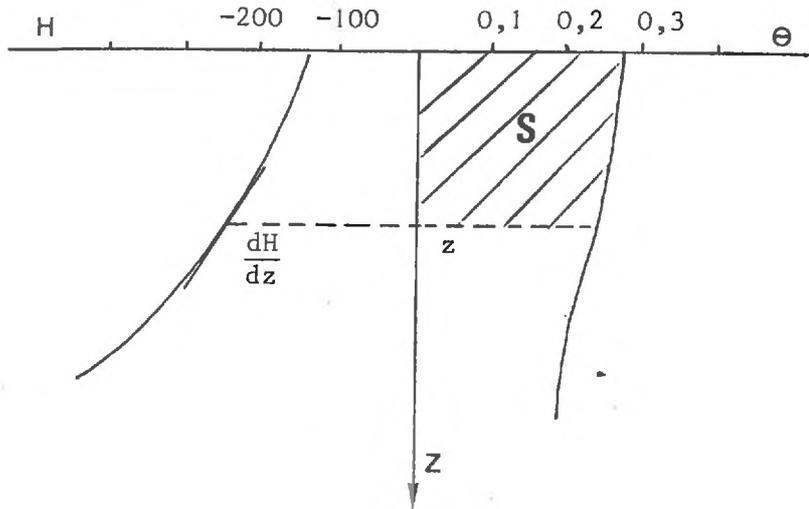


Fig. A.9. : Observation simultanée du profil hydrique et du profil de charge - méthode du "drainage interne"

On en déduit  $K$  en reportant la valeur du gradient de charge dans l'équation (17).

$$K = q / \frac{dH}{dz}$$

Une méthode similaire peut être employée dans des conditions naturelles quand le profil est soumis à une longue période sans apport d'eau. On détermine alors la position du "plan de flux nul" dans le profil (profondeur où le gradient de charge s'inverse).

. Une variation de stock au-dessus de ce plan correspond à une reprise par évaporation.

. Une variation en-dessous du plan correspond à une percolation (cf. fig. 10).

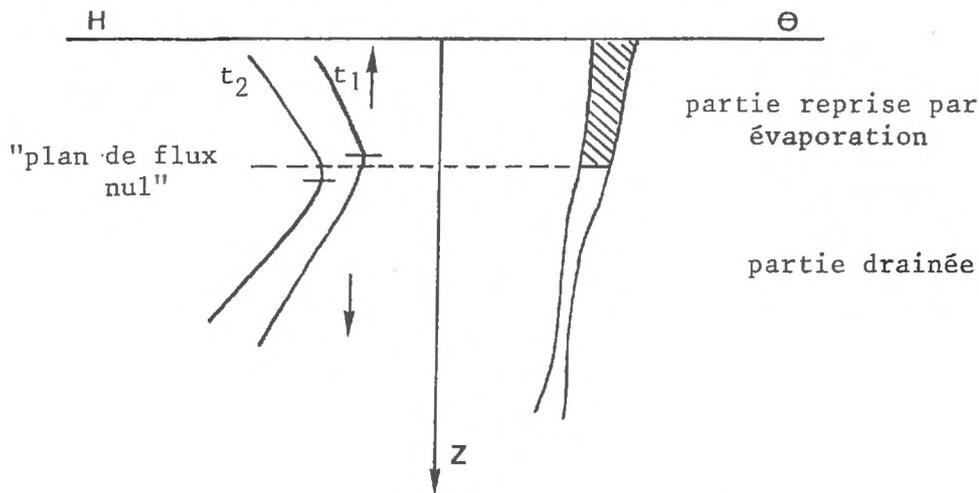


Fig. A.10. : Méthode du plan de flux nul

Notons que ces méthodes supposent un écoulement dans la seule direction verticale alors que, sur le terrain, la diffusion latérale joue souvent un rôle important. D'autre part, la corrélation entre les mesures d'humidité obtenues par la sonde à neutrons et les mesures de charges obtenues grâce aux tensiomètres suppose une homogénéité de l'espace sondé par les deux appareils (cf. chapitre B.2.4.).

### c) la diffusivité

La résolution de l'équation 22 est rendue difficile par le fait que la relation  $\psi(\theta)$  n'est pas univoque. On définit alors une nouvelle fonction de  $\theta$  ; la diffusivité.

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (25)$$

l'équation de RICHARD devient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (26)$$

c'est cette "équation de la diffusivité" qui sert de base à la plupart des modélisations de l'écoulement dans la zone non saturée. Pourtant il faut rappeler que cette équation (déjà fort compliquée à traiter pour un hydrogéologue praticien) est le résultat de nombreuses hypothèses très simplificatrices par rapport à la complexité des phénomènes naturels. MOREL SEYTOUX

(1973) dans sa "théorie modifiée de l'infiltration" insiste par exemple sur le rôle de l'air au cours de l'infiltration et propose un nouveau système d'équation afin d'en tenir compte.

#### A.1.4.3. La dispersion de l'eau

Au cours de leur transfert par convection, deux molécules d'eau voisines peuvent être séparées par les effets de la diffusion moléculaire et de la dispersion cinématique. Concrètement ce phénomène ne peut être mis en évidence que si certaines molécules d'eau sont identifiables parmi les autres (isotopes de l'eau) ou si un produit soluble est entraîné par l'eau et suit fidèlement son mouvement. Ces deux phénomènes seront donc décrits dans le paragraphe suivant, consacré au transfert des solutés.

### A.2. LE COMPORTEMENT DES SOLUTES

L'eau du sol contient toujours diverses substances en solution (ou en suspension) qui proviennent soit directement de la roche encaissante par dissolution ou échange avec celle-ci, soit de l'activité biologique des plantes et de la microfaune, soit de l'apport météorologique et du lessivage des produits présents à la surface du sol. En conséquence l'étude des relations eau-sol doit nécessairement tenir compte de l'état et du mouvement des substances solubles.

#### A.2.1. Transfert de soluté sans interaction avec la matrice

##### A.2.1.1. Transfert par convection

Considérons à un instant  $t$ , une injection instantanée de traçeur dans un écoulement permanent ; le transport par convection conduit à déplacer globalement le pic de concentration sans en modifier la forme (cf. fig. A.11).

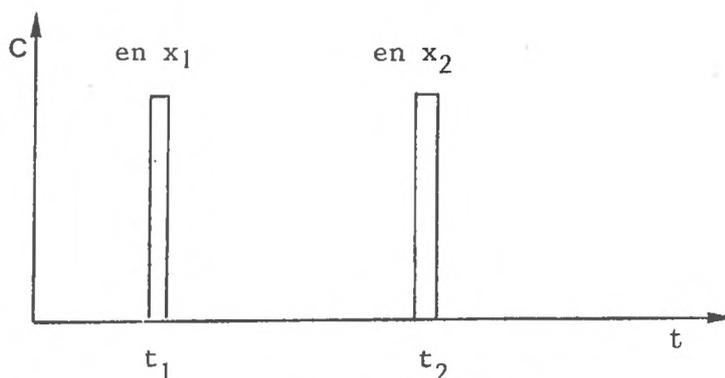


Fig. A.11. : Le transfert par convection

On obtient directement la "vitesse apparente" de l'eau :

$$v = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1} \quad (\text{L.T}^{-1})$$

En écoulement non permanent on obtient le "débit massique" en introduisant simplement un terme de concentration dans l'équation de continuité (21).

Si l'on considère que toute l'eau présente dans le milieu poreux participe à l'écoulement, l'équation du mouvement des solutés par convection s'écrit :

$$\frac{\partial(c.\theta)}{\partial t} = - \frac{\partial(c.q)}{\partial z} \quad (27)$$

#### A.2.1.2. Les phénomènes de dispersion

Ils s'ajoutent toujours à la simple convection et, si l'on reporte les valeurs de la concentration en fonction du temps aux points  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$  de plus en plus éloignés du point d'injection  $x_0$ , on obtient des courbes de restitution de plus en plus amorties (cf. fig. 12).

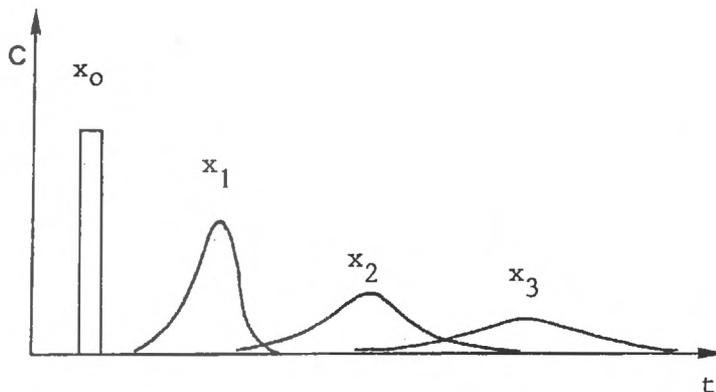


Fig. A.12 : Transfert par convection + dispersion

La masse de soluté dans la phase liquide reste constante mais le volume occupé par cette substance augmente avec la distance parcourue. Corrélativement la concentration maximum diminue. Cet étalement du traqueur est dû aux actions conjuguées de la diffusion moléculaire et de la dispersion cinématique.

a) la diffusion moléculaire

Ce phénomène indépendant de la vitesse du fluide, est dû à l'agitation moléculaire.

Dans un liquide au repos la diffusion moléculaire tend à uniformiser la concentration en provoquant un transfert de soluté des zones fortement concentrées vers les zones à faible concentration. Ce transfert de masse est proportionnel à la différence de concentration entre ces deux zones, et inversement proportionnel à la distance qui les sépare ; il s'exprime par la première loi de Fick :

$$J_z = - D_o \frac{\partial c}{\partial z} \quad (28)$$

$J_z$  est le flux massique  $M. L.^{-2} T.^{-1}$

$D_o$  est le coefficient de diffusion moléculaire ( $L^2 T^{-1}$ )

Celui-ci dépend à la fois de la nature du sol et de la solution.

Il varie légèrement avec la concentration ; on trouvera sur le tableau A.III quelques valeurs des coefficients de diffusion dans l'eau pure à 25°C

Conc. en Moles	0,01	0,1	1
Li Cl	1,312	1,269	1,302
Na Cl	1,545	1,483	1,484
K Cl	1,917	1,844	1,892
Na I	-	1,520	1,662
K I	-	1,865	2,065
Ca Cl <sub>2</sub>	1,188	1,110	1,203

$D_o$  est exprimé en  $10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$

TABLEAU A.III. : Quelques valeurs du coefficient de diffusion  
(d'après Handbook of Chemistry and Physics)

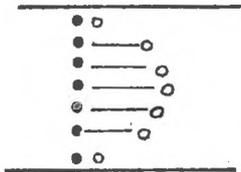
Le coefficient de diffusion moléculaire du tritium dans l'eau (à 10°C) a été mesuré par WANG *et al.* (1953) : Il trouve la valeur :  
 $D_0 = 1,6 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ .

Dans le milieu poreux la valeur du coefficient de diffusion diminue, dans la craie saturée elle serait de l'ordre de  $10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$  (FOSTER S.S, 1975), dans la craie non saturée de  $10^{-9}$  à  $10^{-10} \text{ m}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$  (SMITH et WEARN, 1970).

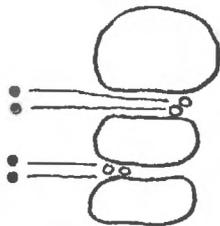
b) la dispersion cinématique

Elle peut être attribuée aux effets conjugués de trois facteurs (BOAST C.W. 1973) :

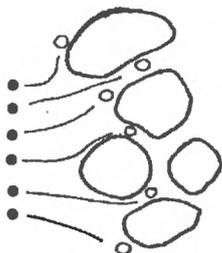
. La vitesse moyenne de pore définie précédemment (A14°-1a) ne représente que partiellement le déplacement de l'eau et, *a fortiori* des solutés, dans le milieu poreux. En effet, la distribution des vitesses dans une section n'est pas homogène : la vitesse moléculaire est maxima au centre du pore alors qu'elle est pratiquement nulle sur les pores.



. La dimension variable des pores



. La fluctuation des parcours des filets liquides par rapport à la direction générale de l'écoulement.



c) les équations de la dispersion

On définit au coefficient de dispersion apparente,  $D_{ap}$  indépendant de la concentration en soluté, qui inclut à la fois la diffusion cinématique et la dispersion cinématique <sup>(1)</sup>.

Dans le cas où l'on considère que toute l'eau présente dans le milieu poreux participe à l'écoulement "l'équation de la dispersion" s'écrit :

$$\frac{\partial(c.\theta)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta.D_{ap} \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial(c.q)}{\partial z} \quad (29)$$

"terme dispersif"                      "terme convectif"

Si l'on prend en compte une fraction immobile de concentration  $C_{im}$  l'équation devient (GAUDET, 1978) :

$$\frac{\partial}{\partial t} (C_m \theta_m) + \frac{\partial}{\partial t} (C_{im} \theta_{im}) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m D_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_{im} D_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial z} \right) - \frac{\partial (C_m q)}{\partial z} \quad (30)$$

où  $\theta_m$  et  $\theta_{im}$  sont les fractions d'eau mobile et immobile

$C_m$  la concentration dans la phase mobile

$D_m$  et  $D_{im}$  les coefficients de dispersion apparente des fractions mobiles et immobiles.

(1) PFANNKUTCH (1962) a mis en évidence l'importance relative de la diffusion moléculaire et de la dispersion cinématique pour divers régimes d'écoulements. Pour de faibles vitesses la diffusion moléculaire est prépondérante ; lorsque la vitesse de pore augmente, la dispersion cinématique prend de plus en plus d'importance. Enfin pour des vitesses encore supérieures le régime devient turbulent, des phénomènes d'inertie interviennent et la loi de Darcy n'est plus applicable (cité in GAUDET, 1978) (cf. fig. A.14.).

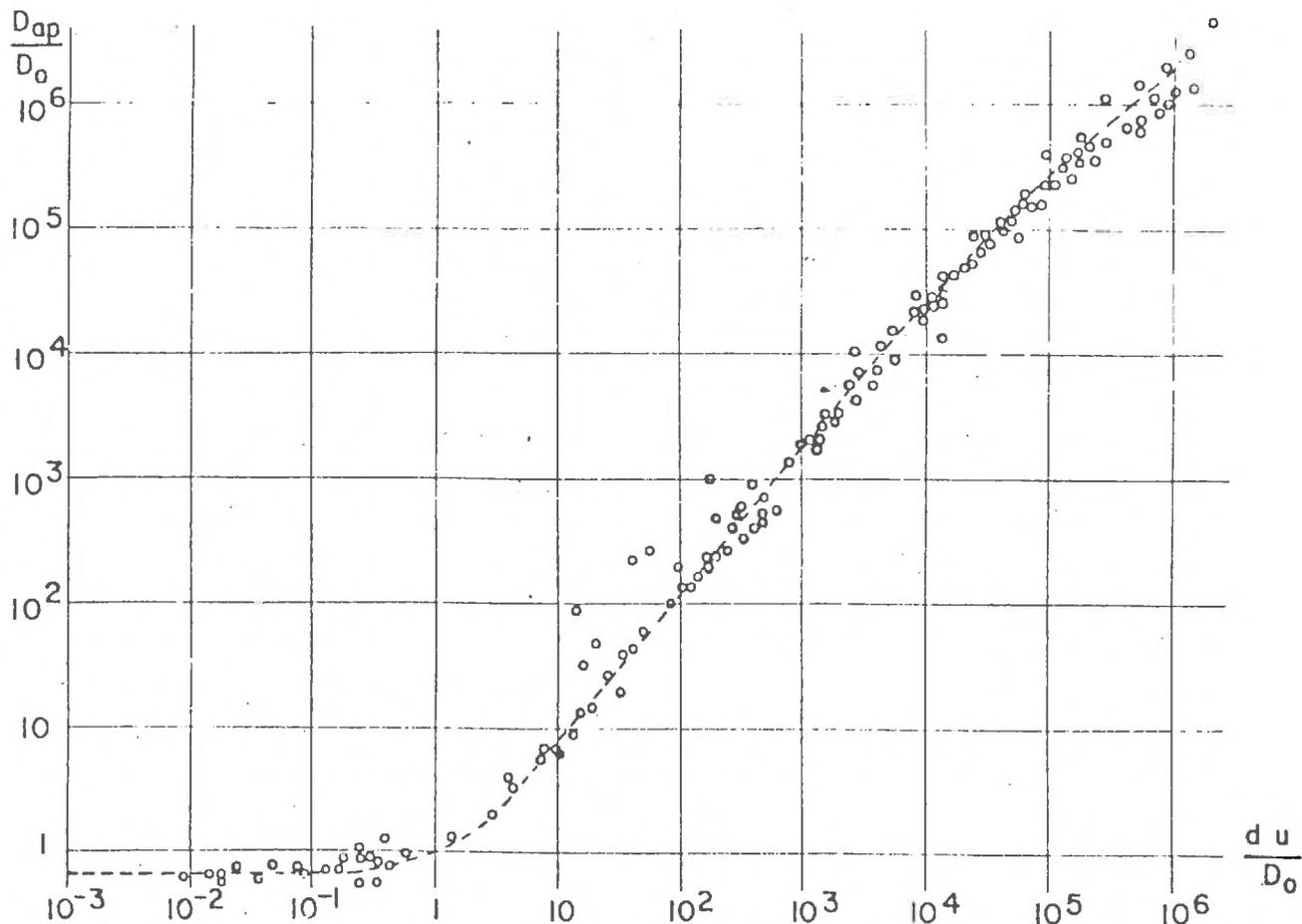


Fig. A.13. : Variation du coefficient de dispersion apparent en fonction de la vitesse moyenne de pore (d'après PFANKUCH, 1962)

En prenant par exemple un diamètre moyen de pore  $d_2 = 0,3$  mm et un coefficient de diffusion moléculaire  $D_0 = 2 \cdot 10^{-5}$   $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

$$\frac{D_{ap}}{D_0} = 1 \text{ pour } u = 6,6 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$$

Pour des vitesses moyennes de pore inférieures à cette valeur, la diffusion moléculaire a un rôle prépondérant dans la dispersion, pour des valeurs supérieures, c'est la dispersion cinématique qui est la plus importante ;

$$\frac{D_{ap}}{D_0} = 100 \text{ pour } u = 6,6 \cdot 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$$

Pour des vitesses moyennes de pore supérieures à 66 cm/s, la loi de Darcy n'est plus applicable.

## A.2.2. Interactions du soluté avec la matrice

Les principaux mécanismes d'interaction peuvent être rangés en 3 classes (MOLINARI 1976).

- . soluté — substratum
- . soluté — autre soluté
- . soluté — biomasse

### A.2.2.1. Les interactions entre le soluté et le substratum

a) la filtration est un phénomène physique lié au diamètre moyen des pores de la matrice et au "rayon d'encombrement" des molécules ou des ions hydratés de la substance en solution.

b) l'adsorption physique est un phénomène interfacial qui résulte des forces d'attraction et de répulsion existant entre les ions ou les molécules des différentes phases. Son intensité est liée à la surface spécifique. Les forces mises en jeu sont du type Van der WAALS et de type électrostatique.

#### c) l'adsorption chimique

La limite entre adsorption physique et adsorption chimique est assez vague. Un certain nombre de critères permettent de faire la distinction : la cinétique de réaction, la chaleur d'adsorption, la facilité de désorption ... (ROCHON, 1978).

#### d) l'échange d'ions

Il affecte principalement les argiles. De très nombreuses publications ont été faites sur ce sujet complexe dont nous nous bornerons ici à rappeler les principales caractéristiques.

La possibilité d'échanges d'ions provient de la structure cristallographique des argiles. Ce sont des aluminosilicates formés de couches, ou feuillets, dont la surface est chargée négativement. La cohésion entre les différents feuillets est assurée par les cations interfoliaires et l'eau interfoliaire

La possibilité d'échange de ces cations avec ceux contenus dans la solution du sol est variable suivant le type d'argile. On exprime cette capacité d'échange en milliéquivalents par gramme ou, plus fréquemment, par 100 g. On trouvera sur le tableau III les valeurs des capacités d'échanges obtenues pour quelques minéraux argileux.

Kaolinite	3-15
Halloysite 2H <sub>2</sub> O	5-10
Halloysite 4H <sub>2</sub> O	40-50
Smectite	80-150
Illite	10-40
Vermiculite	100-150
Chlorite	10-40
Sepiolite-attapulгите-palygorskite	3-15

TABLEAU III : Capacité d'échanges cationique de quelques argiles (en milliéquivalents pour 100 g)

(in GRIM, 1968)

Ces capacités sont déterminées dans des conditions rigoureusement identiques car de nombreux facteurs interviennent dont :

- le pH : toutes les mesures sont faites en pH 7
- la taille des particules ; on trouvera par exemple sur le tableau IV les différentes valeurs obtenues à partir des mêmes minéraux à des tailles différentes.

Taille des particules (μ)	2-1	1-0,5	05-0,2	0,2-0,05	0,05
Nontronite	60,8	61,0	64,0	57	
Attapulгите	18,0	19,0	22,2		
Saponite	69,3	76,0	81,5	86,3	81,4

TABLEAU IV : Influence de la taille des particules sur la capacité d'échange (d'après GRIM, 1968).

- la température (cf. tableau 5)

Minéral	Temp.	Durée de Chauff. (J)	Capacité d'échange meg/100g
Ca Montmorillonite	100	2	93
	300	2	41
	490	14	12
	700	2	2,6
Na Montmorillonite	105	2	95
	300	2	90
	490	14	39
	700	2	3,4
Illite	105	2	17
	300	2	14
	500	2	11
	700	2	9

TABLEAU V : Effet de la température sur la capacité d'échange de l'illite et de la montmorillonite (d'après GRIM, 1968).

L'adsorption d'anions est également possible

- par remplacement des ions  $\text{OH}^-$
- par fixation sur les extrémités des feuillets.

Le tableau VI donne les valeurs des capacités d'échanges anioniques de quelques minéraux argileux.

Montmorillonite	:	23-31
Nontronite	:	12-30
Saponite	:	20
Vermiculite	:	4
Kaolinite	:	6-13

TABLEAU VI : Capacités d'échanges anionique de quelques minéraux argileux.

La vitesse de réaction de ces échanges varie avec le minéral considéré, la nature et la concentration des cations (elle est instantanée pour la Kaolinite, plus lente pour les smectites et l'atapulgite. GRIM, 1968).

Quand l'échange est accompagné de gonflement (pour les minéraux du groupe des Smectites), on peut observer des phénomènes d'hystérésis.

#### e) la précipitation colloïdale

Elle a lieu notamment en présence des complexes argilo-humiques du sol. Le caractère microscopique de ces composés favorise la formation de gels par gonflement.

"Les propriétés de ces complexes donnent la possibilité d'adsorber de grandes quantités de substance en solution ce qui leur confère un pouvoir de rétention redoutable" (MOLINARI, 1976).

#### f) les isothermes de fixation

Une étude bibliographique très complète de J. ROCHON (1978) a montré qu'il est pratiquement impossible de différencier quelle part de la rétention est due à l'adsorption ou à l'échange d'ion. Ainsi l'auteur préfère-t-il adopter le terme de "fixation" pour caractériser l'ensemble du phénomène.

Le pouvoir de fixation d'une substance sur un substrat est caractérisé par l'isotherme de fixation. La quantité de substance fixée à l'équilibre par gramme de substrat  $C_s$  dépend de la quantité de substance en solution (C) de la température (T) de la nature de la substance fixée et du solide.

Pour un soluté et un substrat donnés, à température fixe on a :

$C_s = f(c)$  : cette relation définit l'isotherme de fixation.

Pour de faibles concentrations, l'équation de FREUNDLICH :

$$C_s = K' c \frac{P}{P'}^{(1)} \quad K' \text{ est une constante,}$$

paraît la mieux adaptée pour représenter l'équilibre entre le sol et sa solution.

$$(1) \quad n \bar{A} + p \bar{B} = n'A + p'B$$

$\bar{A}, \bar{B}$  substance sur le solide  
 $A, B$  substance en solution

### A.2.2.2. Interaction mutuelle des substances en solution

J. MOLINARI (1976) distingue :

a) La précipitation chimique liée à la solubilité des substances dans l'eau. En considérant deux substances A et B et leur composé insoluble

AB :



b) Les altérations chimiques : groupe dans lequel l'auteur place :

- les phénomènes d'oxydes réduction
- les phénomènes de complexation.

### A.2.2.3. Interaction avec la biomasse

Dans la zone non saturée, la présence de matière organique et d'air favorise la prolifération des microorganismes (algues, champignons, bactéries, etc ....) dont l'activité biologique peut provoquer la métabolisation des substances contenues dans l'eau. (Ex : dénitrification par les bactéries).

### A.2.3. Expression générale du transfert de soluté dans la zone non saturée

Pour prendre en compte les phénomènes de fixation du soluté par la matrice solide on introduit dans l'expression analytique (30) le terme  $C_s$  : concentration volumique en soluté dans la phase solide.

On aboutit à l'expression analytique globale :

$$\frac{\partial}{\partial t} (C_m \theta_m) + \frac{\partial}{\partial t} (C_{im} \theta_{im}) + (1-n) \frac{\partial C_s}{\partial t} =$$

Variation du stock de soluté

$$\frac{\partial}{\partial z} (\theta_m \cdot D_m \frac{\partial C_m}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial z} (\theta_{im} \cdot D_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial z}) - \frac{\partial (C_m q)}{\partial z} \quad (31)$$

Dispersion Convection

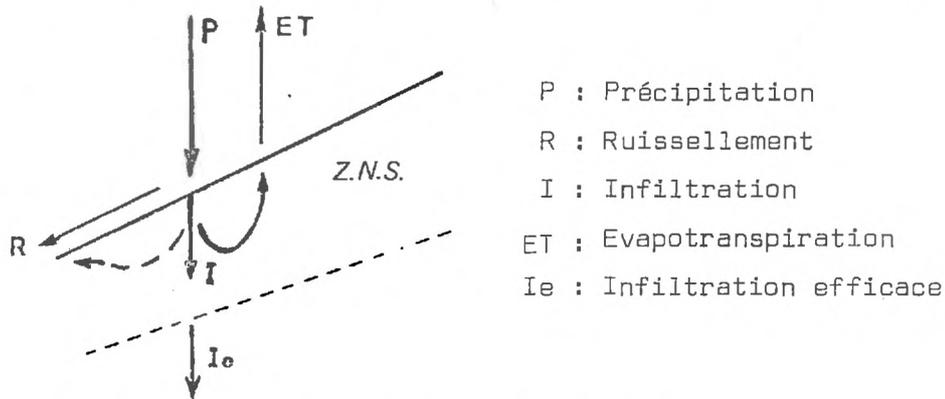
## CHAPITRE B

---

### PROBLEMATIQUE - METHODOLOGIE

---

L'analyse d'un bilan hydrique repose sur la détermination de l'ensemble des apports par les précipitations (ou par irrigation) et de la perte d'eau par drainage profond, par ruissellement superficiel et par évaporation (fig. B.1.).



- P : Précipitation
- R : Ruissellement
- I : Infiltration
- ET : Evapotranspiration
- Ie : Infiltration efficace

Fig. B.1. : Les composants du bilan hydrique

L'équation globale du bilan peut s'écrire :

$$P - (R + E + I_e) = \Delta W$$

où  $\Delta W$  est la variation de réserve en eau dans la zone non saturée.

Dans ce mémoire, on s'intéresse particulièrement à la variation de réserve  $\Delta W$  (dans la mesure où celle-ci conditionne la croissance des plantes), ainsi qu'au terme  $I_e$  ; infiltration efficace (puisque'elle participe directement à la recharge des nappes phréatiques).

Considérons, dans un schéma théorique extrêmement simplifié, (fig. B.2.) qu'un volume d'eau  $V$  s'écoule complètement à travers un terrain contenant le même volume d'eau. Deux cas extrêmes sont envisageables :

- l'eau écoulee à la face inférieure du terrain est exactement la même que celle qui s'est infiltrée :

L'eau initiale du profil est rigoureusement immobile.

Il y a transit direct de l'eau.

- l'eau écoulée est constituée uniquement par l'eau qui était initialement présente dans le profil :

Il y a effet piston total.

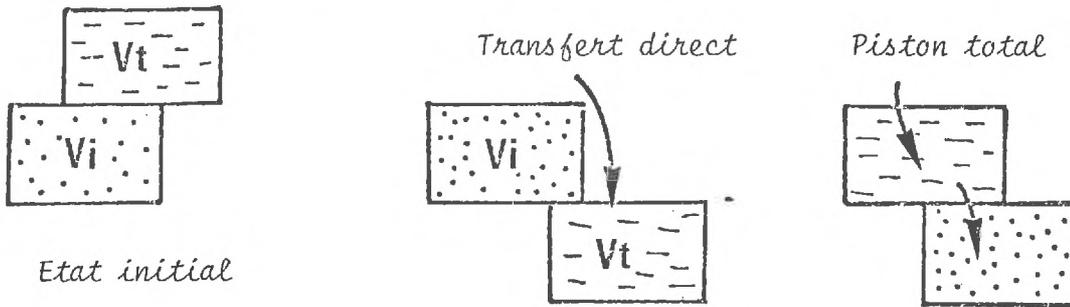


Fig. B.2. : Schémas théoriques d'écoulement

Entre ces deux possibilités tous les intermédiaires sont possibles, ils seront la conséquence du mode de transfert de l'eau à l'intérieur du sol.

On comprend aisément l'importance de ce mode de transfert sur les risques de contamination des nappes. En effet, le transit direct est généralement lié à une vitesse de transfert rapide (circulation dans la macroporosité, dans les fissures...) qui rendent les nappes très vulnérables aux pollutions accidentelles. Dans le cas de transfert par "effet piston" et par mélange, le mouvement de l'eau "nouvelle" est sans doute beaucoup plus lent ; les processus physico-chimiques d'épuration (filtration, fixations, biodégradation, etc...) ont alors le temps d'intervenir.

En agronomie, le lessivage des sols salés est souvent nécessaire, le transfert lent de l'eau d'irrigation favorise dans ce cas le remplacement de l'eau de la microporosité alors qu'un passage rapide à travers la macroporosité est moins efficace.

L'estimation de l'infiltration efficace doit donc être quantitative mais également qualitative. (On entend par estimation qualitative : identification de l'apport d'eau).

L'étude bibliographique à ce sujet fait apparaître trois grandes catégories de méthodes :

- une méthode "globale" qui consiste à mesurer directement les termes du bilan les plus accessibles pour déduire par différence le (ou les) terme(s) inconnu(s).

- une méthode "indirecte" fondée sur la mesure des principaux facteurs responsables des transferts ; on calcule ensuite les volumes écoulés à partir des lois théoriques et des caractéristiques hydrodynamiques du terrain.

- une méthode "directe" qui utilise les techniques de traçage de l'eau (traçages naturels et traçages artificiels).

Il est bien rare qu'une méthode soit appliquée seule, bien souvent, au contraire, elles sont confrontées les unes aux autres et fournissent des indications complémentaires.

Comme il ne peut pas être question ici de développer l'étude de ces méthodes et de leurs champs d'application, nous nous bornerons à en rappeler, sur le tableau B.1., les principales caractéristiques.

Un accent particulier sera mis par la suite sur les méthodes de traçages salins et isotopiques.

ECHELLE	BASSIN VERSANT	PARCELLE	SURFACE	COLONNE	ECHANTILLON	
	km		m	dm	cm	mm    μ
RELATIONS ETUDIÉES	Bilan naturel		Bilan naturel	Caractéristiques hydrodynamiques	Caractéristiques hydrodynamiques	Mécanismes Fondamentaux
PARAMETRES MESURES	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Pluviométrie P</li> <li>. Climatologie</li> <li>. Géologie , Morphologie</li> <li>. Débit à l'exutoire</li> <li>. Piézométrie</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>. P et apports</li> <li>. Ie (lysimètres)</li> <li>. E.T.P. (bacs)</li> <li>. Humidité <math>\theta</math></li> <li>. Charge Hyd. H</li> <li>. Concentration <math>C</math></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. convection Disp.</li> <li>. apports</li> <li>. humidité <math>\theta</math></li> <li>. succion <math>\psi</math></li> <li>. Concentrations</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. porosité n</li> <li>. densité appar.</li> <li>. teneur en eau</li> <li>. succion <math>\psi</math></li> <li>. granulométrie</li> <li>. compo. chimique</li> <li>. surf. spécif.</li> <li>. isothermes d'adsorption</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. tension superf.</li> <li>. phénomènes interfaciaux</li> </ul>
PARAMETRES DEDUITS	<ul style="list-style-type: none"> <li>. E.T.R.</li> <li>. R.F.U.</li> <li>. Coef. de ruissellement</li> <li>. Infiltration efficace Ie</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>. E.T.R.</li> <li>. <math>K(\theta)</math> , <math>\psi(\theta)</math></li> <li>. <math>C(t)</math></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. <math>K(\theta)</math> , <math>\psi(\theta)</math></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. <math>K(\theta)</math> , <math>\psi(\theta)</math></li> </ul>	
METHODES	Globale		Globale			
	Traçage naturel	traçage naturel traçage artificiel	Traçage naturel et artificiel Indirecte	Traçage artificiel Indirecte		Indirecte

Tableau B.1. : Bilan des mouvements de l'eau dans la zone non saturée, essai de classification méthodologique.

## B.1. LE TRACAGE DE L'EAU

Le traceur idéal doit suivre exactement le cheminement de l'eau, cela suppose que :

- il soit très soluble dans l'eau,
- il ne modifie pas les caractéristiques dynamiques de l'eau (viscosité, densité, température),
- il ne modifie pas les caractéristiques hydrodynamiques du milieu poreux (porosité, perméabilité),
- il ne soit pas fixé par la matrice solide (échanges, adsorption, filtration),
- il soit chimiquement stable,
- il n'entre pas en réaction avec la solution du sol (précipitations).

Les autres qualités requises pour le traceur idéal sont :

- une analyse facile, rapide et peu coûteuse, qui ne nécessite que peu de volume d'eau,
- un seuil de détection très bas,
- un prix peu élevé,
- une toxicité nulle.

En fait ce traceur parfait n'existe pas (KAUFMAN, 1956) et l'on choisira en fonction de l'orientation de l'étude, de l'échelle de temps et d'espace à laquelle on travaille, des possibilités techniques de dosage et des ressources financières, la ou les substances appropriées parmi les traceurs chimiques et isotopiques.

### B.1.1. Traceurs chimiques

#### B.1.1.1. Le comportement des ions dans l'eau

##### a) Le potentiel ionique

Le comportement des ions dans l'eau est en grande partie déterminé par leur potentiel ionique.

Ce potentiel défini par CARTLEDGE (1928) est le quotient de la charge  $Z$  sur le rayon ionique  $r$  :

$$Q = \frac{Z}{r}$$

En se basant sur cette relation GOLDSCHMIDT (1934) considère trois groupes d'éléments : (cf. fig. B.3.).

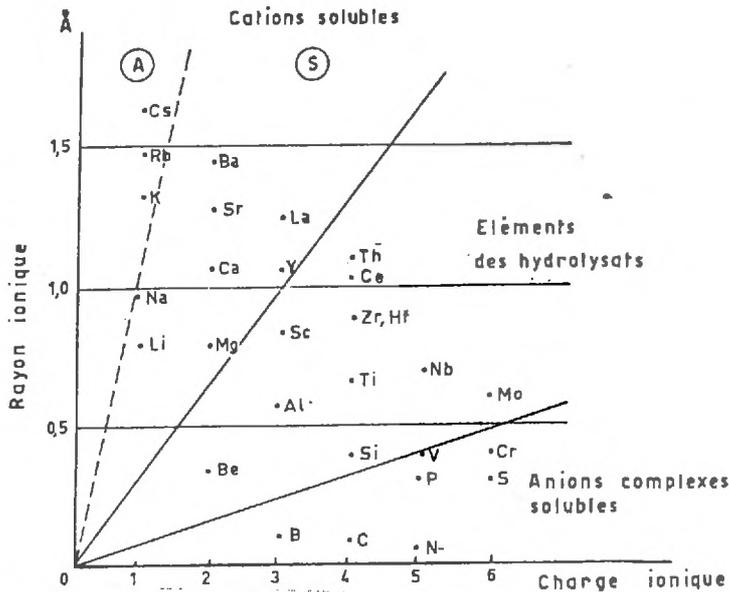


Fig. B.3. : Classification des ions suivant leur rayon et leur charge ionique (in MILLOT, 1964)

- groupe 1 : ions à faible potentiel ionique ; ils restent en solution vraie jusqu'à de fortes valeurs de pH ; ex :  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Li}^+$ .  
Ils n'exercent sur les oxhydriles qu'une faible attraction. Ces ions donnent des solutions à caractère alcalin.

- groupe 2 : ions à potentiel ionique moyen ; ils précipitent à l'état d'hydroxydes amphotères, capables de se comporter comme acide ou comme base suivant le milieu.

Ex :  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , etc.

- groupe 3 : ions à potentiel ionique fort ; ils développent à leur surface un champ considérable. Ils forment des anions complexes avec l'oxygène des oxhydriles ; ex :  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ .

b) Hydratation des ions :

Dans l'eau, les cations attirent l'extrémité négative du dipôle de l'eau, les anions attirent le pôle positif.

Le degré d'hydratation dépend non seulement de la taille de l'ion, mais aussi de sa charge.

Ex : le lithium de rayon ionique  $0,68 \text{ \AA}$  exerce une attraction plus forte que l'ion césium dont le rayon ionique est de  $1,67 \text{ \AA}$  (cf. tabl. B.2.) bien que la charge soit la même sur chacun. Par conséquent l'ion lithium est hydraté malgré sa petite taille alors que l'ion césium l'est peu.

La mesure du rayon d'hydratation est basée sur la loi de STOKES :

$$F = 6\pi\eta rv$$

$\eta$  : viscosité

$r$  : rayon

$v$  : vitesse

qui décrit le freinage hydrodynamique de l'ion dans l'eau. On trouvera sur le tableau B.2. la valeur du potentiel ionique de quelques cations, quelques valeurs du rayon de STOKES ainsi que d'autres valeurs de rayon d'hydratation proposée par différents auteurs.

On a porté sur la fig. B.4. les valeurs de rayon de STOKES en fonction du potentiel ionique ; il est net que l'hydratation de l'ion est fonction directe de son potentiel ionique.

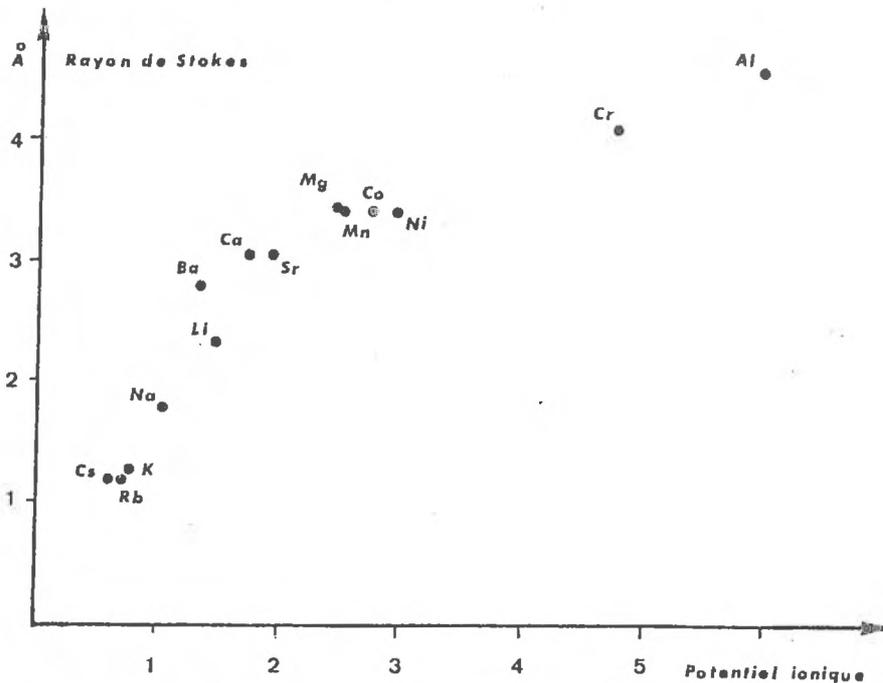


Fig. B.4. : Relations entre le rayon de Stokes et le potentiel ionique.

### B.1.1.2. Le comportement des ions dans le milieu poreux

Rappelons que les phénomènes de rétention (fixation : adsorption + échanges d'ion) se font essentiellement en présence de minéraux argileux et de complexes argilo-humiques. Les conséquences sont généralement de deux ordres :

- . Une modification des caractéristiques hydrodynamiques du terrain.
- . Une diminution de la concentration de la substance dans la solution et un retard de cette substance par rapport à l'eau lors du transfert à travers le sol.

#### a) Influence sur la perméabilité :

Les nombreuses expériences effectuées en laboratoire sur des échantillons de sols argileux mettent en évidence que les variations de perméabilité dépendent de la concentration et de la nature des cations en solution. FIREMAN (1944) observe après avoir saturé une argile sableuse par une solution de chlorure de calcium (800 ppm) qu'une percolation avec de l'eau distillée provoque une chute de perméabilité d'un facteur 100. QUIRK et SCHOFFIELD (1955) étudient systématiquement cette décroissance à partir d'échantillons saturés de solution de NaCl (Molaire), KCl ( $2 \cdot 10^{-1} M$ ),  $CaCl_2$  ( $1 \cdot 10^{-2} M$ ),  $MgCl_2$  ( $3,16 \cdot 10^{-2} M$ ). Les résultats de l'expérience sont rapportés figure B.5.

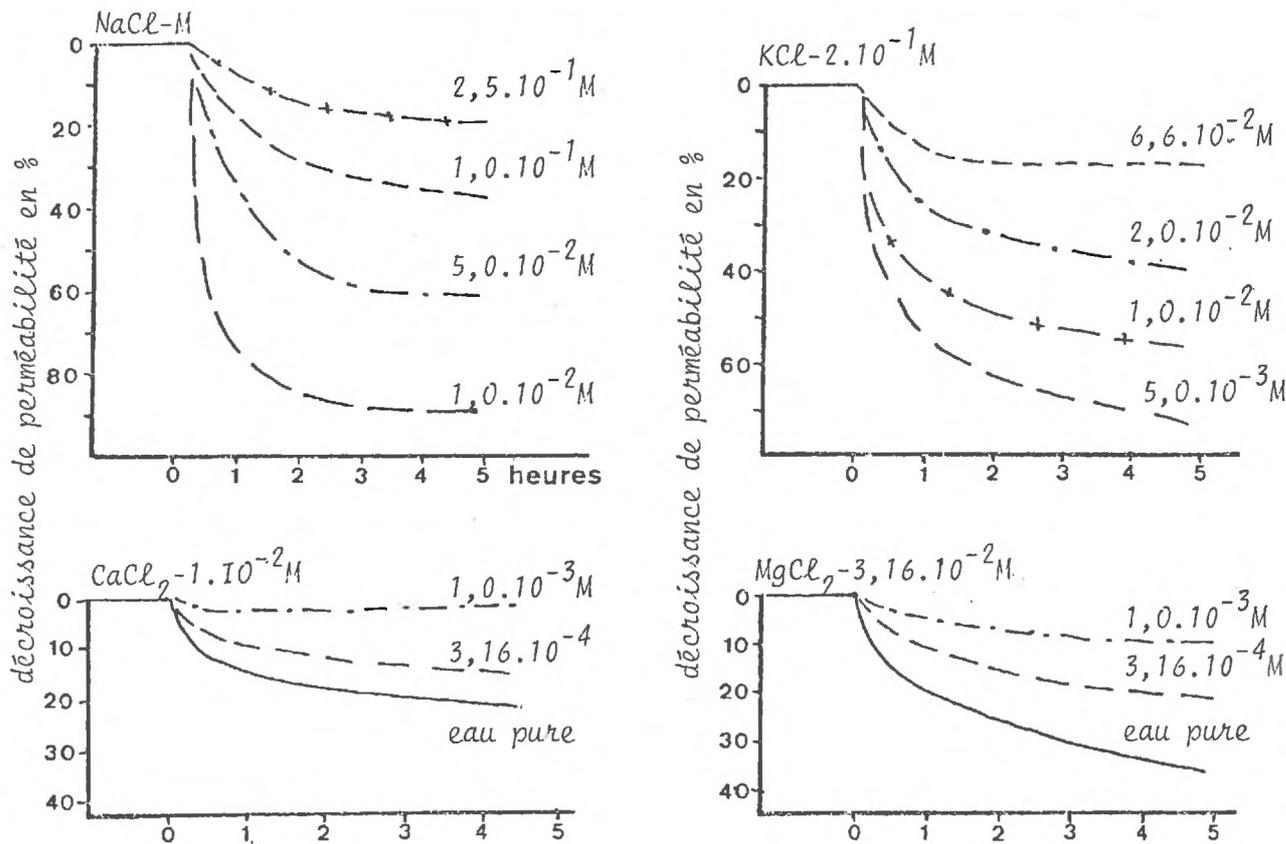


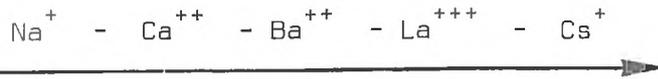
Fig. B.5. : Evolution de la perméabilité (d'après QUIRK et SCHOFFIELD, 1955) en fonction des teneurs en différents ions.

Ils attribuent la chute de perméabilité aux phénomènes liés à la défloculation des argiles : la perméabilité étant fonction de la puissance 4 du rayon moyen de pore, l'obturation des pores par les fines particules mises en suspension peut expliquer la baisse importante de la perméabilité.

Une importance particulière est à accorder au pourcentage de sodium échangeable ; on estime en général que les propriétés physiques défavorables apparaissent lorsque 15 % du complexe absorbant est formé de sodium.

ROLFE et AYMORE (1977) concluent après des expériences similaires effectuées sur de la bentonite que ces changements de perméabilité ne sont pas seulement dus aux réarrangements structuraux ; ils proviendraient essentiellement de l'influence du rayon ionique et de la charge (donc du potentiel ionique) sur la viscosité de l'eau liée à la surface des argiles.

Pour une même concentration dans la solution, l'augmentation de la conductivité hydraulique, selon la nature de l'ion dissous, obéit à l'ordre suivant :



Augmentation de la conductivité

b). "L'ultrafiltration" :

Une des propriétés des membranes semi-perméables est de retarder ou d'empêcher le passage des ions alors qu'elles laissent relativement libres les molécules neutres ; ce phénomène est dénommé "filtration des sels" ou "ultrafiltration".

La capacité d'adsorption et d'échange d'ions conduit à considérer les couches argileuses comme des membranes semi-perméables. (1)

---

(1) D'après LUTZ et KEMPFER (1959) les molécules non polaires traversent une couche argileuse  $10^5$ - $10^6$  fois plus vite que les molécules polaires de l'eau. Pour MOKADY et LOW (1968) le flux d'eau est environ 500 fois plus rapide que le flux de chlorure de sodium (cité in HANSHAW, 1973).

HANSHAW (1973) démontre que la capacité de filtration ( $C$  filtrat/ $C$  initiale) décroît lorsque la concentration initiale croît. L'auteur considère d'autre part en plus du gradient de pression à l'origine du mouvement, un gradient de potentiel électrique induit par le courant d'eau ; l'accumulation de charges négatives à l'intérieur des pores conduit à retarder le passage des charges positives alors qu'elle accélère le passage des particules chargées négativement.

Ainsi les anions pourraient, dans certaines conditions, avoir une vitesse plus grande que l'eau qui les transporte.

KHARAKA et al (1973, 1976) étudient simultanément l'effet de la compaction des argiles sur la perméabilité et sur leurs propriétés "filtrantes", en faisant percoler différentes solutions salines au travers de la bentonite (à température ambiante). Le retard des ions est le suivant :

$Li^+$ - $Na^+$ - $NH_4^+$ - $K^+$ - $Rb^+$ - $Cs$	pour les cations monovalents
$Mg^{++}$ - $Ca^{++}$ - $Sr^{++}$ - $Ba^{++}$	pour les cations divalents



Retard croissant

pour de faibles vitesses de transfert les cations divalents sont plus retenus que les cations monovalents. Ce schéma s'inverse pour des vitesses de percolation rapide.

Pour les anions, l'auteur obtient :

$HCO_3$	B	I	$SO_4$	Cl	Br	pour la bentonite
$HCO_3$	I	Cl	$SO_4$	Br	B	pour l'argile schisteuse
$HCO_3$	Cl	I	Br	B	$SO_4$	pour l'illite



Retard croissant

Il se confirme donc que d'adsorption sélective des cations est contrôlée principalement par leur charge ionique, leur rayon ionique et leur rayon hydraté.

Les cations monovalents sont généralement remplacés par des cations divalents, et les ions hydratés sont remplacés par ceux qui le sont peu.

Les résultats présentés plus haut correspondent à la séquence classique qui régit la capacité de remplacement des ions (GRIM, 1968),  
 $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{Rb}^+ < \text{Cs}^+ < \text{H}^+ < \text{Mg}^{++} < \text{Ca}^{++} < \text{Sr}^{++} < \text{Ba}^{++}$ .

	Rayon Ionique Å			Potentiel Ionique	Rayon Hydraté
	GOLDSMIDT (1926)	PAULING (1960)	WEAST (1973)		
$\text{Cs}^+$	1,65	1,69	1,67	0,60	1,19
$\text{Rb}^+$	1,49	1,48	1,47	0,68	1,20
$\text{NH}_4^+$	1,43	1,48	1,43	0,70	
$\text{K}^+$	1,33	1,33	1,33	0,75	1,24
$\text{Na}^+$	0,98	0,95	0,97	1,03	1,83
$\text{Li}^+$	0,78	0,60	0,68	1,47	2,36
$\text{Ba}^{++}$	1,43	1,35	1,53	1,31	2,87
$\text{Pb}^{++}$		1,20	1,20	1,66	
$\text{Ca}^{++}$	1,06	0,99	1,18	1,69	3,06
$\text{Cd}^{++}$		0,97	1,14	1,75	
$\text{Sr}^{++}$	1,27	1,13	1,12	1,78	3,07
$\text{Zn}^{++}$		0,74	0,88	2,27	
$\text{Mg}^{++}$	0,78	0,66	0,82	2,44	3,45
$\text{Mn}^{++}$	0,91	0,80	0,80	2,50	3,42
$\text{Co}^{++}$	0,82	0,74	0,72	2,77	3,42
$\text{Ni}^{++}$	0,78	0,72	0,69	2,89	3,42
$\text{Mn}^{+++}$		0,66	0,66	4,54	
$\text{Cr}^{+++}$	0,64	0,69	0,63	4,76	4,09
$\text{La}^{+++}$	1,22		1,39	2,15	
$\text{Al}^{+++}$	0,57	0,50	0,51	5,88	4,57

Tableau B.2. : Valeurs des rayons ioniques "secs" et "hydratés" de quelques cations (d'après WEAST, 1973 - GRIM, 1968 - MILLOT, 1964)  
 Le potentiel ionique est calculé à partir des valeurs les plus récentes.

### B.1.2. Les traceurs isotopiques

Les variétés isotopiques de la molécule d'eau offrent une catégorie privilégiée de traceurs (traceurs intimes ou "traceurs intrinsèques") parmi lesquels on utilise habituellement :

$^3\text{H} \ ^1\text{H} \ ^{16}\text{O}$	Le tritium
$^1\text{H} \ ^1\text{H} \ ^{18}\text{O}$	L'oxygène 18
$^2\text{H} \ ^1\text{H} \ ^{16}\text{O}$	Le deuterium

"La molécule d'eau est tracée de l'intérieur, dans l'intimité de son noyau, c'est le traçage le plus fin et le plus conforme à l'objet tracé qui puisse à l'heure actuelle se concevoir" (FONTES, 1976).

Le comportement simultané de ces traceurs a été étudié par COREY et HORTON (1968) à travers une colonne saturée remplie de sol kaolinique. Aucune différence significative n'étant enregistrée, ni dans le temps de transfert, ni dans les concentrations relatives, les auteurs concluent qu'il est possible d'utiliser indifféremment l'oxygène 18, le tritium ou le deuterium (cf. fig. B.6.).

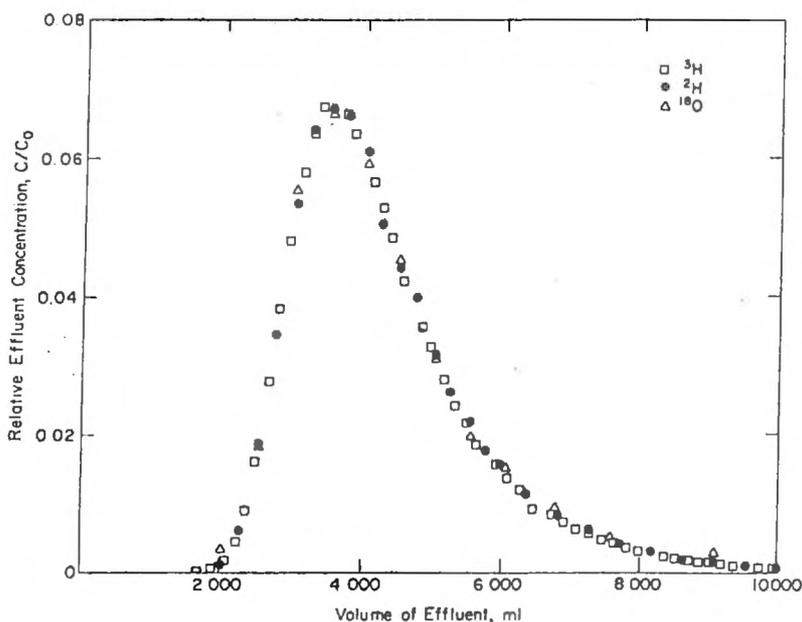


Fig. B.6. : Restitution de  $^3\text{H}$ ,  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$   
(in COREY et HORTON, 1968)

Ces résultats sont d'ailleurs confrontés par d'autres expériences, SAVIN et EPSTEIN (1970), HORTON et HAWKINS (1965) y compris des essais sur le terrain (BLUME et al 1967).

Le choix de l'un ou l'autre sera déterminé en fonction des objectifs de l'étude et des possibilités analytiques du laboratoire.

L'analyse bibliographique à ce sujet fait apparaître que le tritium, dont l'emploi est aisé et dont le dosage est relativement peu coûteux, est le traceur isotopique le plus largement utilisé. (LALLEMAND - BARRES, 1969).

RACHINSHI (1965) et STEWART (1965) ont mené séparément des études sur l'interaction possible de l'eau tritiée avec les sols (en particulier les argiles). Ils parviennent à des conclusions analogues : la concentration en tritium dans l'eau libre est plus importante que dans l'eau absorbée, l'interaction entre l'eau et le sol est très lente. Lorsque la vitesse de percolation est réduite, le fractionnement et l'échange des isotopes de l'hydrogène avec celui des argiles peut effectivement influencer la datation de l'eau. Cette influence est jugée négligeable par STEWART par rapport à la précision demandée aux mesures de vitesse.

On utilisera donc le tritium pour reconnaître le mode de circulation de l'eau dans le sol :

- soit à partir du traçage naturel de la série des précipitations (ZIMMERMAN et al, 1967).
- soit par traçage artificiel sur de petites surfaces, parcelles et lysimètres. (CHARREAU et JACQUINOT, 1967 ; SIWERTZ, 1973).

### B.1.3. Le multitraçage

Il consiste à faire percoler simultanément différentes substances (chimiques et isotopiques) en solution dans l'eau et de suivre, soit dans le sol (par prélèvements ou par sondes resistives ; soit à l'exutoire

(bas de la colonne ou fond du lysimètre), la restitution des produits en fonction du temps ou du volume écoulé (1).

De nombreuses expériences ont été menées sur ce sujet, cependant, la plupart ont été effectuées en laboratoire sur des colonnes de sol reconstituées, parfois sur des carottes intactes de terrain, le plus souvent soumises à un régime hydraulique permanent.

Parmi les expériences, citons celles de KAUFMAN et ORLOB(1956) effectuées sur des colonnes de sables et des argiles sableuses.

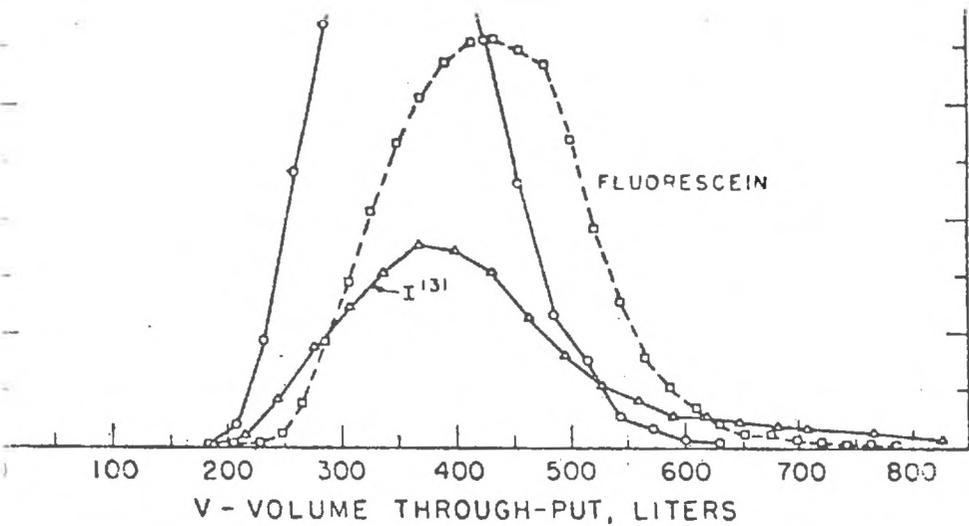
L'examen des courbes de restitution présentées figure B.7. fait apparaître que l'ion  $Cl^-$  est le moins retenu des traceurs utilisés, on notera même une légère avance par rapport à l'arrivée du tritium. (cf. fig. B.7.d) Les auteurs avancent deux explications.

- . remplacement de l'eau interfoliaire des argiles par de l'eau tritiée.
- . échange entre le tritium et l'hydrogène des ions hydroxyles des argiles

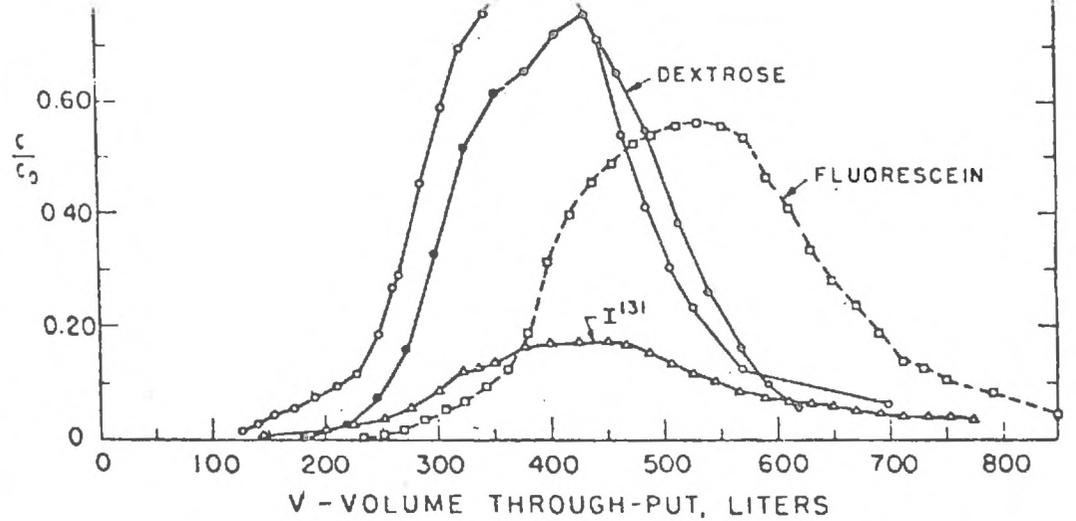
Hypothèses auxquelles nous pourrions rajouter l'éventualité d'une accélération du mouvement de l'ion  $Cl^-$  par l'effet d'un gradient de potentiel électrique (cf. chapitre B.1.1.2.b)

(1) Le temps d'arrivée d'un traceur peut être défini par :

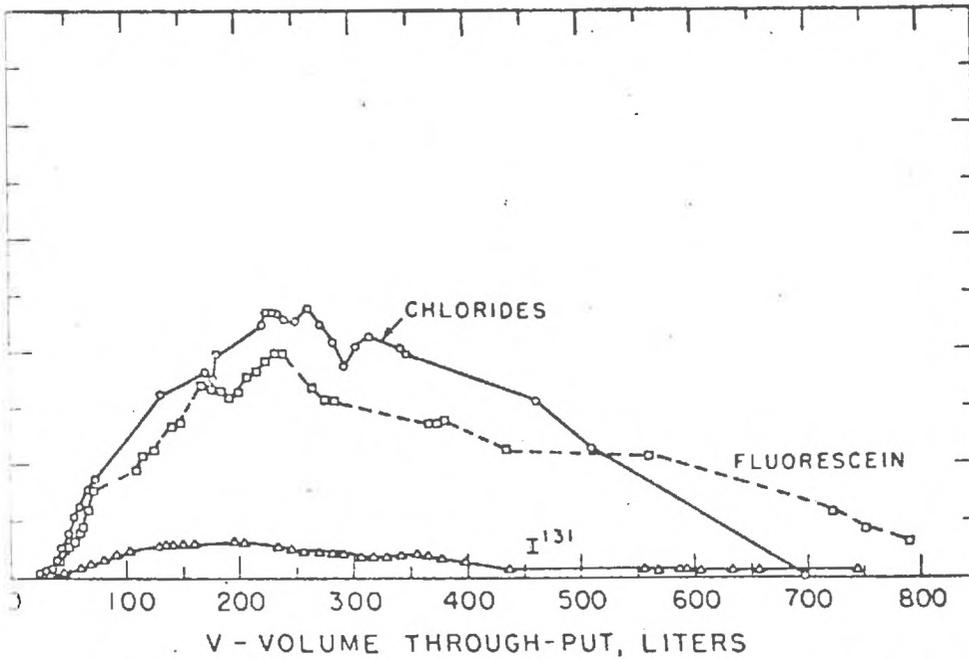
- . La première variation significative de concentration,
- . Le point d'inflexion de la courbe de restitution,
- . L'arrivée de 5 % ou 10 % du traceur (concentration relative),
- . L'arrivée du maximum de concentration : temps modal,
- . Le centre de gravité de la courbe de restitution : temps moyen.



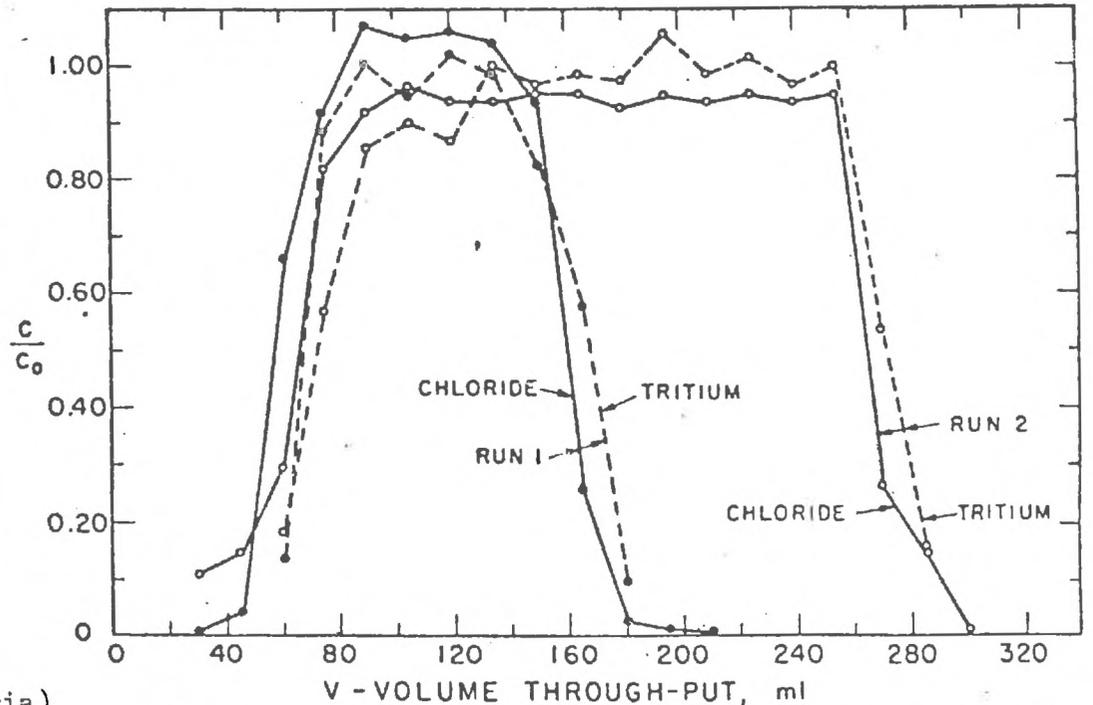
a : restitution à travers du sable (Oakley)



b : restitution à travers une argile sableuse (Yolo)



c : restitution à travers une argile sableuse (Hespéria)



d : restitution à travers une argile sableuse (Yolo)

Fig. B.7. : Comparaison de la restitution de différents traceurs  
(in KAUFMAN et ORLOB. 1956)

55

THOMAS et SWOBODA (1970) soulignent par ailleurs l'importance de ce phénomène en faisant percoler à travers une argile de l'eau deutérée et des ions  $\text{Cl}^-$ . L'arrivée de l'anion est effectivement antérieure à celle de l'isotope de l'eau (cf. fig. B.8.).

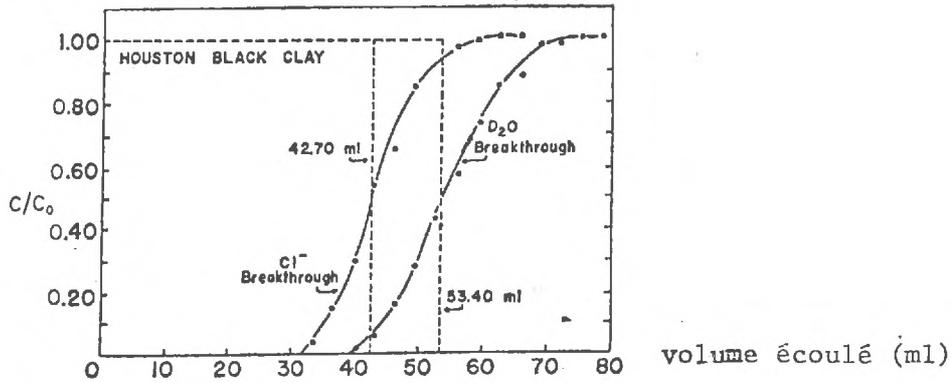


Fig. B.8. : Restitution de  $\text{Cl}^-$  et  $\text{D}_2\text{O}$  (in THOMAS et SWOBODA, 1970)

D'autre part, les auteurs mettent en évidence que la proportion d'eau du sol contenant des ions chlorure baisse avec la concentration de cet anion.

Pourtant l'ion chlorure peut être également retenu comme le montre les résultats des expériences menées par COREY et FENIMORE (1968) à travers un sol kaolinique ; le résultat est obtenu aussi bien en laboratoire que sur le terrain (cf. fig. B.9.).

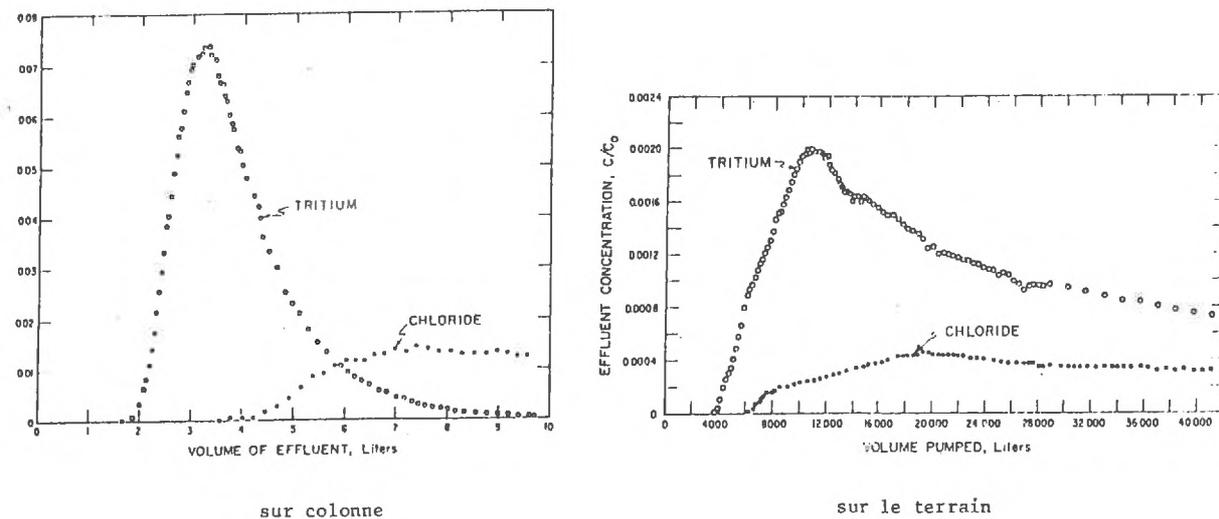


Fig. B.9. : Courbes de restitution du tritium et du chlorure  
(in : COREY et FENIMORE, 1968)

Par conséquent, un traceur réputé "parfait" dans une région peut très bien, dans d'autres lieux, s'avérer de médiocre "qualité".

Citons enfin "l'étude méthodologique des caractéristiques de transfert des substances chimiques dans les nappes" réalisée par GAILLARD et al (1976) sur le site expérimental de Bonnaud (Jura) où les auteurs nous décrivent le comportement respectif de traceurs habituellement analysés en hydrologie (cf. fig. B.10.)

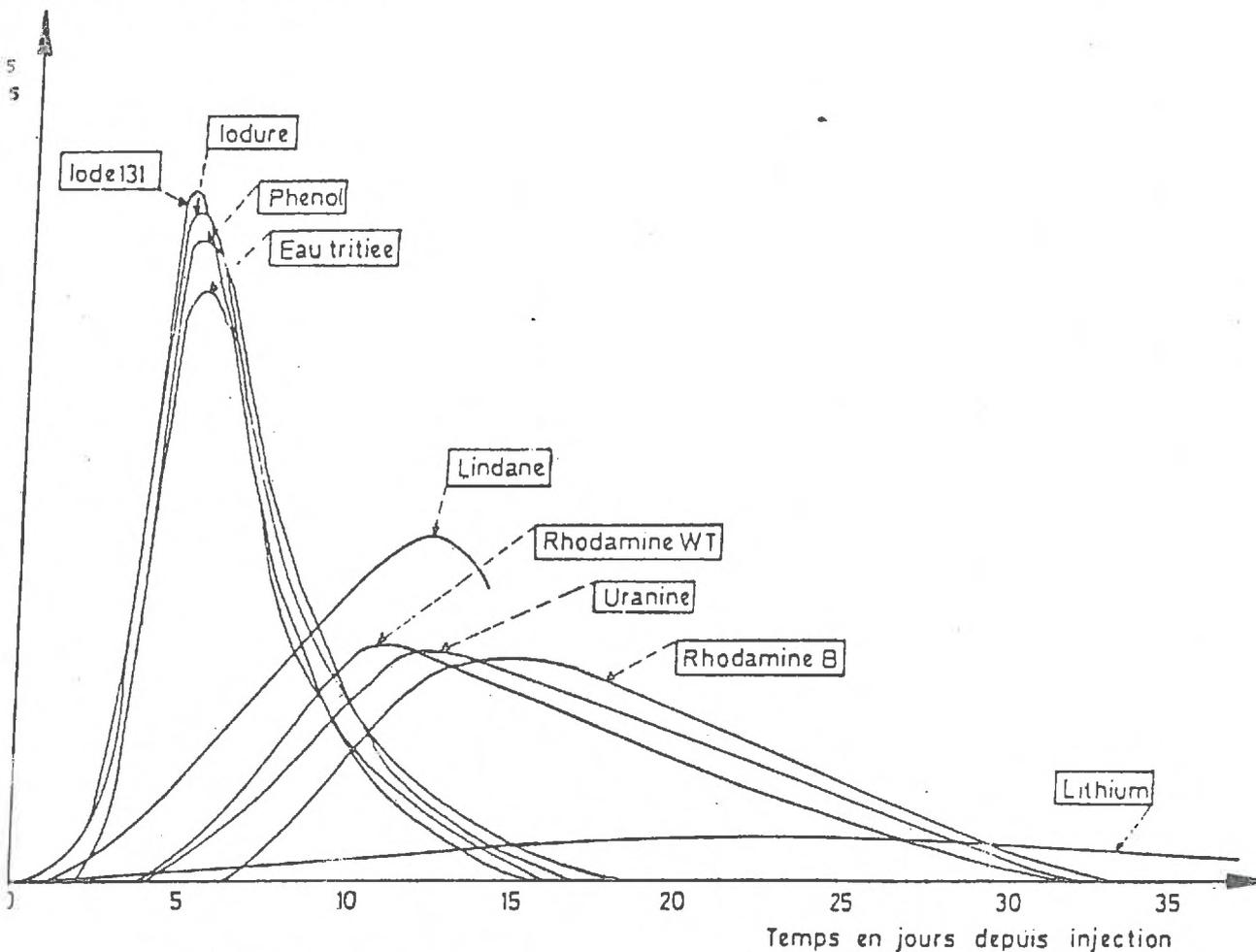


Fig. B.10. : Courbes de restitution des différentes substances injectées (in : GAILLARD et al., 1976).

et l'étude systématique réalisée par ROCHON (1978) avec la même série de traceurs dans laquelle l'auteur compare les résultats obtenus sur le terrain à ceux des essais en statique (isothermes de fixation) et des essais en dynamique sur colonnes d'échantillons du même terrain.

#### B.1.4. Choix des traceurs utilisés

L'orientation donnée à notre étude et les possibilités analytiques dont nous disposons nous ont incité à choisir parmi les traceurs du mouvement de l'eau : le tritium et l'oxygène 18.

##### Le tritium :

Puisque l'expérimentation se déroule à l'échelle du mètre carré, nous avons tout avantage à procéder à un traçage artificiel relativement fort. On choisira donc une concentration initiale de l'ordre de 30 000 UT

(1 Unité tritium +  $3,2 \cdot 10^{-3}$  pCuries/ml = 1 atome  $^3\text{H}$  pour  $10^{18}$  atomes  $^1\text{H}$ )

Les échantillons sont analysés au laboratoire de Géologie Dynamique par scintillation liquide en comptage direct sur spectromètre intertechnique (SL 30).

Plusieurs comptages sont effectués sur chaque échantillon ; la distribution des résultats suit la loi de Poisson :

L'écart type est  $\sigma N = \sqrt{N}$

$\bar{N}$  : moyenne des mesures pour chaque échantillon

##### L'oxygène 18 ;

Le traçage artificiel est beaucoup plus onéreux qu'avec le tritium.

On choisi alors d'utiliser de l'eau de fonte des neiges dont la teneur en oxygène 18 est très faible.

L'eau sera transportée en containers hermétiquement fermés jusqu'aux sites d'expériences (Grenoble, Gabès).

Son dosage est effectué au laboratoire de Géologie Dynamique à l'aide d'un spectromètre de masse (type VARIAN CH 7 et type MICROMASS 602). Les résultats sont exprimés en  $\delta$  ‰.

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ vs SHOW} = \left( \frac{R_E}{R_S} - 1 \right) 1\,000$$

$R_E = \frac{[^{18}\text{O}]}{[^{16}\text{O}]}$  de l'échantillon

$R_S = \frac{[^{18}\text{O}]}{[^{16}\text{O}]}$  au Standard Mean Ocean Water

On estime l'incertitude absolue à 0,2 ‰.

D'autre part, nous avons choisi d'examiner le comportement des cations alcalins dont la solubilité est très grande (cf. tableau B.3.) peu d'essais ont en effet été consacrés à l'étude du comportement de ces ions dans des conditions naturelles alors qu'un bon nombre d'études ont été consacrées au transfert couplé de l'eau et des halogènes (notamment par l'équipe BIGGAR, NIELSEN de l'Université de Californie).

Nous avons ajouté à cette série quelques cations caractéristiques des pollutions industrielles ( $\text{Cu}^{++}$ ,  $\text{Pb}^{+++}$ ).

La plupart de ces éléments ont en outre l'avantage d'être facilement dosés en adsorption ou en émission atomique à des seuils de concentration relativement bas (cf. tableau B.4.).

Ils seront analysés au Laboratoire de Contrôle des eaux de la Ville de Paris au service dirigé par M. MONTIEL.

	g/100 ml	t°
LiCl	63,7	0
NaCl	37,5	0
KCl	34,7	20
RbCl	77,0	0
CsCl	161,7	0
ZnSO <sub>4</sub>	86,5	80
CuSO <sub>4</sub>	14,3	0
CdCl <sub>2</sub>	140,0	20
MgCl <sub>2</sub>	54,2	20
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	56,5	20
Cr(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>		

Tableau B.3.

Solubilité des sels employés  
(d'après WEAST, 1973)

	émission ou absorption	seuil de détection ppm	
Li <sup>+</sup>	(E)	0,01	tampon "cesium"
Na <sup>+</sup>	(E)	0,1	
K <sup>+</sup>	(E)	0,1	
Rb <sup>+</sup>	(E)	0,1	interférences importantes
Cs <sup>+</sup>	(E)	0,1	
Zn <sup>++</sup>	(A)	0,01	tampon "lanthane"
Cu <sup>++</sup>	(A)	0,02	
Cd <sup>++</sup>	(A)	0,01	
Mg <sup>++</sup>	(A)	0,01	
Pb <sup>++</sup>	(A)	0,05	

Tableau B.4.

Seuil de détection de quelques cations  
en émission (E) et adsorption (A) atomique.

## B.2. MOYENS D'INVESTIGATION

Pour obtenir les trois types de renseignements nécessaires au suivi du mouvement de l'eau et des solutés dans la zone non saturée (humidité, charge hydraulique, composition de la solution du sol), l'expérimentateur a le choix entre deux procédés :

- . Le procédé destructif qui consiste à prélever les échantillons du sol par carottage.

Il implique soit de vastes champs d'expérimentation, soit de rares prélèvements sur une surface réduite ; il est donc plus adapté aux traçages naturels suivis pendant des périodes assez longues. (ZIMMERMAN, 1967).

- . Le procédé non destructif qui consiste à introduire dans le sol en place des appareils pour la mesure de l'humidité (sonde à neutrons) de la charge hydraulique (tensiomètres), et à prélever directement des échantillons de la solution du sol (bougies poreuses), est mieux adapté pour le suivi des expériences de courte durée effectuées sur des surfaces de dimensions réduites.

### B.2.1. L'humidimétrie neutronique

#### B.2.1.1. Principe

Une source radio-active (mélange radium-béryllium ou américium-béryllium) émet des neutrons rapides dans le sol. Ceux-ci perdent leur énergie cinétique par collisions successives avec les atomes d'hydrogène. Un compteur, relié au détecteur situé à côté de la source, mesure le flux de neutrons lents dispersés par le sol. L'atténuation des neutrons rapides par le sol est proportionnel à la teneur en hydrogène du sol, donc, en première approximation, proportionnel à l'humidité du sol.

#### B.2.1.2. Étalonnage

L'étalonnage de la sonde reste la difficulté majeure pour l'emploi des méthodes neutroniques sur le terrain.

Deux méthodes sont utilisées régulièrement :

a) La méthode gravimétrique :

Les échantillons prélevés dès la mise en place du tube d'accès de la sonde permettent d'obtenir les valeurs de l'humidité pondérale à différents niveaux du profil.

Si l'on procède également à des mesures de densité apparente, soit par prélèvements d'échantillons non remaniés, soit grâce à un densimètre à rayons gamma, on peut alors relier les valeurs de comptage directement aux humidités volumiques (NORMAND, 1973) (CHRISTENSEN, 1973).

b) La méthode chimique :

De nombreuses études ont montré l'influence des constituants chimiques et de la densité du sol sur la réponse de l'humidimètre (COUCHAT, 1967). La méthode d'étalonnage chimique repose sur l'utilisation d'un modèle mathématique semi-empirique qui prend en compte les résultats de l'analyse chimique du sol (HALEVY, 1968).

### B.2.1.3. Limites

L'avantage principal réside dans la possibilité de répéter des mesures non destructives au même emplacement et dans la rapidité des mesures. Les facteurs de dispersion des mesures neutroniques ont été analysés par CARDON (1972). Ceux-ci sont dûs essentiellement à la sonde elle-même et à l'hétérogénéité naturelle de l'échantillonnage.

L'auteur indique que l'hétérogénéité spatiale n'est pas plus grande à l'échelle de la parcelle que sur une surface de quelques mètres carrés. (PEREMOTE, 1972, aboutit à la même conclusion.)

En présence d'un front d'humectation, l'imprécision des mesures augmente. En effet, les mesures neutroniques intègrent un volume relativement important dans une sphère d'influence de 20 à 50 cm de diamètre (suivant l'humidité du sol) (MOËRMAN, 1967), ainsi la vitesse d'avancée du front d'infiltration déterminée à partir des mesures neutroniques peut être surestimée.

Le même problème se pose pour des mesures au voisinage de couches dont les capacités de rétention sont très différentes.

Le problème particulier posé par la mise en place de tubages dans les sols caillouteux a été examiné par COUCHAT (1973).

### B.2.2. Mesure de la charge hydraulique

On attribue à W. GARDNER (1922) la première utilisation des porcelaines poreuses pour la mesure du potentiel énergétique de l'eau.

Le système tensiométrique repris et perfectionné par RICHARDS (1942) est maintenant largement utilisé, aussi bien "aux champs" qu'au laboratoire. (FEODOROFF, 1965, 1970).

#### B.2.2.1. Principe

On met en relation l'eau du sol avec l'eau contenue à l'intérieur d'une céramique poreuse. Le système est relié par l'intermédiaire de la canne du tensiomètre et d'un tube capillaire soit à un manomètre à mercure, soit à un capteur de pression (VACHAUD, 1974).

#### B.2.2.2. Caractéristiques

Quelque soit le procédé utilisé, une variation de pression entraîne toujours le passage d'un certain volume d'eau à travers la céramique poreuse. La sensibilité S est définie comme le rapport  $\frac{\Delta\psi}{\Delta V}$  de la variation de succion sur la variation de volume correspondante.

La conductance de la cellule représente la quantité d'eau qui passe par unité de temps pour une variation unitaire de pression.

$$K' = K_p \frac{A}{e}$$

Dimension :  $L^3 T^{-1}$

$K_p$  : perméabilité de la paroi ( $L^2 T^{-1}$ )  
 $A$  : surface de la paroi ( $L^2$ )  
 $e$  : épaisseur de la paroi (L)

Le temps de réponse de la cellule est inversement proportionnel à la sensibilité et à la conductance :

$$t = \frac{1}{K's}$$

Pour que le temps de réponse soit minimum, la perméabilité de la paroi doit donc être grande, cependant les pores doivent être suffisamment fins pour que la pression d'entrée d'air soit élevée.

### B.2.2.3. Avantages et limites

Les tensiomètres reliés au manomètre à mercure que nous utiliserons ont l'avantage d'être d'un montage et d'un emploi faciles.

Cependant, la gamme de pression enregistrée est de toutes façons limitée à des valeurs de succion inférieures à 1 atmosphère puisque le manomètre mesure un vide partiel par rapport à la pression atmosphérique.

En pratique, la pression d'entrée d'air de la céramique, la tension de l'interface eau-mercure limitent l'utilisation du tensiomètre à environ 0,8 bars.

Il faut également noter la difficulté d'utilisation des tensiomètres sur le terrain durant la période hivernale.

Pour la mesure de succion dans des domaines où elle est supérieure à 1 bar, le tensiomètre est remplacé par le psychromètre à thermocouple dont la limite de mesure se situe vers -50 bars.

### B.2.3. Prélèvement de la solution du sol

Les sondes résistives couramment employées en laboratoire sont d'un emploi difficile sur le terrain du fait de la non-sélectivité des mesures.

Les échantillons sont prélevés en appliquant une dépression à l'intérieur d'une bougie poreuse en contact avec le sol (on utilise généralement les mêmes bougies poreuses que pour les tensiomètres).

HANSEN et HARRIS (1975) ont montré, à partir d'essais en laboratoire et sur le terrain, que les échantillons obtenus par ce moyen peuvent différer sensiblement par rapport à la solution du sol ( $\pm 30\%$  pour les nitrates). (1)

---

(1) La variabilité des teneurs est naturellement augmentée quand les ions rentrent dans le cycle du métabolisme de certains microorganismes. Les prises d'échantillons doivent se faire dans ce cas encore plus rapidement.

Mis à part la possibilité d'adsorption de certains ions par la céramique poreuse, le problème de la représentativité des échantillons collectés semble provenir essentiellement du fait que les substances solubles ne sont pas réparties de façon homogène dans le milieu poreux. Ainsi la concentration dans les pores larges (les plus facilement drainés) peut être différente de celle de l'eau contenue dans la micro-porosité.

Ce problème est encore accentué lors d'infiltrations expérimentales dans la mesure où le remplacement de l'eau initiale par l'eau d'infiltration ou le mélange de ces deux eaux ne se fait pas instantanément.

S'il est donc difficile d'espérer une valeur fidèle de la concentration moyenne de l'eau du sol dans le rayon d'influence de la bougie, il doit être cependant possible d'obtenir une estimation correcte de l'évolution de concentration en fonction du temps en respectant certaines règles :

- . appliquer toujours la même dépression,
- . prélever pendant de courtes périodes,
- . utiliser toujours le même type de préleveurs.

#### B.2.4. Correlations entre les mesures

Au cours de l'installation d'un site, on s'attachera à ce que les sphères d'influence des différents appareils ne se recoupent pas entre elles.

Même dans le cas idéal où le sol est considéré comme un milieu homogène, la différence entre le rayon d'action de la sonde à neutrons et les mesures ponctuelles des tensiomètres rendent très imprécise la corrélation entre les valeurs de  $\theta$  et de  $\Psi$  au niveau du front d'infiltration. Celle-ci peut être faite valablement quand l'humidité varie lentement.

Par contre, le rayon d'influence des bougies poreuses utilisées pour les prélèvements (20 à 30 cm de rayon, suivant les caractéristiques de terrain et suivant l'humidité -ELMALOGLU, 1977) correspond à celui des mesures d'humidité neutronique.

Cette coïncidence permet donc théoriquement de réaliser correctement un bilan de masse de soluté par niveau de mesure.

$$M = C.\theta$$

Malheureusement, les mesures de concentration sont souvent plus espacées que les mesures d'humidité. On attribue alors, en se référant à l'allure du profil hydrique ainsi qu'au "log" de sondage, un "poids" différent à chaque niveau de prélèvement.

On trouvera sur la fig. B.11, un exemple de découpage du profil de Grenoble pour les essais de calculs de stock.

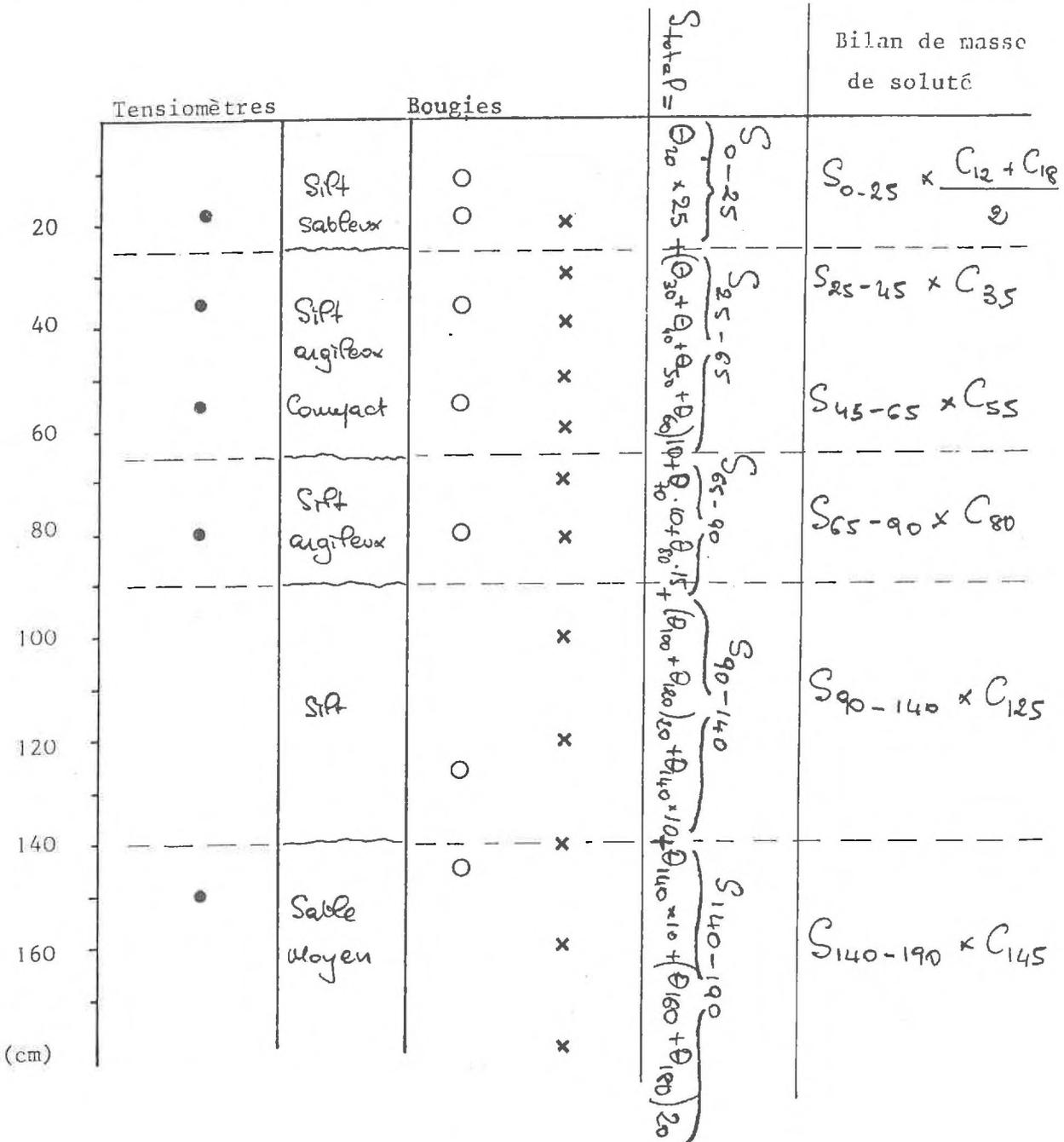


Fig. B 11 - Principe de la pondération des teneurs en soluté.  
Exemple pour le site de Grenoble

## CHAPITRE C

---

### INFILTRATIONS EXPERIMENTALES

---

#### C.1. EXPERIENCES D'INFILTRATION SUR LE SITE DE GRENOBLE

Deux séries d'infiltrations ont été réalisées sur la parcelle expérimentale de l'Institut de Mécanique de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, en collaboration avec l'équipe des "Milieux non saturés" du Groupe Hydrologie. La première s'est déroulée en période sèche (juin 1976), la seconde à la fin de l'hiver (mars 1977).

##### C.1.1. Installations expérimentales

###### C.1.1.1. Le terrain

Une description du terrain en place a été faite lors de l'installation du site (JEGAT, 1975) (TEHEL, 1975).

- . 0 - 25 cm : silt sableux,
- . 25 - 65 cm : silt argileux compact,
- . 65 - 90 cm : silt argileux,
- . 90 - 140 cm : silt,
- . 140 - 200 cm : sable moyen, avec quelques graviers.

Les données du tableau C.1. ont été obtenues à partir d'échantillons prélevés lors de la mise en place du premier tube d'accès de la sonde à neutrons.

Les résultats présentés dans le tableau C.2. ont été obtenus à partir des échantillons prélevés lors du creusement de la fosse.

N°	Cote Prélèvement en cm	D.A g.cm <sup>-3</sup>	$\rho_b$ -3 g.cm <sup>-3</sup>	$\theta$ cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>
1	0-25	1,97	1,69	0,28
2	25-65	1,97	1,75	0,215
3	65-90	1,91	1,53	0,375
4	90-145	1,70	1,41	0,29
5	145-305	1,44	1,37	0,07

Tableau C.1. : (D'après TEHEL, 1975)

N°	Cote Prélèvement en cm	D.A g.cm <sup>-3</sup>	$\rho_b$ -3 g.cm <sup>-3</sup>	$\theta$ cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>
1	25	1,95	1,67	0,28
2	25	1,94	1,59	0,35
3	50	2,07	1,64	0,43
4	50	1,96	1,57	0,39
5	88	1,64	1,44	0,20
6	88	1,56	1,39	0,17
7	135	1,99	1,56	0,43
8	135	1,70	1,40	0,30

Tableau C.2. : (D'après TEHEL, 1975)

La concordance relativement médiocre entre les deux tableaux peut provenir des différents modes de prélèvements. Elle suggère également une hétérogénéité latérale du sol, hétérogénéité confirmée par la comparaison des profils d'humidité et de densité réalisés sur deux tubes (tubes 3 et 4) éloignés environ de 4 m (cf. fig. C.1.).

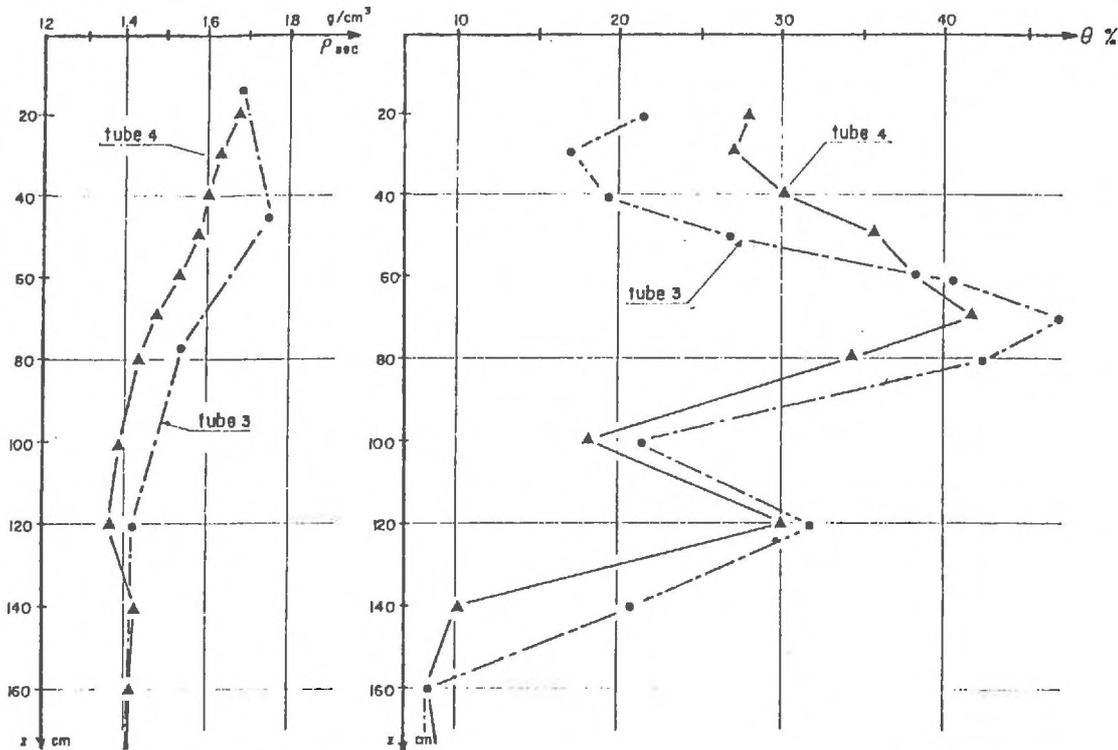


Fig. C.1. : Hétérogénéité spatiale du terrain (d'après TEHEL, 1975)

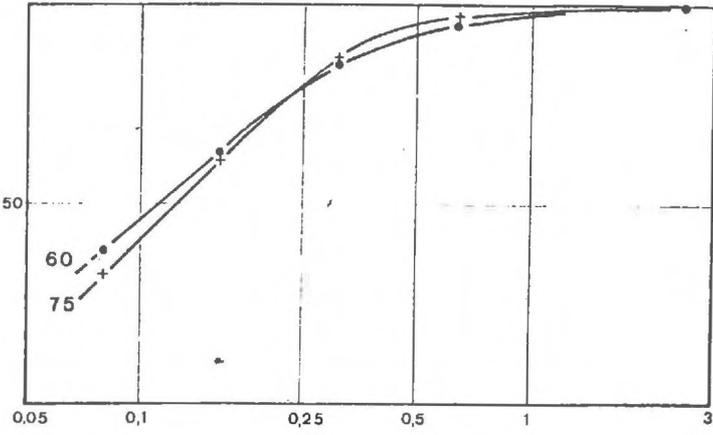
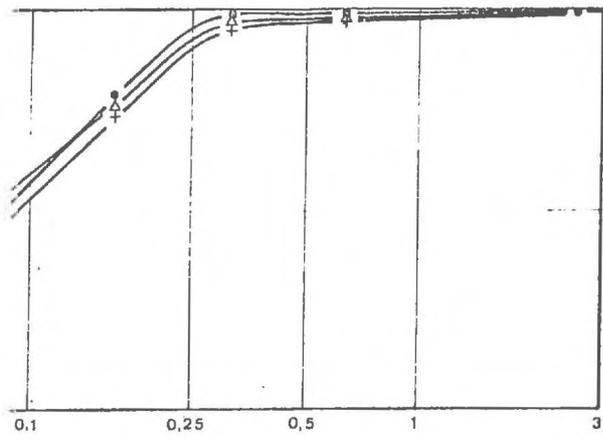
L'analyse granulométrique faite par S. ELMALOGLOU (1977) fait ressortir une texture assez homogène dans l'horizon supérieur (voir courbes 7,5 ; 15 ; 20 cm, fig. C.2.) et confirme la présence, à 140 cm, d'une couche sableuse très perméable surmontée par une couche argileuse à 120 cm (fig C.2.d).

L'analyse minéralogique de la fraction fine (420 µ) montre une grande homogénéité de cette fraction tout au long du profil (tabl. C.3.).

Ech.	Quartz %	Feldspath		Illite %	Chlorite			Total
		plagio	%		%	$\frac{C(002)}{C(003)}$	$\frac{C(002)}{C(001)}$	
0	29	8	1	47	15	2.3	2.7	100
20	33	8	1	42	16	2.2	2.6	100
60	30	7	1	47	15	2.1	2.4	100
75	27	6	1	51	15	2.3	2.8	100
90	30	6	1	48	15	2.1	2.6	100
145	30	6	1	48	15	2.2	3.1	100
Moyenne	30	7	1	47	15	2.2	2.7	100

Tabl. C.3. : Analyse minéralogique de la fraction fine (<20 µ) décarbonatée (HCL 1/10) de 6 échantillons du site "dispersion" de Grenoble. (Détermination : F. MELIERES)

Les teneurs en matière organique, très faible (< 5 %), ont été éliminés du bilan.



C.2.a : niveaux 7,5 ,15 et 25 cm

Fig. C.2.b : niveaux 60 et 75 cm

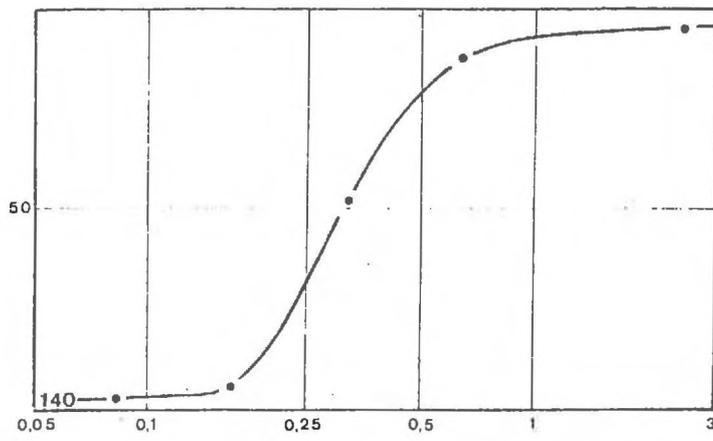
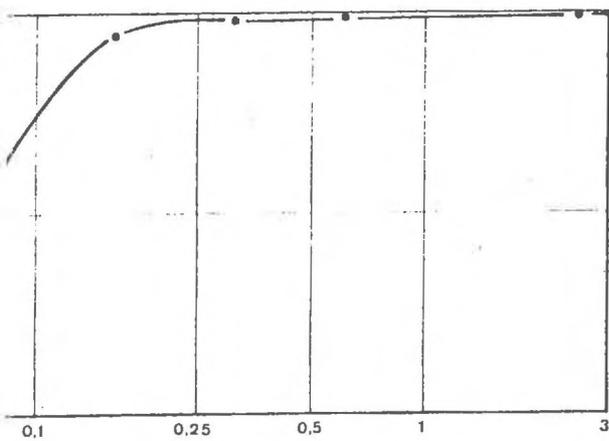


Fig. C.2.c : niveau 120 cm

Fig. C.2.d : niveau 140 cm

Fig. C.2. : Courbes granulométriques  
"site dispersion" de Grenoble

### C.1.1.2. Dispositif (fig. C.3.)

L'infiltromètre est composé d'un anneau métallique de 1 mètre de diamètre, de 10 cm de hauteur, enfoncé de 5 cm dans le sol, entouré d'un anneau de garde de 2 mètres de diamètre.

En son centre est placé le tube d'accès de la sonde à neutrons utilisable jusqu'à 2 mètres de profondeur.

Des tubes de prélèvement de 130 cm de longueur munis à leur extrémité de cellules en céramique poreuse "Soil Moisture", sont implantés quasi-horizontalement dans le profil à partir de la paroi d'une fosse adjacente au site.

Les cellules sont disposées à des profondeurs de 12, 18, 35, 55, 80 et 145 cm.

Des tensiomètres "Soil Moisture" sont implantés à des profondeurs de 15, 30, 60, 85 et 145 cm à partir de la surface de l'infiltromètre.

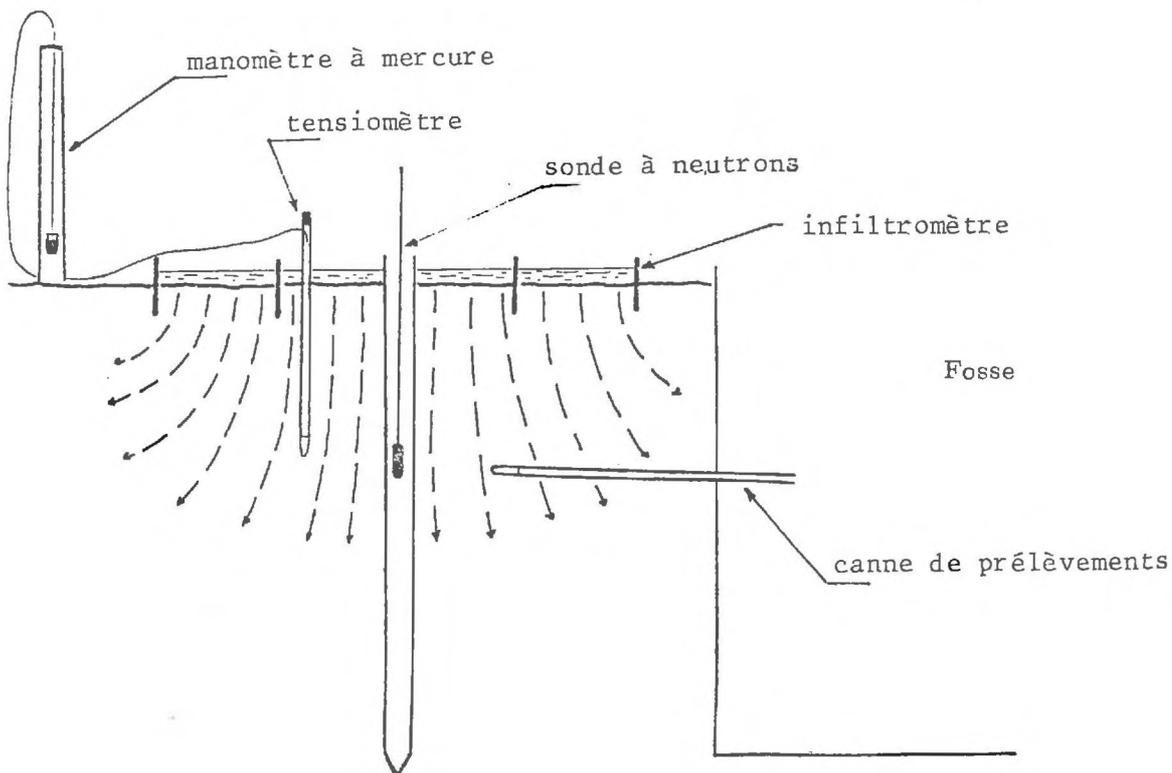


Fig. C.3. : Installations sur le "site dispersion" de Grenoble  
(d'après JEGAT, 1975)

### C.1.1.3. Conditions expérimentales

Tous les essais se font par submersion instantanée de la surface du sol. La lame d'eau ainsi formée est alimentée régulièrement jusqu'à obtention de la hauteur cumulée désirée.

Les deux secteurs de l'infiltromètre sont soumis aux mêmes conditions afin d'obtenir un écoulement unidirectionnel vertical sous l'anneau central.

Une fois la lame d'eau disparue, la parcelle est recouverte d'une toile plastique pour réduire l'évaporation. Cette protection est retirée lors des épisodes pluvieux.

### C.1.2. Infiltrations juin 1976

Les 22 et 23 juin 1976, nous avons réalisé sur un profil initial très sec, une première série d'infiltrations composée de deux vagues successives de 70 et 46 mm séparées de 24 heures d'intervalle.

#### C.1.2.1. Protocole expérimental

Lors de la première vague, 54 litres d'eau contenant 10 ppm de lithium, césium, rubidium, potassium (chlorure), plomb, chrome (nitrate), ainsi que 100 ppm de chlorure de sodium, ont été versés à l'intérieur de l'anneau central. La lame d'eau correspondante (69,6 mm) s'est infiltrée en 80 mm.

Lors de la deuxième vague, 35,6 litres d'eau contenant 20 ppm de lithium (chlorure), cuivre, zinc (sulfate), ainsi que 200 ppm de chlorure de sodium ont été versés.

La lame d'eau correspondante (46,3 mm) s'est infiltrée totalement en 140 mm.

Nous avons utilisé pour ces deux infiltrations de l'eau de fonte des neiges dont la teneur en  $^{18}\text{O}$  est faible ( $\delta^{18}\text{O} = -14 \text{ ‰}$  vs SMOW). La teneur en  $^{18}\text{O}$  de l'eau du sol mesurée avant l'expérience n'étant que de  $-10 \text{ ‰}$  nous avons ainsi obtenu un traçage négatif.

L'évolution de profil de charge a été suivie continuellement au cours de l'expérience (cf. fig. C.4.). Malheureusement, par suite d'une panne de la sonde à neutrons, il n'a pas été possible de suivre aussi régulièrement l'évolution du profil hydrique ; quelques profils seulement sont disponibles (cf. fig. C.5.).

Des prélèvements correspondant à l'extraction sous dépression continue, de 20 ml environ, ont été réalisés à l'aide des bougies poreuses précédemment décrites, pendant toute la durée de l'expérience.

#### C.1.2.2. Analyse critique des résultats :

##### a) Mesures d'humidité et de charge hydraulique :

Le profil initial est caractérisé par une alternance de couche très sèches et de couches à forte capacité de rétention.(fig. C5)

L'humidité très faible en surface ( $\theta \approx 5\%$ ) s'accroît progressivement pour atteindre 35 % à 70 cm de profondeur. Un deuxième niveau de rétention est mis en évidence à 120 cm ; il correspond à la couche argileuse déjà signalée lors de l'analyse des courbes granulométriques.

La comparaison des valeurs du profil hydrique initial et du profil initial de charge hydraulique aux courbes  $\psi(\theta)$  obtenues en laboratoire par S. ELMALOGLOU à partir d'échantillons du même terrain (cf. fig. C.6.) met en évidence une grande disparité entre les résultats.

Il semble que l'intervalle d'humidité sondé en laboratoire ne soit pas suffisamment large, d'autre part l'humidité à saturation ( $\approx$  porosité) apparaît bien plus forte en laboratoire que sur le terrain.

Ce décalage provient sans doute du fait que la détermination de la teneur en eau ne s'effectue pas de la même façon (méthode gravimétrique en laboratoire, humidimétrie neutronique sur le terrain). En effet, le volume de terrain sondé par l'humidimètre à neutrons est bien plus important que le volume des échantillons prélevés pour la détermination de  $\psi(\theta)$  en laboratoire. Ainsi, les mesures d'humidité sur le terrain prennent beaucoup plus en compte l'effet dû à la macroporosité.

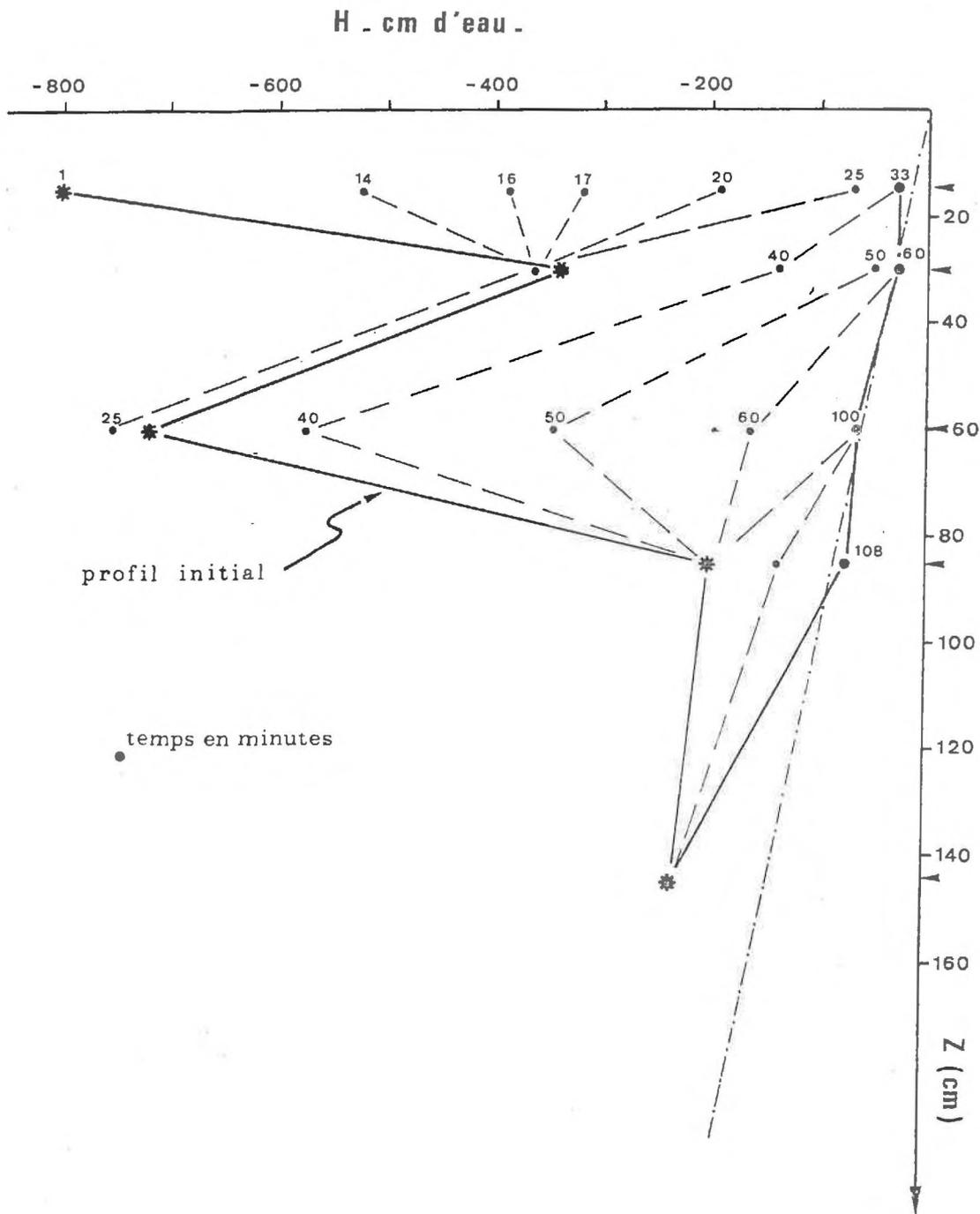


Fig. C4 - Evolution du profil de charge hydraulique

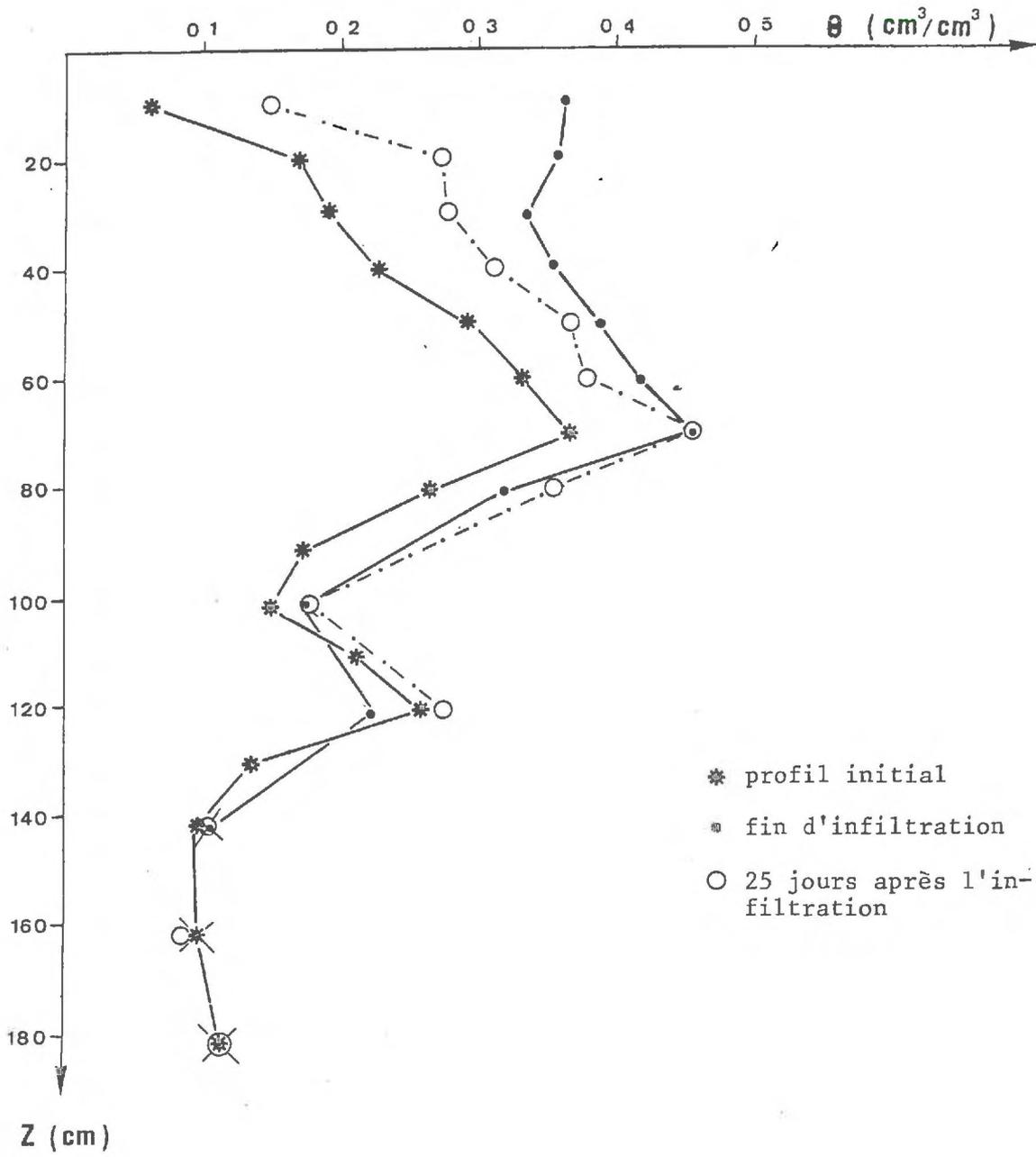


Fig. C5 - Evolution du profil hydrique



Ces résultats mettent en relief, une fois de plus, le problème de la représentativité des mesures effectuées au laboratoire sur des petits échantillons de terrain.

L'évolution du profil hydrique n'a pu être suivi durant l'infiltration, aucune estimation de la vitesse de propagation du front d'infiltration ne peut donc être donnée à partir des mesures d'humidité. Cependant, le profil hydrique de fin d'infiltration a pu être relevé, il indique une augmentation de la teneur en eau jusqu'à 110 cm environ. D'autre part, la variation de stock d'eau dans le profil obtenue par planimétrie de la surface délimitée entre les deux profils correspond bien à la lame d'eau totale infiltrée (+ 5 %).

Lors du ressuyage du profil, (la surface est recouverte afin de limiter l'évaporation) on n'observe pas d'augmentation de la teneur en eau sous la couche argileuse de la cote 120 cm. On peut donc admettre que l'eau, après avoir franchi la barrière que constitue la couche argileuse, est drainée rapidement à travers la couche sableuse sous-jacente.

L'évolution du profil de charge hydraulique a pu être suivie pendant toute la durée de l'expérience.

- Lors de la première infiltration (fig. C.7.) effectuée sur un profil initial très sec, cette évolution semble indiquer que la percolation de l'eau ne se fait pas d'une façon régulière ; chaque couche se comporte comme un réservoir indépendant. Ainsi la couche superficielle doit être complètement saturée avant de permettre un écoulement dans l'horizon inférieur, entre 30 et 60 cm la mise en circulation de l'eau semble simultanée puis, la percolation paraît de nouveau bloquée vers 70 cm jusqu'à saturation totale de cette couche.

- Lors de la deuxième infiltration (cf. fig. C.8.) effectuée le lendemain, sur un profil beaucoup plus humide, il semble au contraire qu'il y ait eu dès le début une mise en mouvement de toute l'eau déjà présente dans le profil (au moins jusqu'à 60 cm).

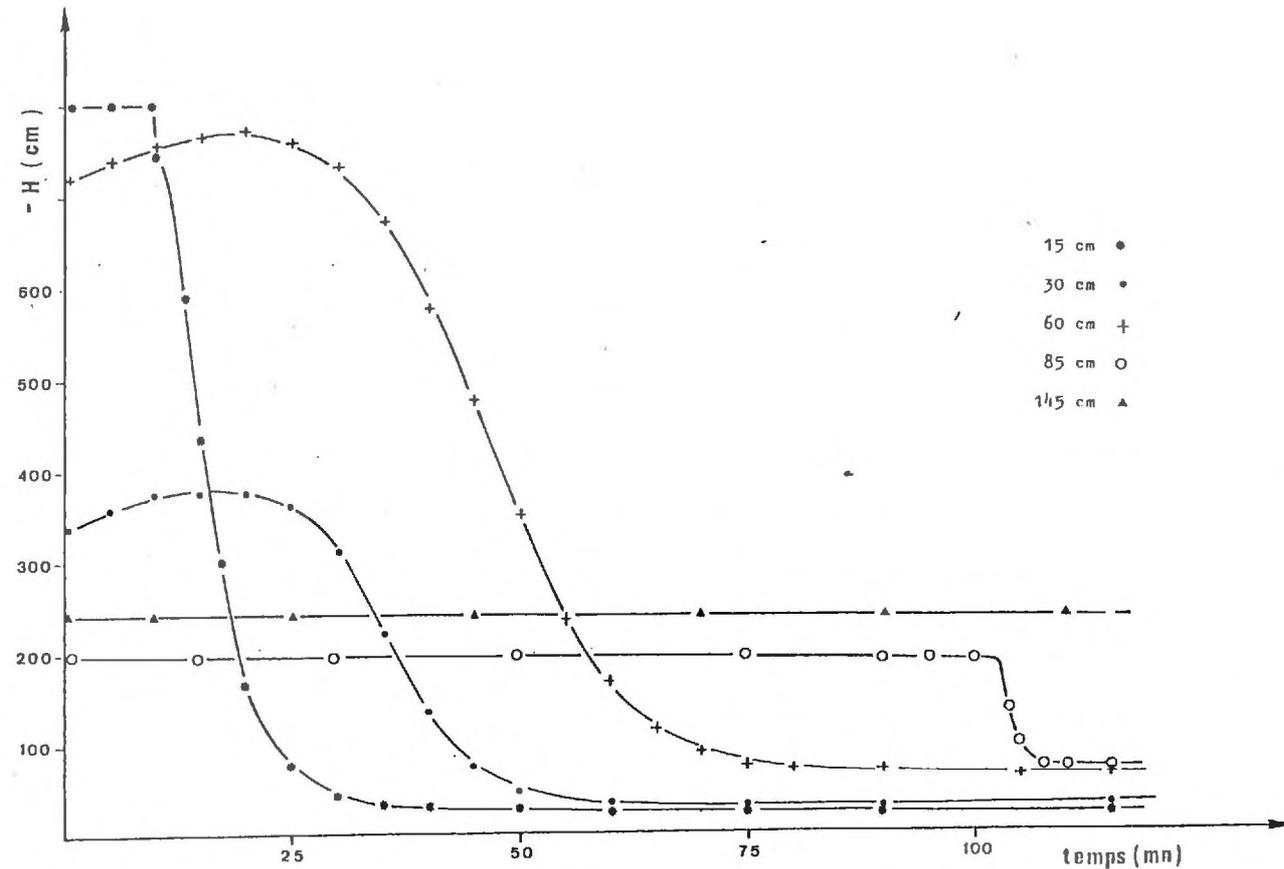


Fig. C.7. : Evolution de la charge hydraulique au cours de la 1<sup>ère</sup> infiltration

- à 15 cm : la chute brutale de la tension, 10 mn après le début de l'infiltration indique l'arrivée du front d'humidité (vitesse apparente : 1,5 cm/mn).
- à 30 cm : l'arrivée du front se manifeste au bout de 25 mn, dès que la couche supérieure est saturée (vitesse apparente : 1,2 cm/mn).
- à 60 cm : la tension décroît 2'30" seulement après le niveau 30 cm ; ceci peut s'interpréter comme :
  - un cheminement préférentiel de l'eau vers la bougie "60 cm".
  - une transmission de pression à travers un milieu poreux proche de la saturation, donc une mise en circulation de l'eau à l'aval du front d'infiltration.
- à 80 cm : on constate une chute brutale de la tension 100 mn environ après le début de l'infiltration (vitesse apparente : 0,8 cm/mn).
- à 145 cm : on n'enregistre pas de variations significatives de pression

REMARQUE : L'augmentation simultanée de la tension aux niveaux 30 et 60 cm, dès la mise en charge de la surface correspond sans doute aux effets de la compression de l'air prisonnier dans le profil.

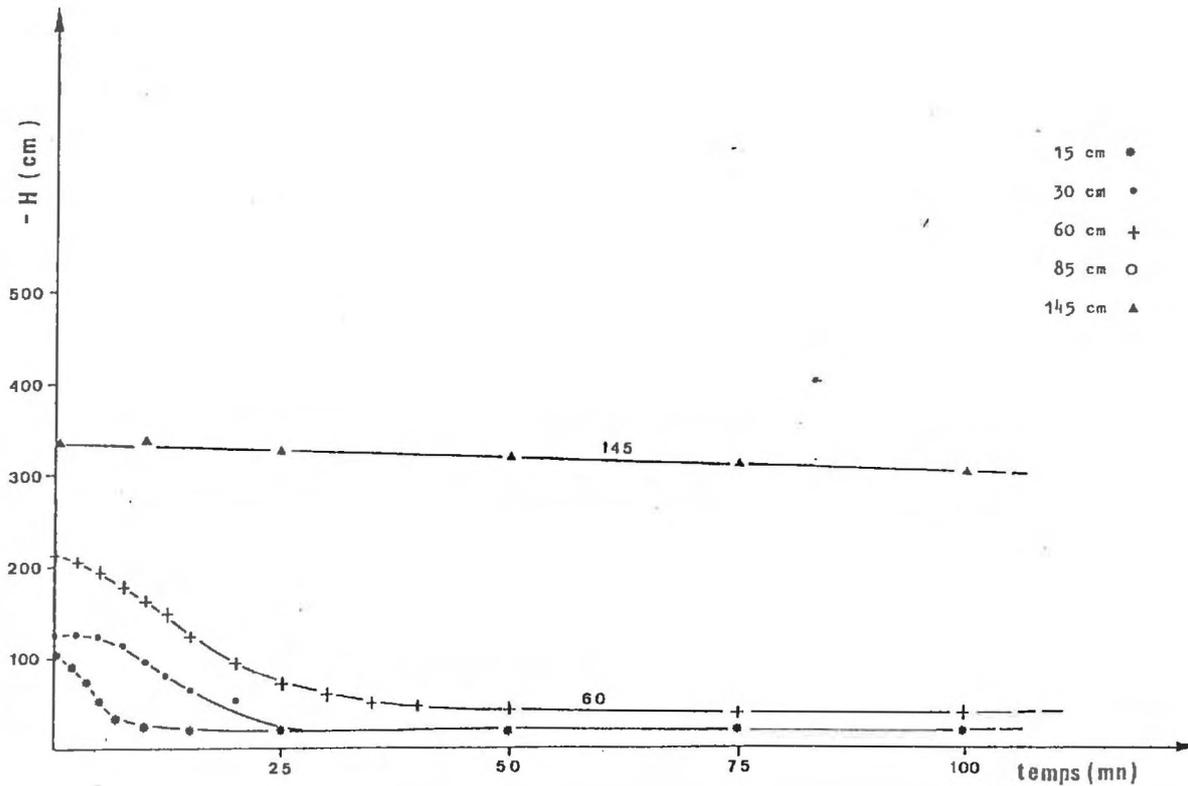


Fig. C.8. : Evolution de la charge hydraulique au cours de la seconde infiltration.

La diminution de la tension est pratiquement simultanée aux trois premiers niveaux. Ceci tend à confirmer que dans un terrain assez proche de la saturation la pression se transmet quasi-instantanément aux niveaux inférieurs. La "chute de tension" n'indique donc plus l'arrivée du "front d'infiltration".

- . à 145 cm : la baisse progressive de la tension peut correspondre, d'après la courbe caractéristique  $\psi(\theta)$  établie en laboratoire, à de très faibles variations de la teneur en eau.
- . à 80 cm : la charge hydraulique n'a pu être suivie à la suite d'une fuite dans le système tensiomètre.

REMARQUE : Les temps nécessaires pour atteindre la saturation sont :

<u>Niveau</u>	<u>Temps</u>
15 cm	10 mn
30 cm	25 mn
60 cm	40 mn

A 15 et 30 cm, les délais de saturation sont sensiblement égaux aux temps d'arrivée des fronts lors de la première infiltration.

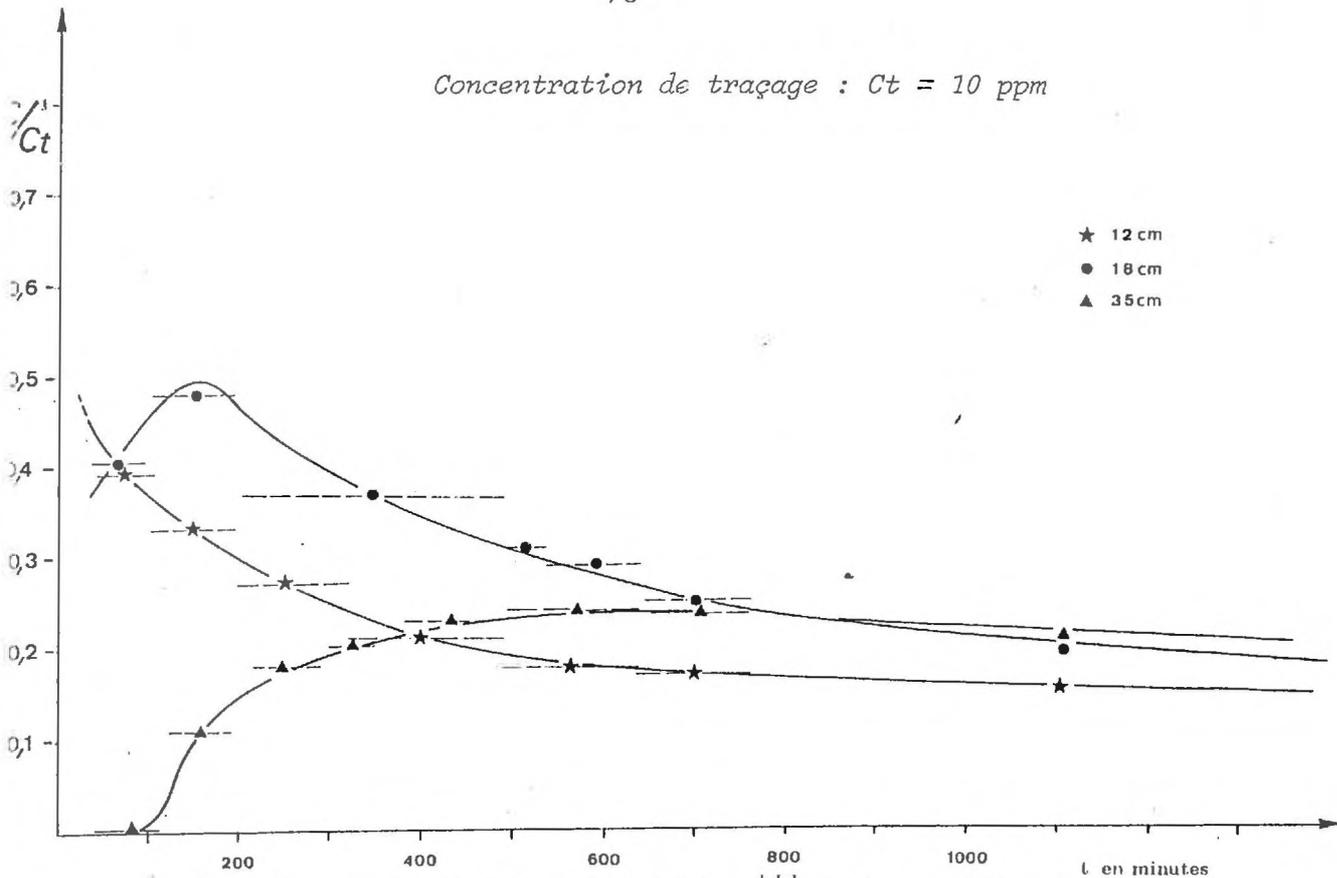


Fig. C.9. : Restitution du lithium <sup>(1)</sup> - 1ère infiltration

- 12 cm : le "pic de concentration" n'a pu être observé. La décroissance régulière de la concentration peut être attribuée :

- . à l'adsorption progressive du lithium par le sol,
- . à un mélange retardé avec l'eau de la microporosité.

- 18 cm : La concentration maximale atteinte (150 mn après le début de l'injection) correspond à la moitié de la solution d'essai. Compte tenu de la faible humidité initiale du sol, ceci semble indiquer une rétention importante du lithium dans l'horizon supérieur.

La décroissance des teneurs après le maximum est attribuée à l'adsorption du lithium par le sol à ce niveau ou au mélange retardé avec l'eau de la microporosité.

- 35 cm : L'arrivée du front de salinité se manifeste au bout de 100 mn environ ; la croissance lente de la concentration indique l'arrivée d'une eau déjà appauvrie en lithium.

La concentration se stabilise à une valeur sensiblement égale pour les trois niveaux (1/4 à 1/5 de  $C$  traçage) peut être attribuée :

- . à un état d'équilibre adsorption-désorption entre la solution et la matrice solide,
- . à une homogénéisation des premiers niveaux par diffusion.

Dans les niveaux sous-jacents, l'arrivée du lithium n'est pratiquement plus décelable (0,8 ppm au maximum, au niveau 55 cm).

(1) Les intervalles tiretés représentent les temps cumulés de prélèvement.

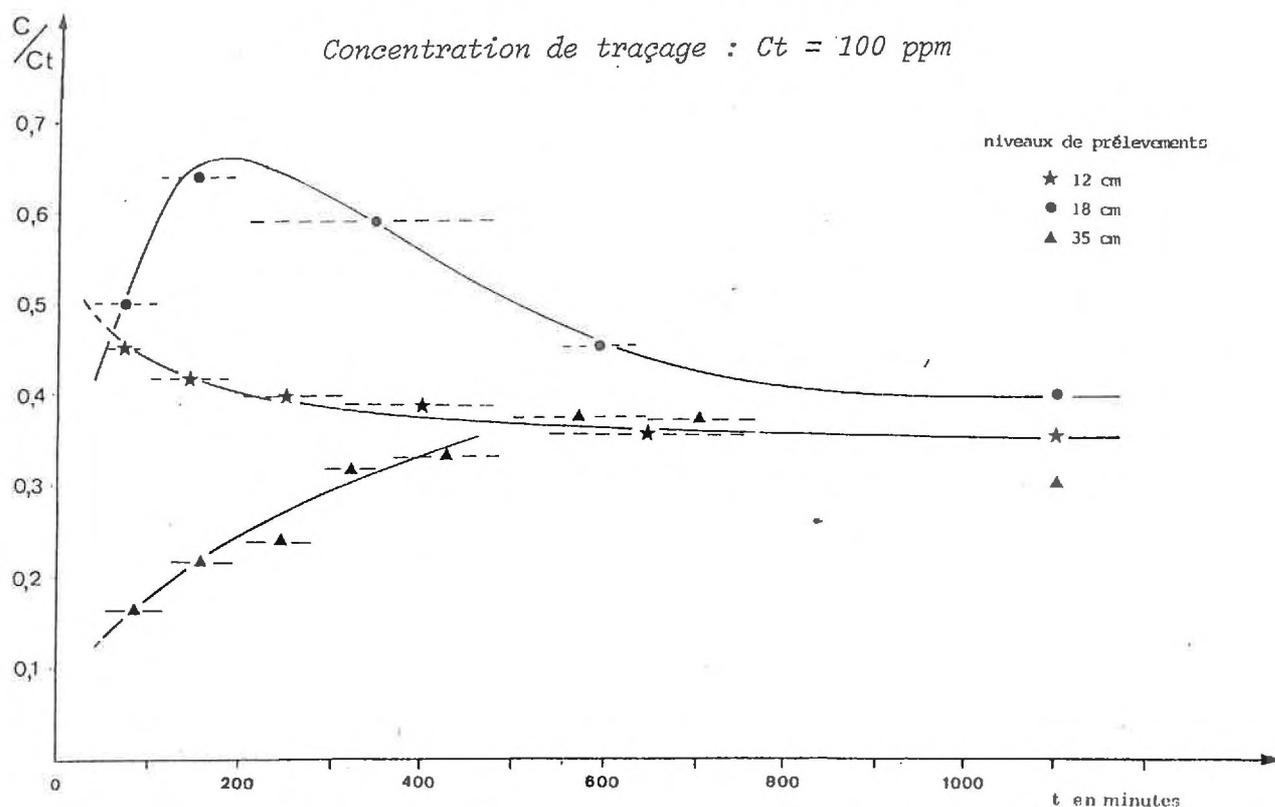


Fig. C.10. : Restitution du sodium - Juin 1976  
1ère infiltration.

- 12 cm : le pic de concentration n'est pas observé.
- 18 cm : la valeur maximale atteinte (entre 150 et 200 mn après le début de l'injection) correspond à 65 % environ de la valeur de la concentration de la solution d'essai.

Après une décroissance attribuée aux phénomènes d'adsorption, et de mélange retardé avec l'eau de la microporosité, la valeur de la concentration se stabilise à une valeur proche de celle du niveau supérieur.

- 35 cm : La valeur initiale manque pour déterminer le début de l'arrivée du front de salinité.

La croissance plus lente de la concentration témoigne de l'arrivée d'une eau déjà appauvrie en sodium par mélange ou fixation dans les niveaux supérieurs.

Pour ces trois niveaux, les teneurs se stabilisent à des valeurs proches qui peuvent correspondre soit :

- . à un niveau d'équilibre adsorption-désorption entre la solution et le sol,
- . à une homogénéisation du profil par diffusion.

L'arrivée du sodium n'est pas décelable dans les niveaux inférieurs.

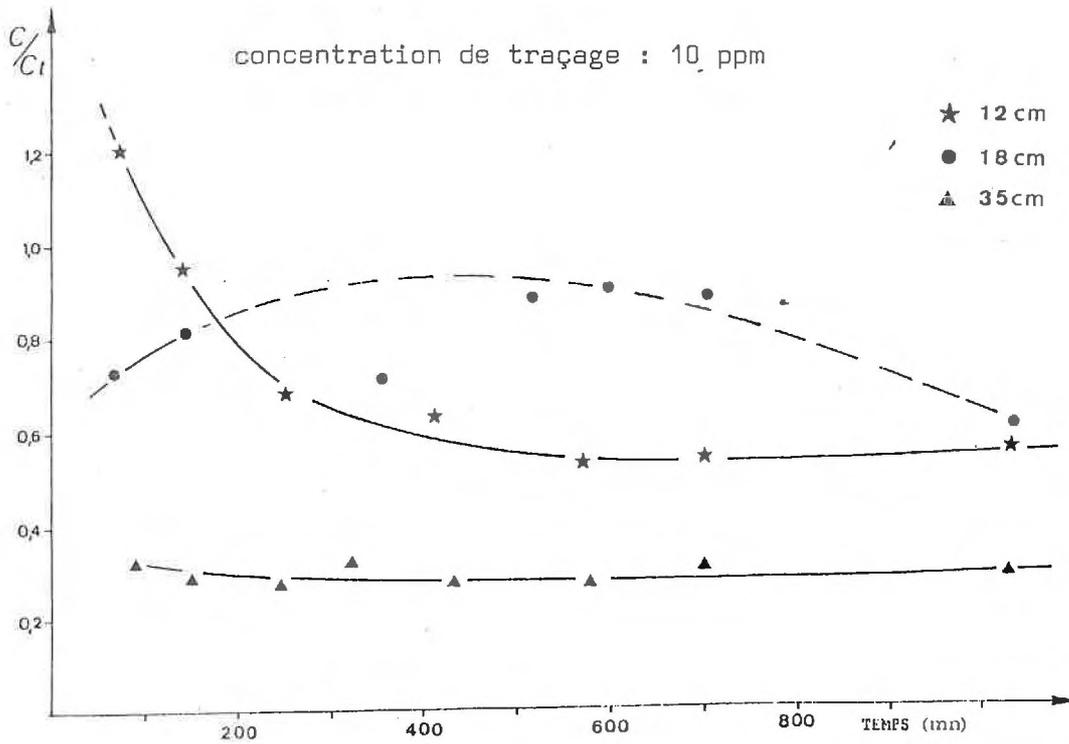


Fig. C.11. : Restitution du potassium - 1ère infiltration

La fixation du potassium dans les premiers horizons du sol apparaît importante, si bien que le signal, très amorti, n'est déjà plus visible à 35 cm.

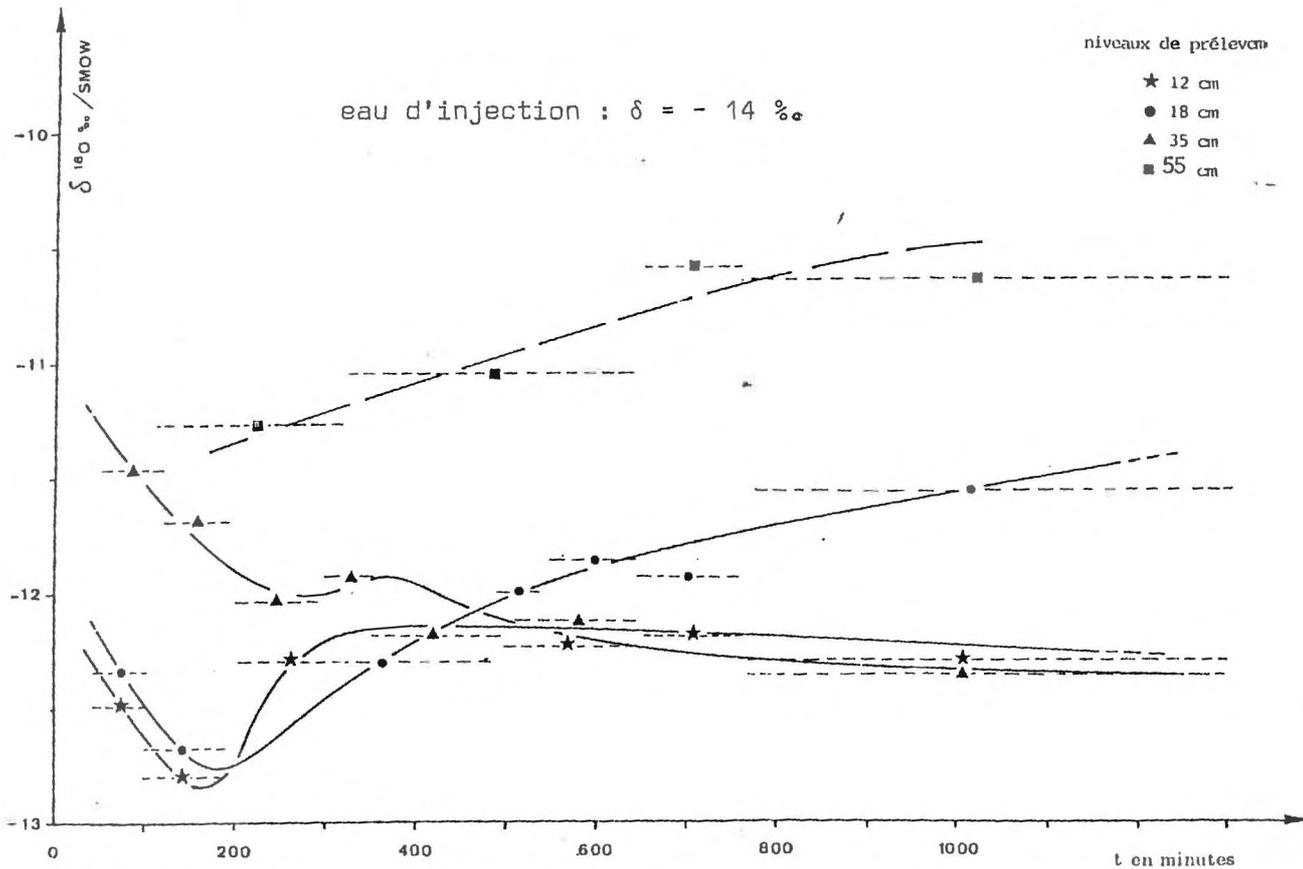


Fig. C.12. : Grenoble - Juin 1976 : 1ère infiltration  
Evolution des teneurs en oxygène 18.

- à 12 cm : la teneur en oxygène 18 tend très rapidement vers celle de l'eau d'injection. Le "mélange retardé" avec l'eau de la microporosité ne peut avoir qu'une faible influence sur la teneur finale, étant donnée la faible humidité initiale.

En supposant un mélange total avec l'eau initiale du sol (5 %), la teneur calculée pour cette eau serait environ égale à  $+1$  ‰ / SMOW. Ce résultat est compatible avec les conditions climatiques (sécheresse et forte évaporation) qui ont précédé l'expérience.

- à 18 cm : l'humidité initiale étant légèrement plus élevée, le "mélange retardé" semble prendre plus d'importance qu'à 12 cm.
- à 35 cm : les premiers échantillons sont plus enrichis en oxygène 18 que dans les niveaux supérieurs, la teneur évolue ensuite progressivement vers celle de l'eau d'injection.
- à 55 cm : l'augmentation de la teneur en oxygène 18 peut être interprétée comme une arrivée d'eau initialement contenue dans les horizons supérieurs ; cette eau serait "chassée" par l'eau d'injection.

Aux niveaux inférieurs, on n'observe pas de variations notables des teneurs en oxygène 18.

b) Analyses chimiques et isotopiques :

Le terrain, très sec avant l'expérience, ne permet de prélever la solution du sol que par la bougie 6 (145 cm). Il nous manque donc le profil chimique et isotopique initial de la première infiltration. Par contre, l'état initial de la deuxième infiltration est connu ; cette simple constatation nous amène à considérer les deux infiltrations comme deux événements séparés :

1 - La première infiltration :

On trouvera sur les tableaux n° I<sub>1</sub> à I<sub>6</sub> (annexe), les résultats des analyses chimiques et isotopiques.

On remarque d'emblée que, malgré la très faible humidité initiale du sol et donc la très faible dilution possible avec l'eau résiduelle, le césium, le rubidium et le plomb n'apparaissent pratiquement plus, même aux premiers niveaux de prélèvement. Ces ions ont donc été entièrement retenus par les premiers centimètres du sol.

Les figures C.9., C.10 et C.11 présentent respectivement les courbes de restitution du lithium, du sodium et du potassium. Elles mettent en évidence un amortissement considérable du signal entre 10 et 30 cm, celui-ci n'étant plus "lisible" à 55 cm bien que la variation de l'humidité soit sensible à ce niveau.

La concentration en soluté dans "l'eau libre" (qui peut être prélevée par les bougies poreuses) peut s'interpréter comme la résultante de 3 facteurs :

- . l'arrivée d'eau marquée,
- . le mélange dispersif avec l'eau initiale du sol et la diffusion du soluté vers les zones à faible concentration,
- . l'adsorption par l'eau liée et par la matrice du sol.

Quand le flux de traceur est très supérieur au flux dispersé et adsorbé, la concentration croît rapidement. Elle décroît ensuite quand le flux d'arrivée cesse et que les phénomènes d'adsorption et de dispersion deviennent prépondérants, pour atteindre enfin, par valeurs supérieures, un état d'équilibre (régime stationnaire) correspondant à l'homogénéisation totale, ou à l'équilibre adsorption-désorption entre la solution du sol et la matrice solide (12 et 18 cm).

Si le flux "d'entrée" de soluté est faible, l'état stationnaire est alors progressivement atteint par valeurs inférieures (35 cm).

L'observation de ces courbes de restitution suggère également une remarque d'ordre méthodologique. Partant d'un sol très sec, le temps de remplissage des flacons (20 cc) est assez long (cf. tableaux 1 à 6). Les prélèvements sont donc trop espacés dans le temps et intègrent plusieurs informations.

Le pic de concentration du premier niveau (12 cm) a déjà été dépassé dès le premier échantillon et on ne peut, ni donner d'estimation de sa valeur, ni préciser sa position dans le temps.

Une imprécision subsiste encore sur la détermination du pic de concentration du deuxième niveau (18 cm). Toutefois, il est possible de le situer entre 150 et 200 mm après le début de l'infiltration.

Dans ces conditions, une meilleure approche des phénomènes dans la partie supérieure du sol au début de l'infiltration passe donc obligatoirement par un échantillonnage plus serré dans le temps et donc une réduction des quantités de solution du sol à prélever.

Le temps d'arrivée du front de salinité n'est décelable qu'au niveau 3 (35 cm). Il est bien supérieur au temps d'arrivée du front d'humidité enregistré par le tensiomètre au même niveau (fig. C.7.) (100 mn contre 22,5). Ce retard peut être interprété de différentes façons :

- on peut mettre en cause l'hétérogénéité spatiale du terrain ; cependant, la différence de temps semble trop grande pour que cette raison suffise à expliquer le décalage, compte tenu de la faible profondeur du niveau.

- le temps de réponse du tensiomètre est bien plus rapide que celui d'une bougie poreuse ; en effet, dans le premier cas, la variation de pression de l'eau du sol entraîne à travers la bougie du tensiomètre le transfert d'une très petite quantité d'eau alors que le prélèvement dans la bougie poreuse nécessite le passage de plusieurs centimètres cubes d'eau. Là encore, la différence de temps apparaît trop importante pour adopter cette explication.

- Le tensiomètre enregistre l'arrivée d'une onde de pression qui ne correspond pas forcément à l'arrivée de l'eau d'injection : si cette hypothèse semble satisfaisante dans le cas de terrain proche de la saturation (cf. fig. C.8.), elle ne paraît pas justifiée dans le cas où l'humidité initiale est faible.

- L'eau initialement contenue dans le sol est poussée à l'aval du front d'infiltration. La première eau qui parvient à la bougie ne contient donc pas de traceur.

- L'eau d'injection se mélange avec l'eau résiduelle du sol ; pour atteindre de très faibles concentrations, la teneur en eau initiale du sol doit être élevée.

- Des phénomènes de fixation entrent en jeu dans les niveaux supérieurs et privent la première eau de son traceur, le soluté ne parvient au niveau inférieur qu'une fois saturés les capacités d'adsorption de la matrice.

Les résultats des analyses de teneur en  $^{18}\text{O}$  (cf. fig. C.12.) suggèrent que, dans le cas de cette première infiltration, les trois derniers phénomènes cités plus haut doivent être principalement pris en compte.

On notera au cours de cette première infiltration la similitude de comportement du lithium et du sodium. Ce fait est sans doute à rapprocher des positions relatives qu'ils occupent dans la distribution des potentiels ioniques (cf. fig. B.3.)

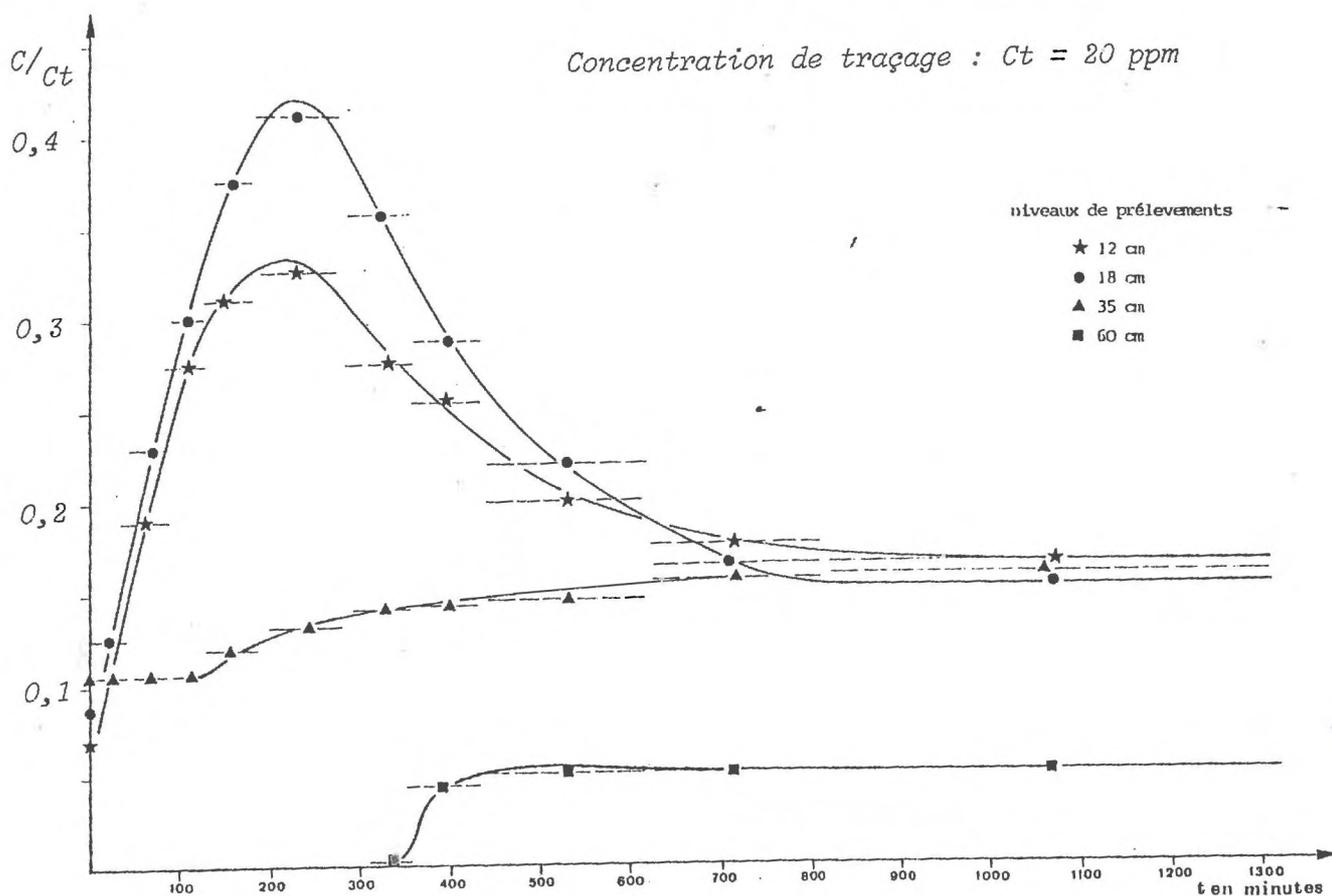


Fig. C.14. : Restitution du lithium - 2ème infiltration

- à 12 cm : le pic de concentration, 200 mn environ après le début de l'infiltration, a pour valeur environ le tiers de la concentration de traçage. Ceci doit être attribué à une dilution dans l'eau initiale du profil. La concentration diminue ensuite jusqu'à un nouveau seuil d'équilibre ( $C = 3 \text{ ppm}$ ).  $\frac{C - C_0}{C_t - C_0} = 0,09$ .
- à 18 cm : la réponse est très similaire. Le pic de concentration a même une valeur légèrement supérieure.
- à 35 cm : le front de salinité parvient 120 mn environ après le début de l'infiltration. La forme aplatie de la courbe de restitution souligne l'importance des phénomènes de mélange et de dispersion dans les niveaux supérieurs.  
L'équilibre eau-sol à la fin de l'expérience est le même pour ces trois niveaux ( $C = 3 \text{ ppm}$ ).
- à 60 cm : le front de salinité parvient 350 mn environ après le début de l'infiltration et l'équilibre s'établit entre le sol et la solution au niveau de 1 ppm. L'augmentation brutale de la concentration suggère qu'il s'agit là d'eau de la première infiltration qui est poussée par le seconde vague.

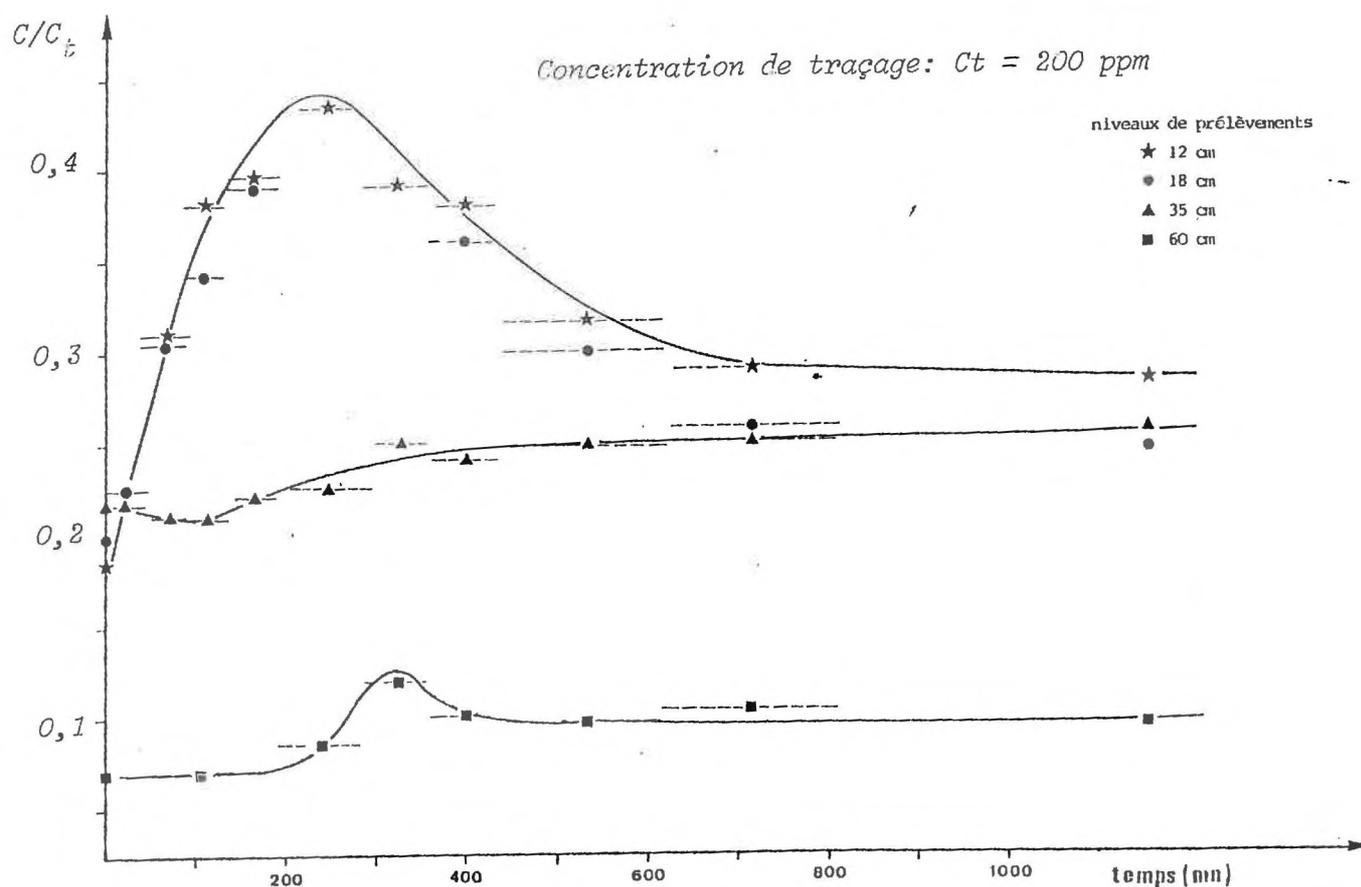


Fig. C.15. : Restitution du sodium - 2ème infiltration

- à 12 cm : le maximum est atteint au bout de 200 minutes environ ;

$$\frac{C - C_0}{C_t - C_0} = 0,30. \text{ Après la phase décroissante, la concentration d'équilibre s'établit à } 60 \text{ ppm } \frac{C - C_0}{C_t - C_0} = 0,14$$

- à 18 cm : la réponse est très semblable, mais la concentration à l'équilibre est plus faible (50 ppm).

$$\frac{C - C_0}{C_t - C_0} = 0,06$$

- à 35 cm : l'aplatissement de la courbe de restitution souligne l'importance des phénomènes de dispersion et de mélange dans les niveaux supérieurs.

- à 60 cm : le sodium qui parvient à ce niveau ( $\pm \approx 200$  mm) est sans doute celui de la première infiltration chassé par application de la deuxième lame d'eau sur le profil.

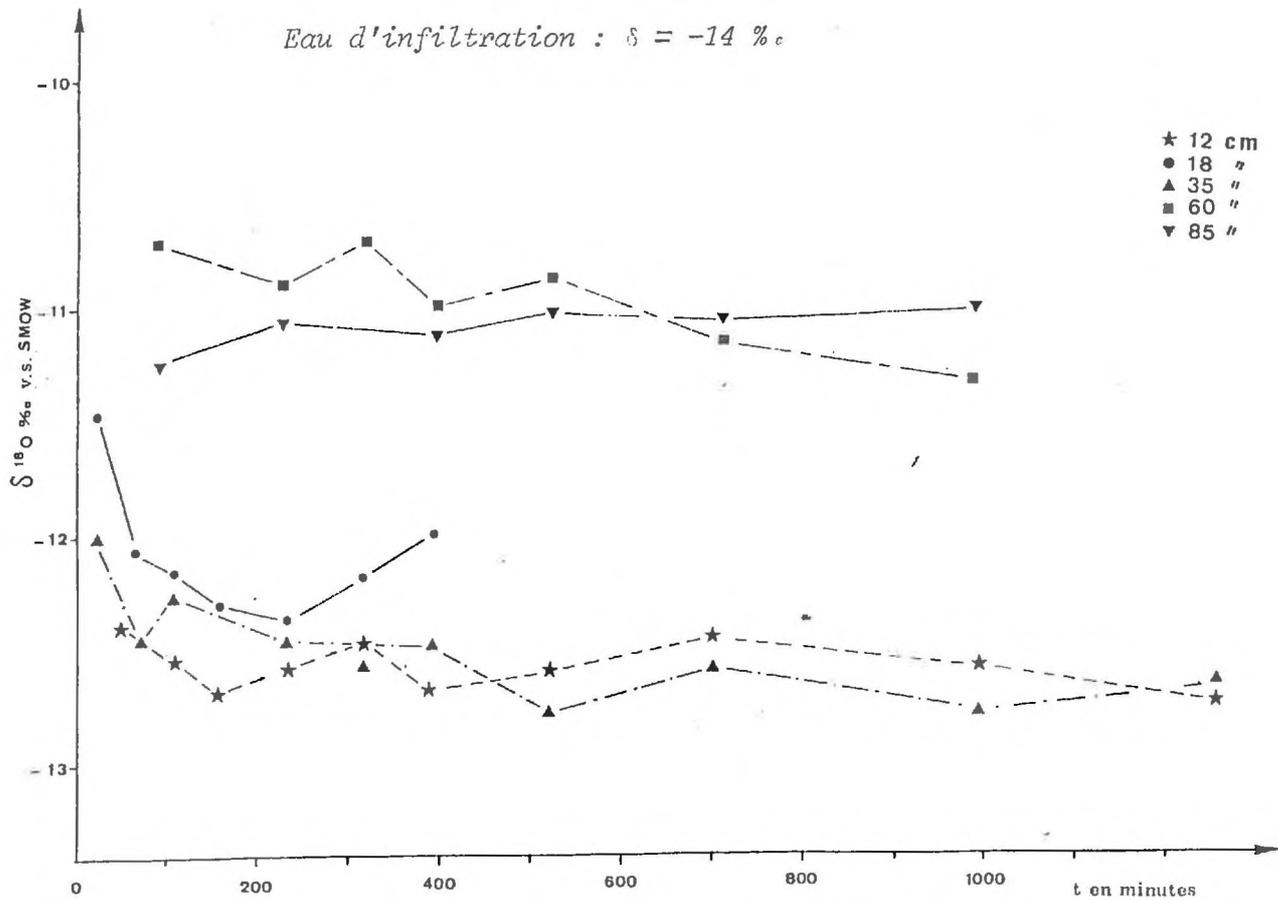


Fig. C.16.: Variations des teneurs en  $^{18}\text{O}$  - 2ème infiltration

Dans ce sol initialement humide (à la suite de la première infiltration), la différence de teneur entre l'eau d'injection et l'eau du sol est faible. On peut cependant noter :

- . un appauvrissement progressif en  $^{18}\text{O}$  jusqu'à 55 cm, qui témoigne du mélange des deux eaux.
- . Un léger enrichissement à 85 cm, qui peut être expliqué par l'arrivée d'eau ancienne, poussée en avant du front d'infiltration.

2) deuxième infiltration :

Lors du deuxième essai, le sol est pratiquement saturé dans sa partie supérieure par l'infiltration précédente. La lame d'eau s'infiltré alors moins rapidement (0,875 mm/mn lors de la première infiltration, 0,33 mm/mn lors de la seconde).

Le cuivre et le zinc épandus à la surface du sol sont retenus totalement par les premiers horizons, ils ne sont pas décelables dans les échantillons.

Par contre, l'humidité plus grande du sol a permis de prélever chaque échantillon en un temps moins grand ; les courbes de restitution du lithium et du sodium sont donc mieux définies (cf. fig. C.13. et C.14.).

On constate que les courbes de restitution obtenues aux deux premiers niveaux (12 et 18 cm) sont maintenant très proches, alors qu'elles étaient fortement décalées lors de la première infiltration (cf. fig. C.9. et C.10). Ceci pouvait être attribué à un cheminement très rapide du traceur jusqu'à - 12 cm dans les fentes de dessiccation.

L'arrivée du front de salinité au niveau 3 (35 cm) est décelée au bout de 120 minutes environ. Au niveau 4, la forme de la courbe de restitution suggère qu'il s'agit d'eau de la première infiltration poussée par la deuxième infiltration.

Là encore, les comportements du lithium et du sodium sont très similaires. Pour les deux cations, on atteint dans les couches supérieures, un nouveau seuil d'équilibre solution-sol après mélange et adsorption d'une nouvelle fraction du traceur par l'eau immobile et la matrice.

Co	Cm	Cf	$\frac{Cm-Co}{Ct-Co}$	$\frac{Cf-Co}{Ct-Co}$
1,5	6,5	3,2	0,27	0,09
1,7	8,2	3	0,35	0,07
2	-	3,4	-	0,07
0	-	0,8	-	0,04

Co	Cm	Cf	$\frac{Cm-Co}{Ct-Co}$	$\frac{Cf-Co}{Ct-Co}$
37	86	60	0,3	0,14
40	80	50	0,25	0,06
36,5	50	50	0,08	0,08
14	20	20	0,03	0,03

### Restitution du lithium

### Restitution du sodium

Co : Conc. initiale, Cm : Conc. maximale, Cf : Conc finale

( 1 : 12 cm , 2 : 18 cm, 3 : 35 cm, 4 : 55 cm )

La comparaison des temps d'arrivée de front de salinité et du front d'humidification n'est pas possible dans cette deuxième phase de l'expérience, car la variation de pression a été enregistrée dès le début jusqu'à 60 cm (cf. fig. C.8.).

L'analyse des teneurs en oxygène 18 montre un appauvrissement progressif des eaux jusqu'à 55 cm, dû au mélange des deux eaux. A 50 cm, par contre, l'eau s'enrichit légèrement ; ceci tend à prouver que de l'eau "ancienne" du sol est poussée en avant du front d'infiltration.

On n'observe pas à 60 cm, l'arrivée d'un pic net de traceur, tel qu'il a pu être observé pour  $Li^+$  et  $Na^+$  et qui était alors attribué au déplacement par effet piston de l'eau de la première infiltration.

Avec l'oxygène 18, on assiste plutôt à une lente décroissance vers une valeur de "bon mélange" entre l'eau du sol et l'eau de traçage.

Cette décroissance pourrait témoigner d'une diffusion plus efficace pour l'oxygène 18 que pour  $Li^+$  et  $Na^+$ . (1)

(1) Coefficients  $D_0$  en  $cm^2/s$  :

$^{18}O$	$3,01.10^{-5}$	}	(WANG)
Li	$1,31.10^{-5}$		(cf. tableau A.3.)
Na	$1,54.10^{-5}$		

### C.1.2.3. Conclusions

A la suite de cette première série d'infiltrations sur le site de Grenoble, il nous paraît possible de tirer quelques enseignements :

. Tensionométrie : Les tensiomètres placés dans un terrain relativement sec peuvent sans doute indiquer avec précision l'arrivée du front d'humidité. Cela ne semble pas être le cas si l'état initial du sol est proche de la saturation. (Ils se borneraient alors à enregistrer une onde de pression).

. Traçages salins et isotopiques : Parmi les cations essayés comme traceurs, le césium, le rubidium, le plomb, le cuivre et le zinc restent fixés dans les premiers centimètres du sol.

La solution potassique dont la restitution est masquée par le potassium préexistant dans le sol semble également subir une intense rétention.

Le lithium et le sodium ont un comportement très voisin, et, si l'on en juge par la similitude de forme entre les courbes de restitution de ces deux éléments et les variations des teneurs en oxygène 18 (1ère infiltration), ce comportement paraît le plus proche de celui de l'eau d'injection.

Ces résultats correspondent d'ailleurs aux conclusions des études d'adsorption et de percolation effectuées en laboratoire pour des échantillons du même terrain :

M. SARDIN et VILLERMAUX (1978) mettent en évidence une très grande adsorption du cuivre, une adsorption encore importante du potassium et une adsorption nulle pour le lithium.

M. ROCHON (1978) classe également le lithium dans la catégorie des bons traceurs.

Dans ces conditions l'amortissement rapide du signal avec la profondeur doit être attribué en partie au mélange de l'eau d'injection avec l'eau (immobile) de la microporosité.

Mais le retard observé entre le front d'humidité et le front de salinité ne peut s'expliquer uniquement, vu la faible humidité initiale du sol par ce mélange.

Il faut considérer en outre le phénomène de dispersion latérale du traceur et l'effet piston qui chasse en avant l'eau résiduelle du sol comme le montrent les variations des teneurs en oxygène 18.

### C.1.3. Infiltration mars 1977

#### C.1.3.1. Modifications de l'installation

Une nouvelle série de canne de prélèvement est implantée à partir de la surface du sol afin de comparer les échantillons obtenus avec ceux des bougies implantées depuis la fosse (cf. fig. C.17).

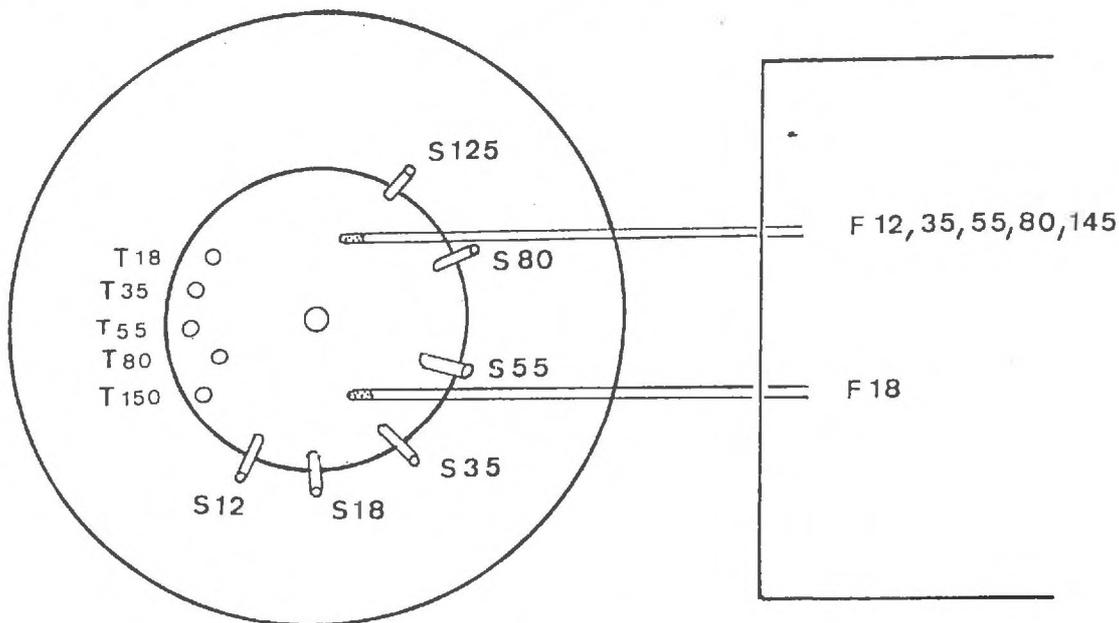


Fig. C.17. : Schéma d'implantation du site "dispersion"

T : tensiomètres verticaux (profondeur indiquée en cm)

S : Cannes de prélèvements obliques implantées depuis la surface du sol

F : Cannes de prélèvement quasi-horizontales implantées à partir de la paroi de la fosse.

#### C.1.3.2. Protocole expérimental

Le 10 mars 1977, à 9 h 55, on a déversé 210 litres de solution contenant 40 ppm<sup>(1)</sup> de cadmium, potassium, magnésium, (chlorure) à l'intérieur

(1) La concentration initiale des cations est doublée par rapport à l'essai précédent en prévision d'une plus grande dilution car le sol se trouve avant l'expérience dans un état proche de la saturation (cf. profil initial fig. C.21).

de l'infiltromètre.

La lame d'eau totale (6,7 cm) s'infiltré en 45 mn environ.

L'écart des teneurs en oxygène  $^{18}$  entre l'eau de fonte de neige et l'eau du sol est trop faible en cette saison pour pouvoir effectuer cette fois-ci un traçage avec cet isotope. En conséquence, l'eau utilisée pour l'infiltration est additionnée de tritium de façon à atteindre une concentration de traçage d'environ 30 000 UT (28 000 après vérification).

L'évolution du profil hydrique et du profil de charge est suivie continuellement au début de l'expérience et l'on s'attache cette fois à prélever de façon continue (pendant trois heures et demie) des volumes réduits de la solution du sol (5 ml environ).

Par la suite, le suivi se fait selon un pas de temps de plus en plus large.

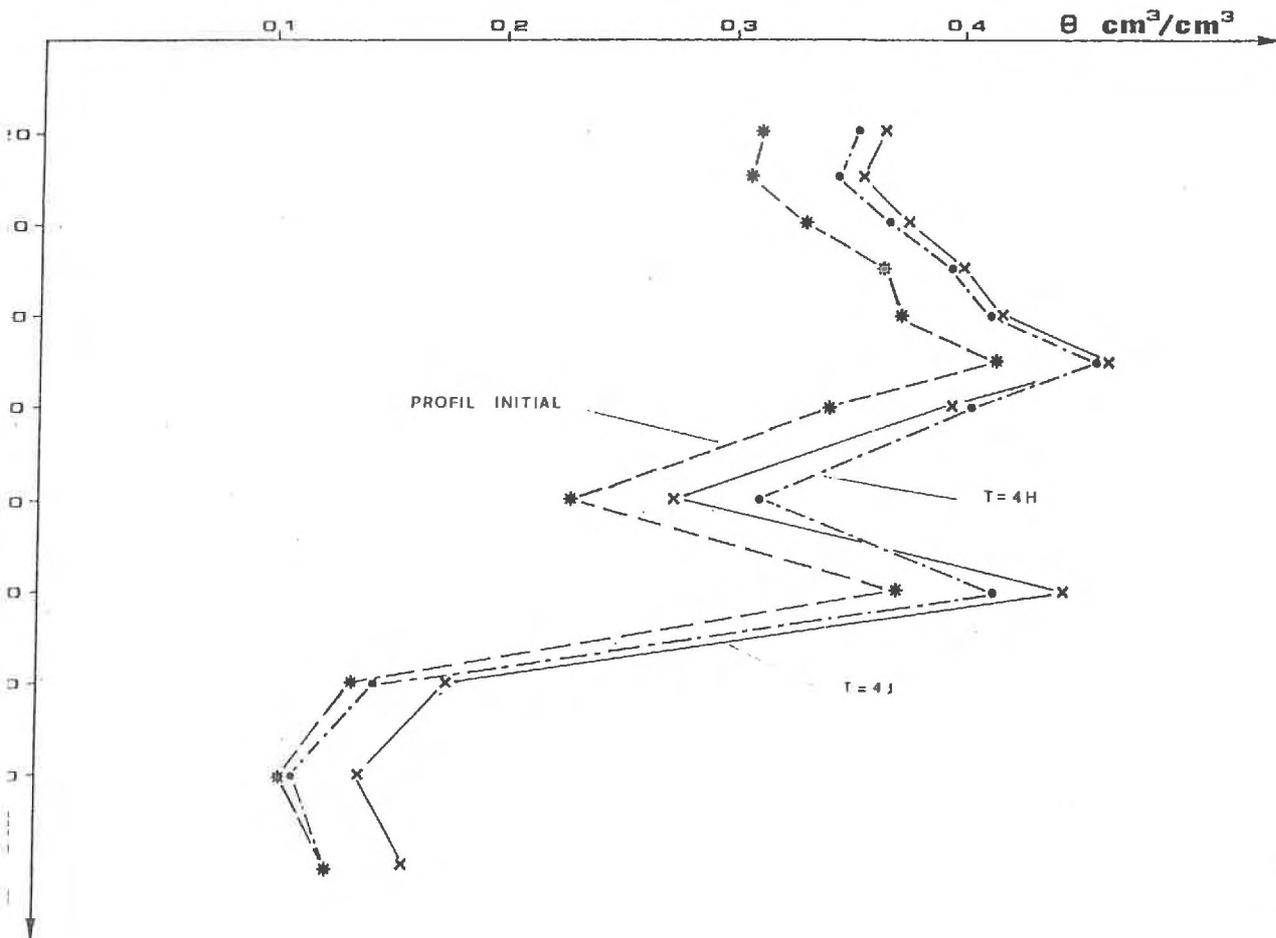


Fig. C 18 - Evolution du profil hydrique

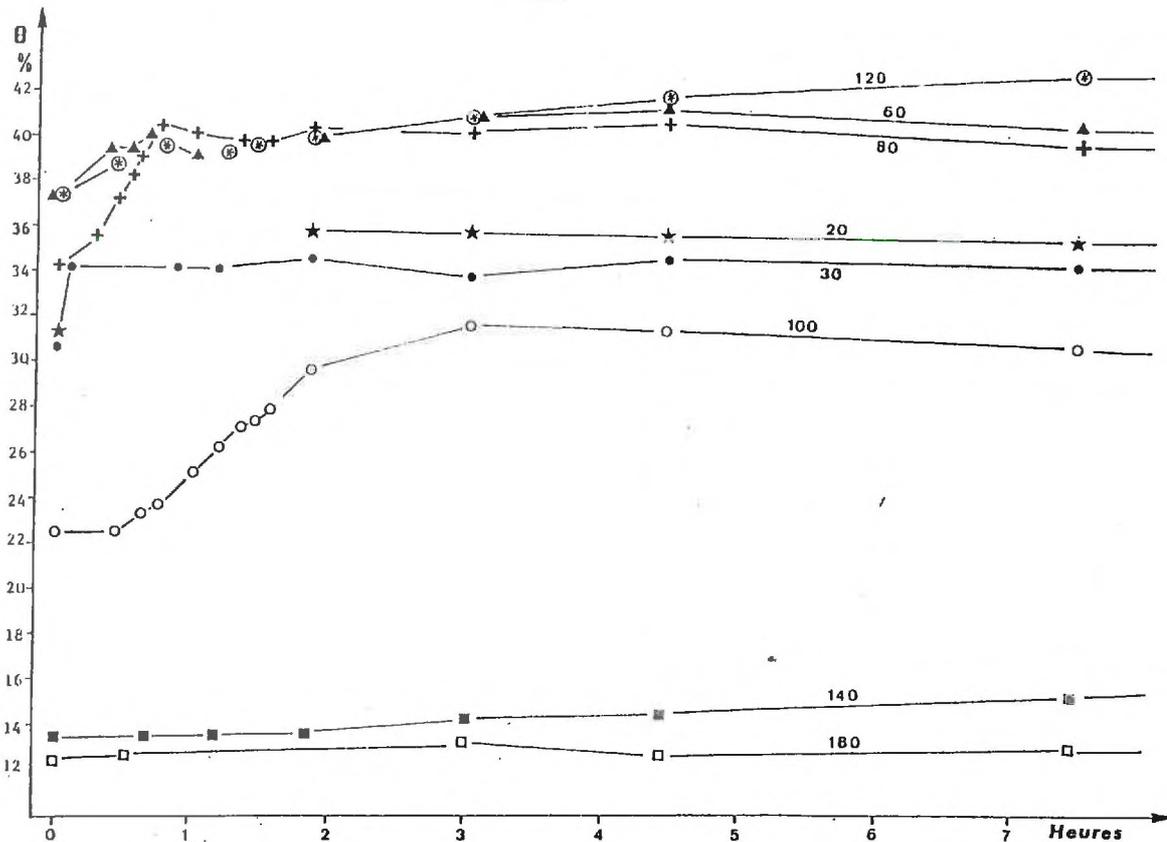


Fig. C 19 - Evolution de l'humidité à différents niveaux (cote en cm).  
Début de l'expérience

### C.1.3.3. Analyse des résultats

#### a) Mesure d'humidité :

On a reporté sur les figures C.18. et C.19. les valeurs de teneur en eau volumique en fonction du temps à différents niveaux. Il ressort de l'examen de ces figures que :

. le temps d'arrivée du front d'humidité n'est déterminé avec précision qu'à 100 cm ( $t = 25$  mn). La vitesse apparente très grande (4 cm/mn) alors que le sol est initialement très humide suggère déjà une propagation de type "piston".

. Après un premier "pic" dû à la première infiltration, les teneurs en eau maximales ne sont généralement atteintes qu'après le deuxième apport d'eau constitué par la pluie naturelle du 11 mars (36 mm en 24 h). Ces deux apports sont nettement différenciés jusqu'à 120 cm alors qu'ils se confondent à partir de 140 cm. Ceci souligne le rôle "tampon" de la couche argileuse située entre 120 et 140 cm.

Le stock d'eau total dans le profil (jusqu'à 190 cm) a été calculé pour chaque série de relevés humidimétriques (cf. tableau C 4). Son évolu-

tion au cours du temps est représenté fig. C.20 sur laquelle on a également reporté les apports d'eau à la surface du sol (infiltration expérimentale et pluviométrie).

La concordance satisfaisante entre la variation de stock et l'apport d'eau confirme la validité de l'étalonnage de la sonde.

On peut constater que la pluie tombée le 11 mars s'est infiltrée totalement.

La reprise évaporante étant quasi nulle pendant la période considérée, les variations de stocks enregistrées entre les apports sont dus uniquement au drainage (la diffusion latérale de l'eau dans le sol très humide peut être considérée comme négligeable). Ainsi, on observe une variation de 1,1 cm entre le 10 et le 11 mars, 4,2 cm entre le 15 et le 18 mars.

Date	$\Delta_t =$ $t-t_0$ (heures)	$S_t(0-190)$ (cm)	$S_t - S_0$ (cm)	$S_t - S_{t-1}$ (cm)	Apport (cm)
9/03		50,18			
10/03	1,8	55,86	5,68	+ 5,68	6,7 *
	3	56,64	6,46	+ 0,78	
	4,4	56,91	6,73	+ 0,27	
	7,4	56,77	6,59	- 0,14	
11/03	24	55,68	5,50	- 1,09	3,6
12/03	48	59,48	9,30	+ 3,8	
13/03	72	59,94	9,76	+ 0,46	0,26
14/03	102	59,31	9,13	- 0,63	
15/03	124	58,44	8,26	- 0,87	
16/03	145	57,88	7,76	- 0,56	
18/03	193	55,77	5,59	- 2,11	1,4
21/03	270	56,64	6,46	+ 0,87	
6/04	649	55,99	5,81	- 0,65	
25/04	1 104	51,12	0,94	- 4,87	

Tableau C.4. : Evolution du stock d'eau dans le profil (0-90 cm) calculé à partir des données d'humidimétrie neutronique.

\* L'eau n'a pas été appliquée de façon homogène à la surface de l'infiltromètre :

- . 40 litres dans l'anneau central ..... 5,176 cm
- . 170 litres dans l'anneau extérieur ..... 7,2 cm
- . 210 litres au total ..... 6,7 cm de hauteur moyenne

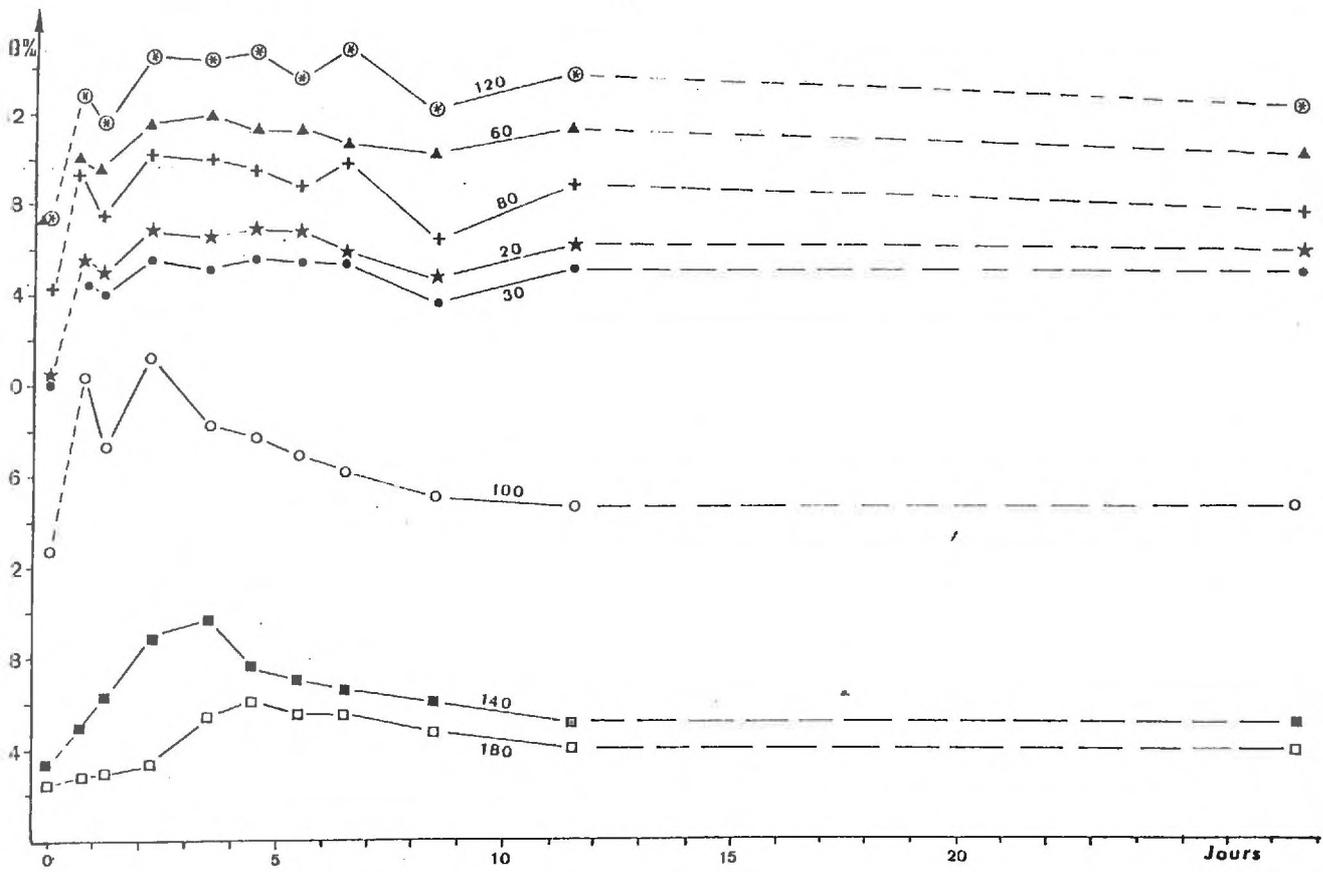


Fig. C 20 - Evolution de l'humidité à différents niveaux (cote en cm).  
Fin de l'expérience

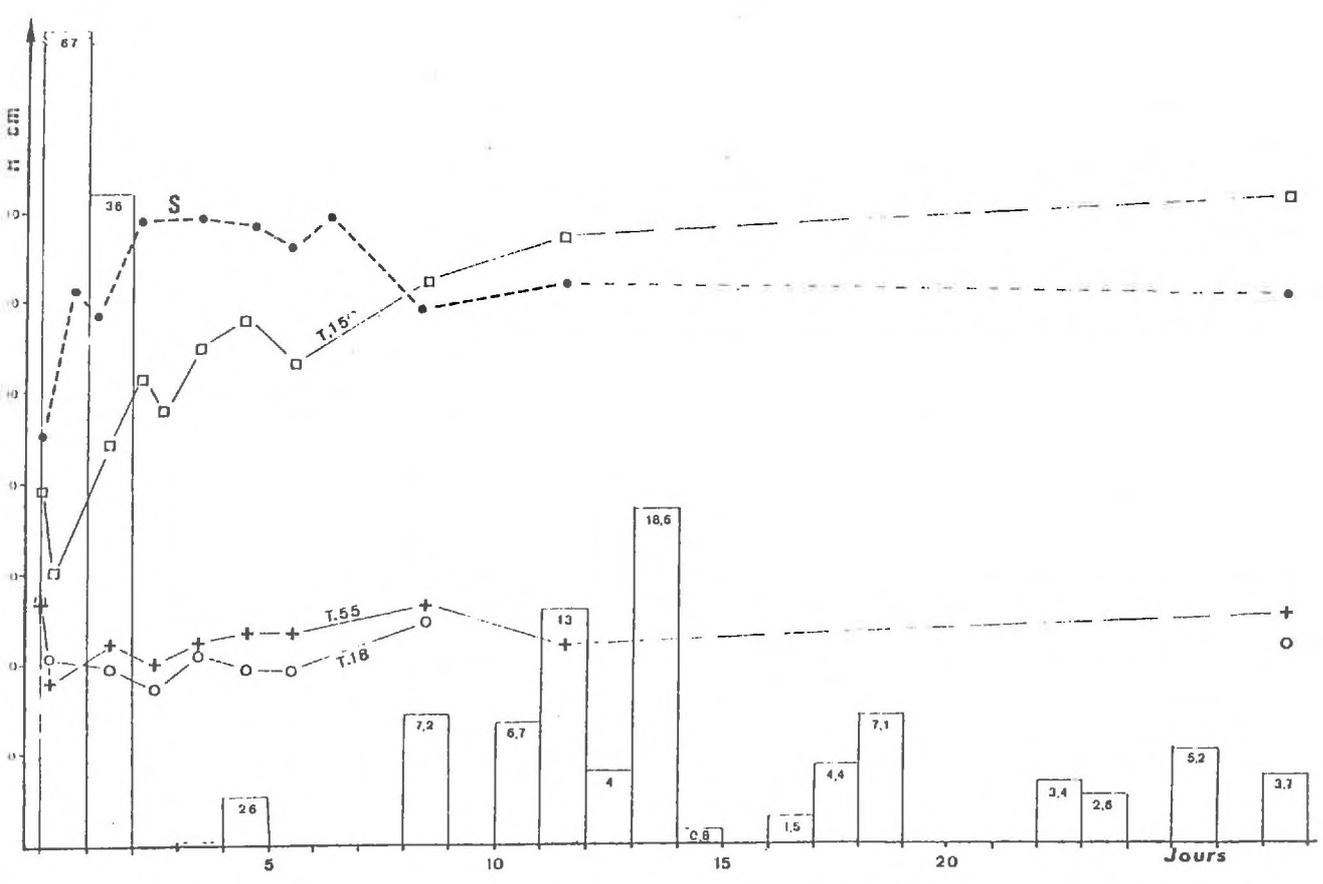


Fig. C 21 - Evolution du stock d'eau total (S), de la charge hydraulique (H) en fonction des apports d'eau (indiqués en mm)

b) Charge hydraulique :

Les variations de pression sont très vite enregistrées par les tensiomètres (cf. fig. C.22.) :

- . 18 cm : dès le début de l'infiltration,
- . 35 cm : au bout de 2 mn,
- . 55 cm : " " de 2 mn,
- . 80 cm : " " de 7 mn,
- . 150 cm : " " de 8 mn.

Ces résultats tendent à confirmer que l'application d'une lame d'eau à la surface d'un sol déjà très humide provoque la mise en circulation d'une partie de l'eau déjà présente dans le profil.

Les indications des tensiomètres peuvent difficilement, dans ces conditions, être utilisées pour déterminer le temps d'arrivée de l'eau d'infiltration.

Par la suite, l'augmentation régulière de succion enregistrée à 150 cm met en relief le rôle drainant de la couche située à ce niveau (cf. fig. C.21).

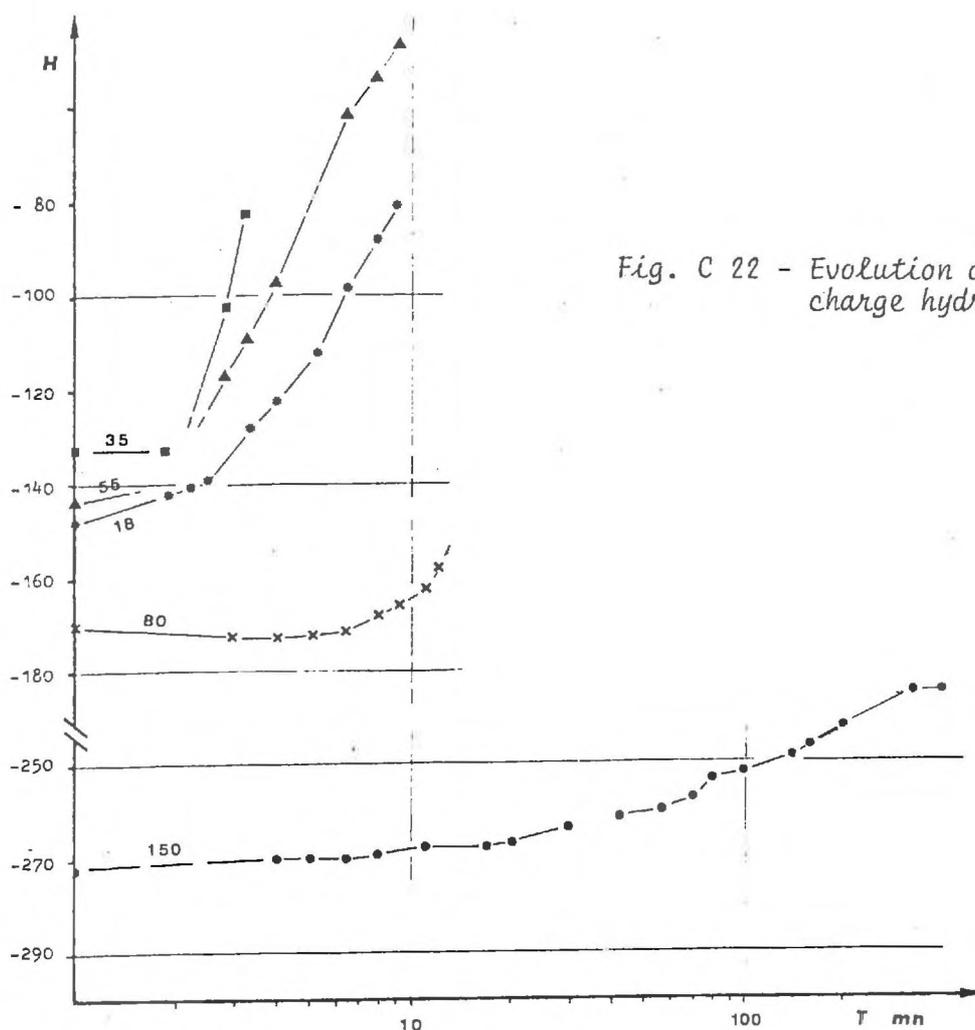


Fig. C 22 - Evolution de la charge hydraulique

c) Restitution des sels ( $K^+$  et  $Mg^{++}$ ) (fig. C 23)

L'examen des courbes de restitution et des profils de teneur en sel après infiltration fait apparaître que les concentrations des solutions du sol aux différents niveaux sont peu perturbées par le traçage (cf. fig. C.23.).

Ceci peut s'interpréter de la façon suivante :

. Soit un phénomène d'adsorption commun aux deux ions limite la concentration de la phase acqueuse à des valeurs proches de la concentration naturelle elles-mêmes réglées par un mécanisme "à seuil".

. Soit la dispersion est telle que l'influence des traceurs est pratiquement masquée après la traversée des premiers centimètres du sol.

Or  $Mg^{++}$  et  $K^+$  ont un comportement apparemment inverse : en effet, la distributions des teneurs en  $Mg^{++}$  indique une accumulation vers le bas, alors que les teneurs en potassium sont beaucoup plus fortes dans les horizons supérieurs.

Ces profils correspondent à un processus de fixation du potassium, alors que le magnésium solubilisé est entraîné vers le bas par le drainage de l'eau.

Dans ces conditions, on peut admettre que la dispersion est la cause majeure de l'atténuation rapide du signal de traçage par le magnésium, tandis que le potassium de la solution d'essai est rapidement fixé.

D'autre part, en comparant les courbes de restitution aux variations de teneur en eau par niveau, on peut constater que le mélange dispersif lié à la distribution de l'eau dans le profil s'effectue après saturation dans les horizons supérieurs (18 F, 35 F) tandis qu'il semble s'accomplir pendant l'arrivée de l'eau dans les horizons inférieurs (80 S, 125 S, 145 S).

La baisse des teneurs en ions dans les niveaux inférieurs ( $Mg^{++}$  : 125 S) ou leur augmentation ( $K^+$  : 145 F), dès le début de l'infiltration, peut être interprétée comme la conséquence d'un effet piston qui pousse une eau plus ou moins concentrée, suivant l'état initial de la couche supérieure.

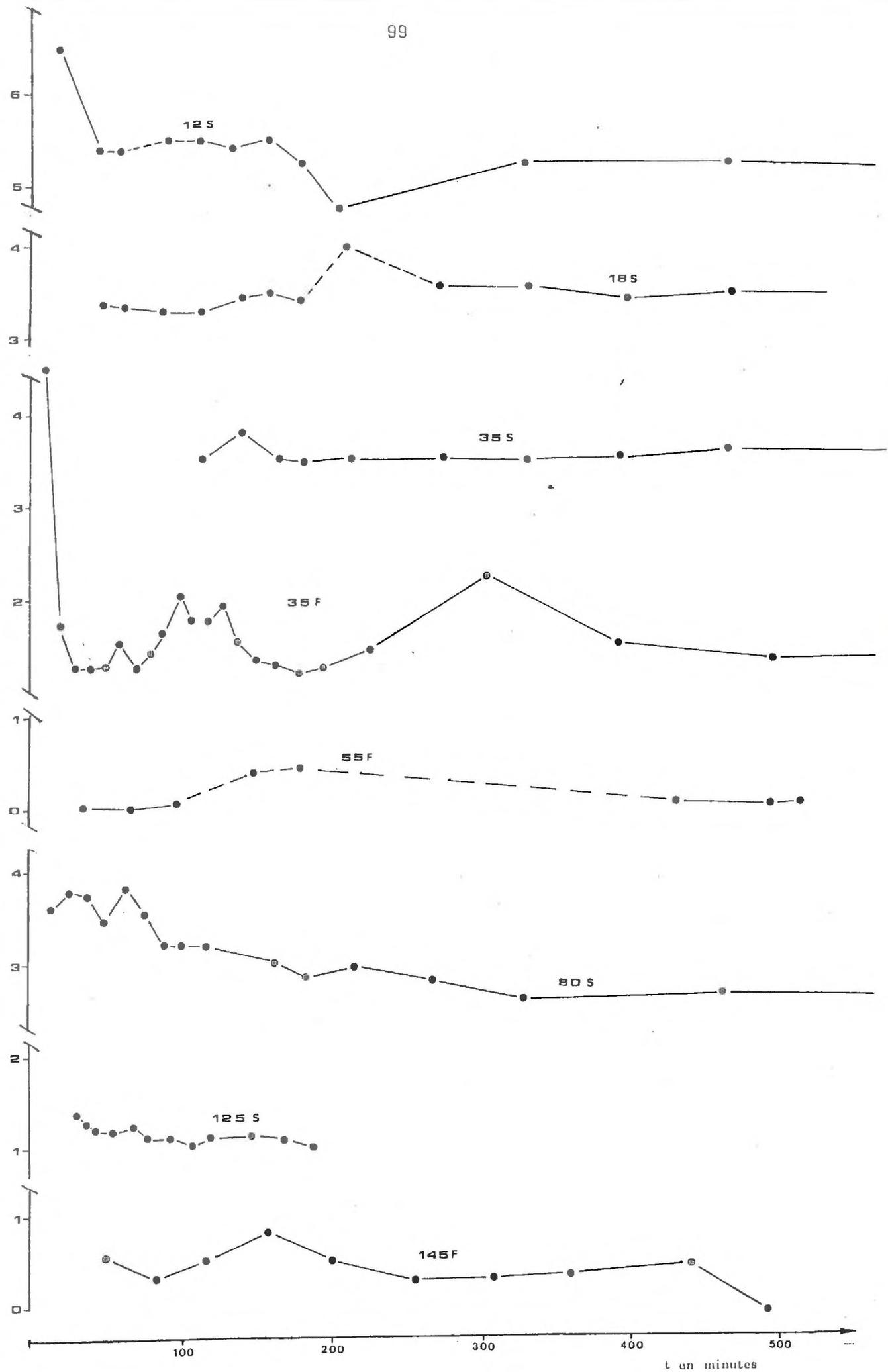


Fig. C 23a - Restitution du magnésium

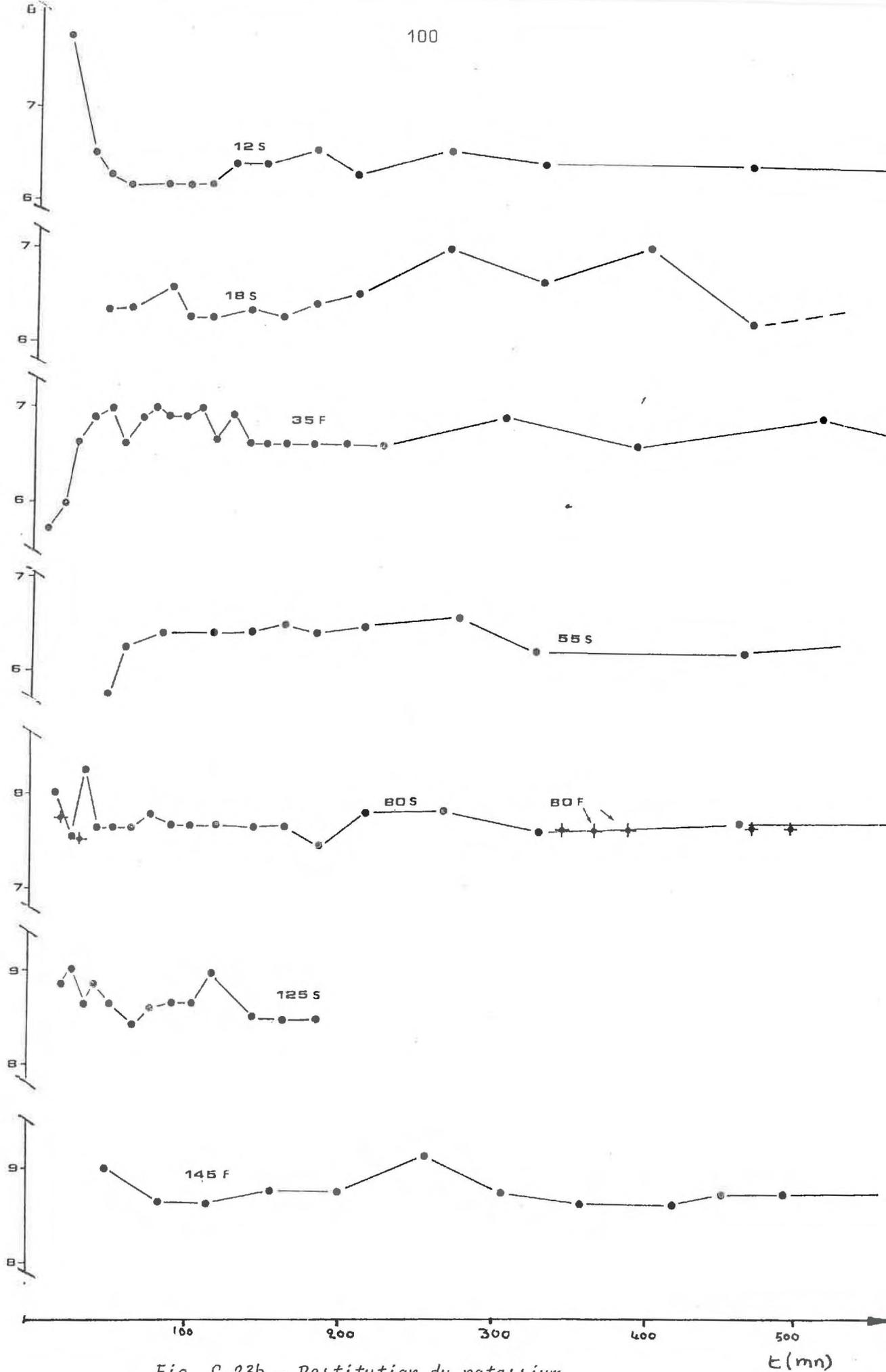


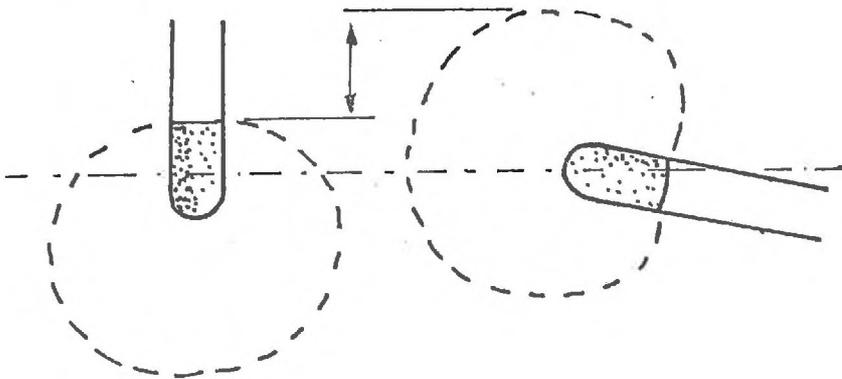
Fig. C 23b - Restitution du potassium

d) Restitution du tritium (fig. C 24)

L'utilisation d'une concentration de traçage très élevée par rapport à la concentration de la solution du sol a permis l'obtention de courbes de restitution mieux définies (l'application de doses trop fortes pour le traçage salin provoquerait des modifications de la perméabilité tandis que le tritium ne change pas les caractéristiques hydrodynamiques du terrain).

Les résultats mis en évidence sont surprenants : ainsi, le tritium apparaît-il dans la bougie implantée à 80 cm avant d'apparaître à 18 cm ! Ainsi, les différences de concentration et de temps d'arrivée du "front tritié" pour le même niveau sont-elles très grandes (à 18 cm le maximum de concentration atteint, côté fosse, 7 000 UT en 1 heure, il n'est que de 3 200 UT au bout de 7 h 30 dans la bougie implantée à la même profondeur à partir de la surface).

Une explication, suggérée par G. BROSSIER (com. pers.), pourrait provenir de l'orientation de la sphère d'influence de la bougie poreuse dans le sol.



La bougie implantée horizontalement pourrait attirer l'eau du sol avant que celle-ci arrive au même niveau que la bougie verticale. Effectivement, la "réponse" dans la bougie horizontale est généralement plus rapide et plus forte que celle de la bougie verticale - ce qui exclut l'éventualité d'une circulation préférentielle le long des tubes verticaux (sauf peut-être en ce qui concerne la bougie "80 S".)

Cependant, les différences semblent trop importantes pour pouvoir s'expliquer uniquement par cet effet (seule, une étude systématique à ce sujet permettrait d'apprécier la part qu'il faut lui attribuer).

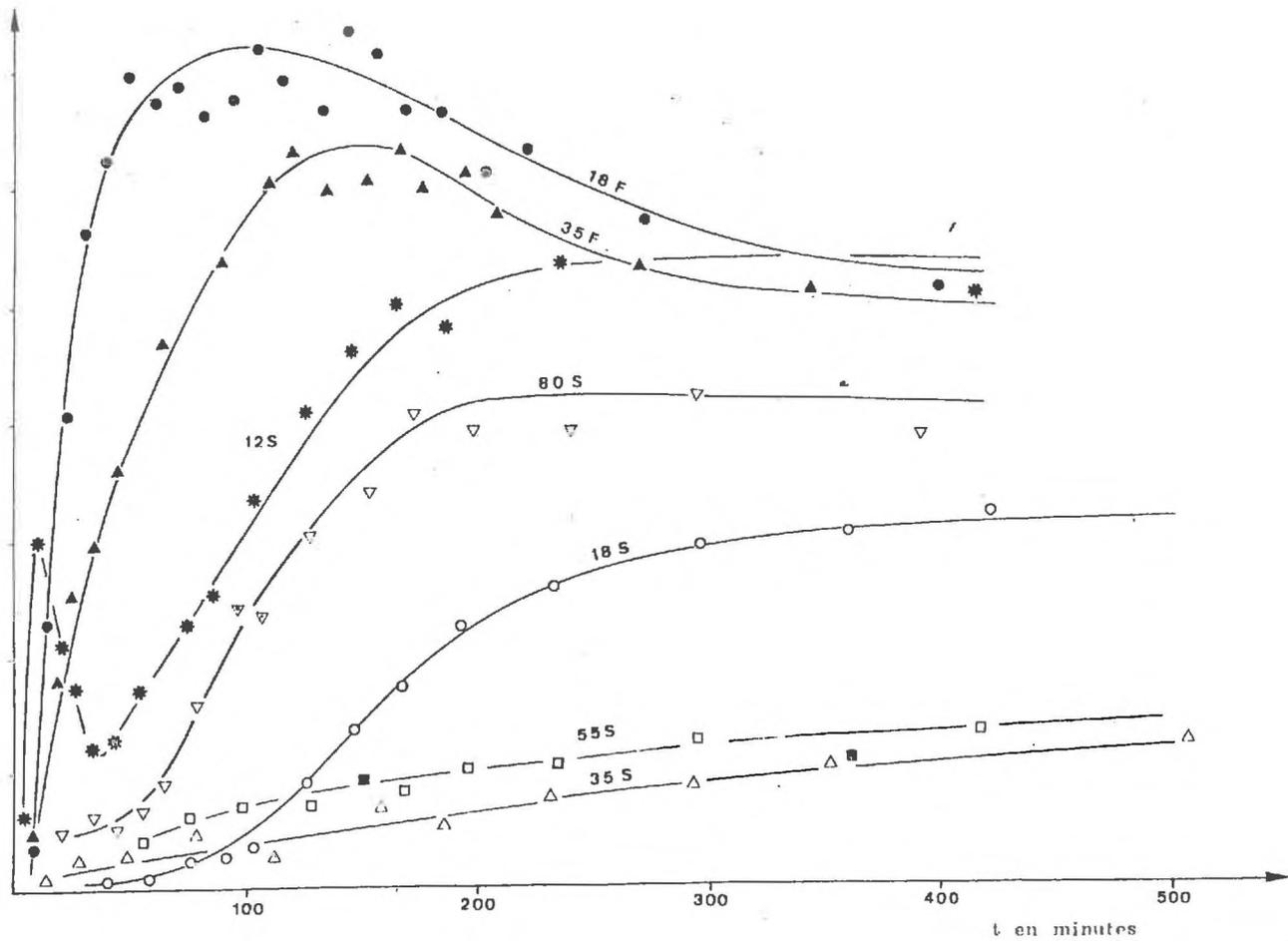


Fig. C.24. : Courbe de restitution du tritium

Toutes les courbes sont définies par une phase de mélange qui correspond à l'arrivée de traceur (partie ascendante de la courbe) suivie par une phase stationnaire.

La partie descendante visible sur certaines courbes peut être interprétée comme un mélange retardé de l'eau marqué avec celle de la microporosité.

Ces différences doivent être principalement attribuées, à notre avis, à l'hétérogénéité spatiale du terrain.

#### e) bilan

Le calcul du bilan en tritium 24 heures après l'infiltration fait apparaître un déficit de 38,6 %. (On prend pour chaque niveau la valeur moyenne de concentration à laquelle on applique la pondération proposée chap. B).

On peut s'interroger sur la validité d'un tel bilan :

Que signifie en effet la moyenne entre deux valeurs très éloignées ? (1 200 et 4 800 UT à 35 cm).

Peut-on, d'autre part, attribuer à chaque niveau la valeur totale de l'humidité mesurée par la sonde alors que les solutés ne se répartissent pas de façon homogène dans l'eau du milieu poreux et que les bougies cellules de prélèvement ne collectent qu'une partie de cette eau ?

#### C.1.3.4. Conclusions

Il semble donc qu'au cours de cette infiltration, le mouvement de l'eau ait été caractérisé par la mise en circulation d'une partie de l'eau initiale du sol (effet piston) et par le mélange dispersif de l'eau restante avec la solution d'essai.

L'utilisation simultanée de traceurs cationiques et du tritium a permis de confirmer le mécanisme suggéré par les mesures hydrodynamiques et de mettre en évidence l'effet simultané de l'adsorption et de la dispersion.

D'autre part, il apparaît clairement que le transfert de l'eau et de ses solutés ne s'opère pas de façon homogène dans le profil. La percolation est largement influencée par l'hétérogénéité spatiale du terrain.

## C.2. EXPERIENCES REALISEES SUR LE SITE DU DJEBEL DISSA (GABES-TUNISIE)

L'objectif des essais d'infiltration réalisés en mai 1977 dans le cadre de l'A.T.P. Hydrogéologie, sur le site du Djebel Dissa consistait à examiner les conditions de propagation en zone non saturée sous climat semi-aride :

- . de l'eau tracée dans la molécule ( $^{18}\text{O} - ^3\text{H}$ ),
- . de certains sels alcalins très solubles.

Les essais sur le terrain ont été menés avec la collaboration de J. BOURGES et R. PONTANIER de la mission ORSTOM en Tunisie, ainsi que de AL FERSI de la Sous-Direction des Ressources en Eaux (D.R.E.) à la Direction des Ressources en Eaux et en Sol (D.R.E.S.) de Tunisie.

L'assistance apportée par l'antenne de la D.R.E.S. à Gabès, dirigée par A. MAMOU a grandement facilité la réalisation du projet.

### C.2.1. Cadre de l'étude

#### C.2.1.1. Situation géographique et climatique

Située dans une zone côtière du Golfe de Gabès, la station du Djebel Dissa est représentative d'une région comprise dans le triangle formé par El Hamma, Gabès et l'Oued Akarit.(cf. fig. C.25.).

Sa description détaillée par MM. BOURGES, FLORET et PONTANIER a fait l'objet des rapports ORSTOM ES 89 (1973) et ES 93 (1975).

Le climat de cette région est caractérisé par :

- . son aridité (atténuée dans la zone côtière par l'influence marine).
- . une sécheresse estivale très prononcée (mai-juin-juillet-août).
- . un hiver doux (moyenne  $t^{\circ}\text{C}$  janvier :  $11^{\circ}6$ ).
- . une faible pluviométrie marquée par une forte irrégularité aussi bien à l'échelle annuelle (minimum : 39,3 mm en 1946-1947, maximum : 460,3 mm en 1959-1960) qu'au niveau des pluies journalières (les pluies supérieures à 50 mm/j représentent 20,3 % du total des précipitations).
- . des vents fréquents et forts.
- . un bilan très déficitaire (moyenne établie sur 33 ans : 184 mm de précipitations pour une ETP de 1 417 mm (Turc) et 2 022 mm (PICHE).

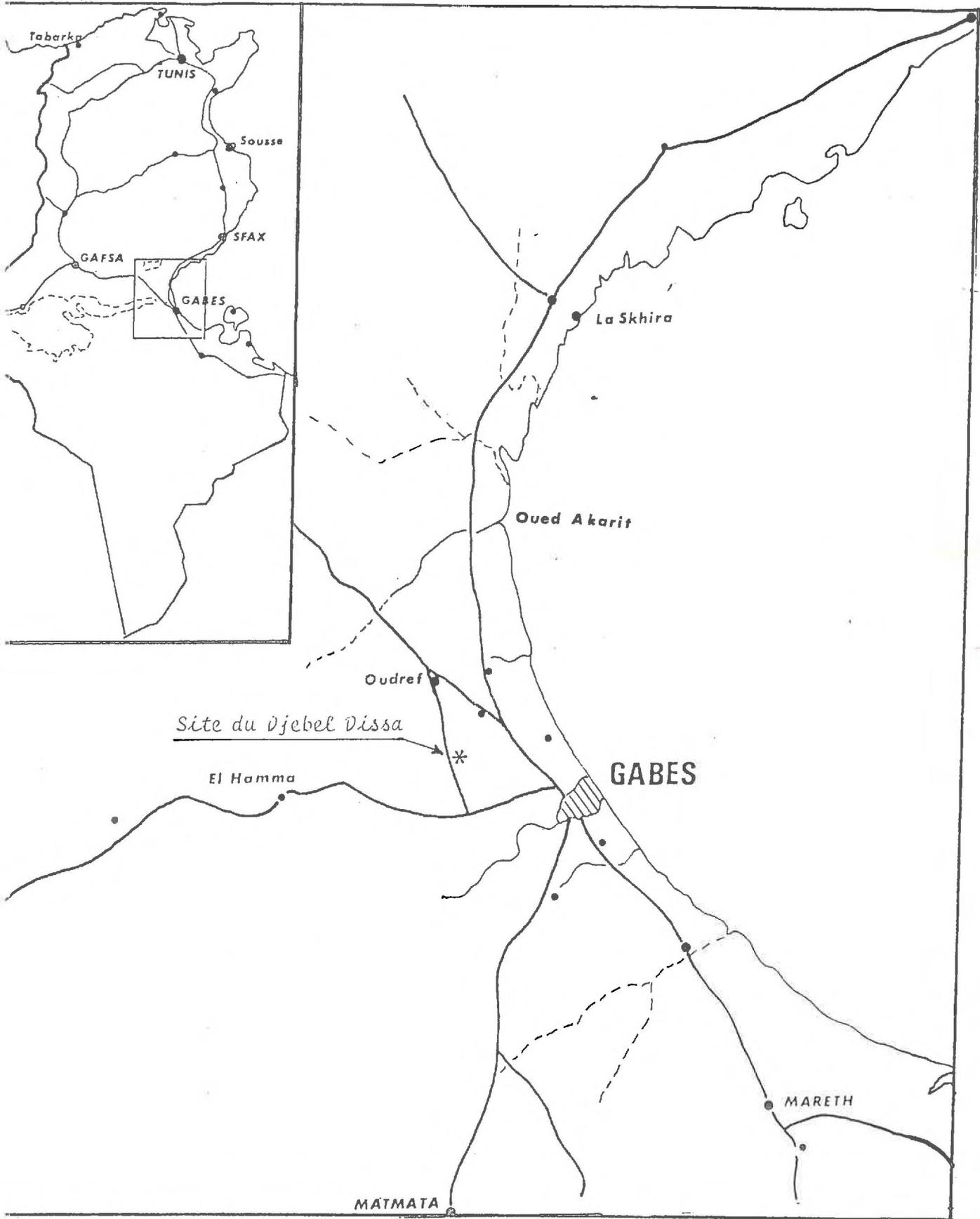
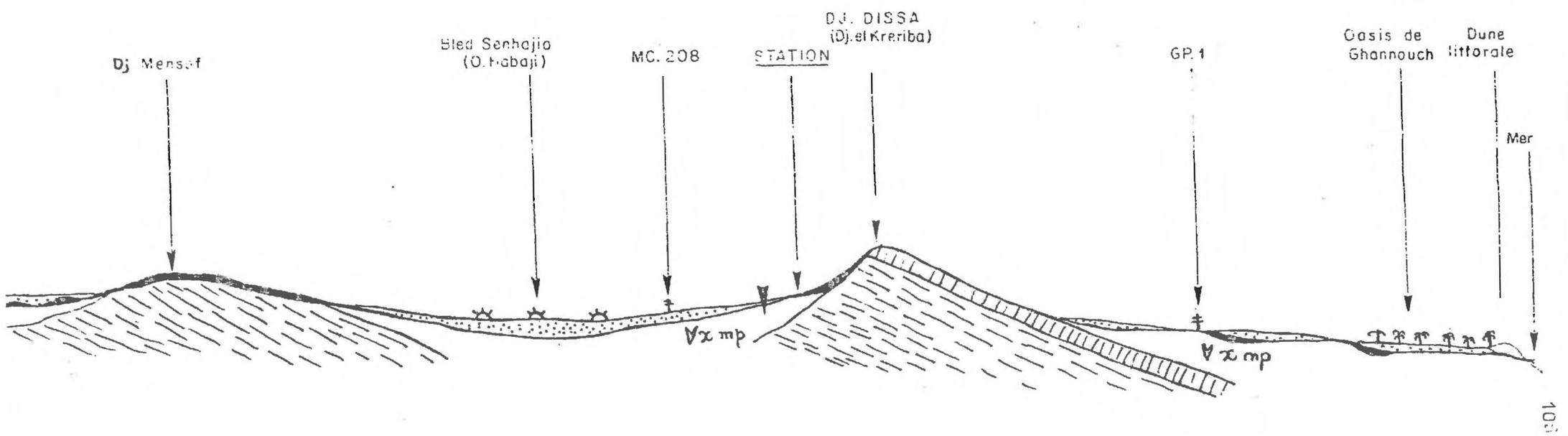


Fig. C 25 : Situation géographique



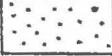
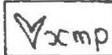
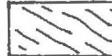
-  ..... Quaternaire récent (alluvions, colluvion, dépôts éoliens)
-  ..... Argiles sableuses gypseuses du miopliocène
-  ..... Calcaires durs du Campanien (Sénonien supérieur)
-  ..... Sénonien inférieur (alternance de marnes et de calcaires durs)
-  ..... Croûtes et encroûtements gypseux
-  ..... Nebkhas (Dunes fixées par Ziziphus lotus)
-  ..... Route

Fig. C 26 : Coupe schématique de la région du Djebel Dissa  
 (d'après BOURGES, FLORET, FONTANIER (1969))

### C.2.1.2. Cadre géologique et morphologie du sol

L'horizon quaternaire constitué de dépôts alluviaux, colluviaux et éoliens surmonte une couche mioplocène argilo-sablo-gypseuse. Le tout repose sur un substratum crétacé (cf. fig. C.26.).

Situé en bas de pente, le sol isohumique (type Siérozem) est marqué par des apports et des remaniements continuels dus à l'action combinée du vent et des pluies.

Le profil schématisé figure C.27. est décrit en détails dans la note concernant l'étalonnage de la sonde (COLOMBANI; 1977).

La principale discontinuité se situe vers 90 cm ; à ce niveau, la teneur en gypse passe de 1 à 40 %.

On notera également la présence de fentes, dont l'épaisseur peut atteindre 5 cm, à travers la couche mioplocène, remplies par le matériel limoneux de l'horizon supérieur.

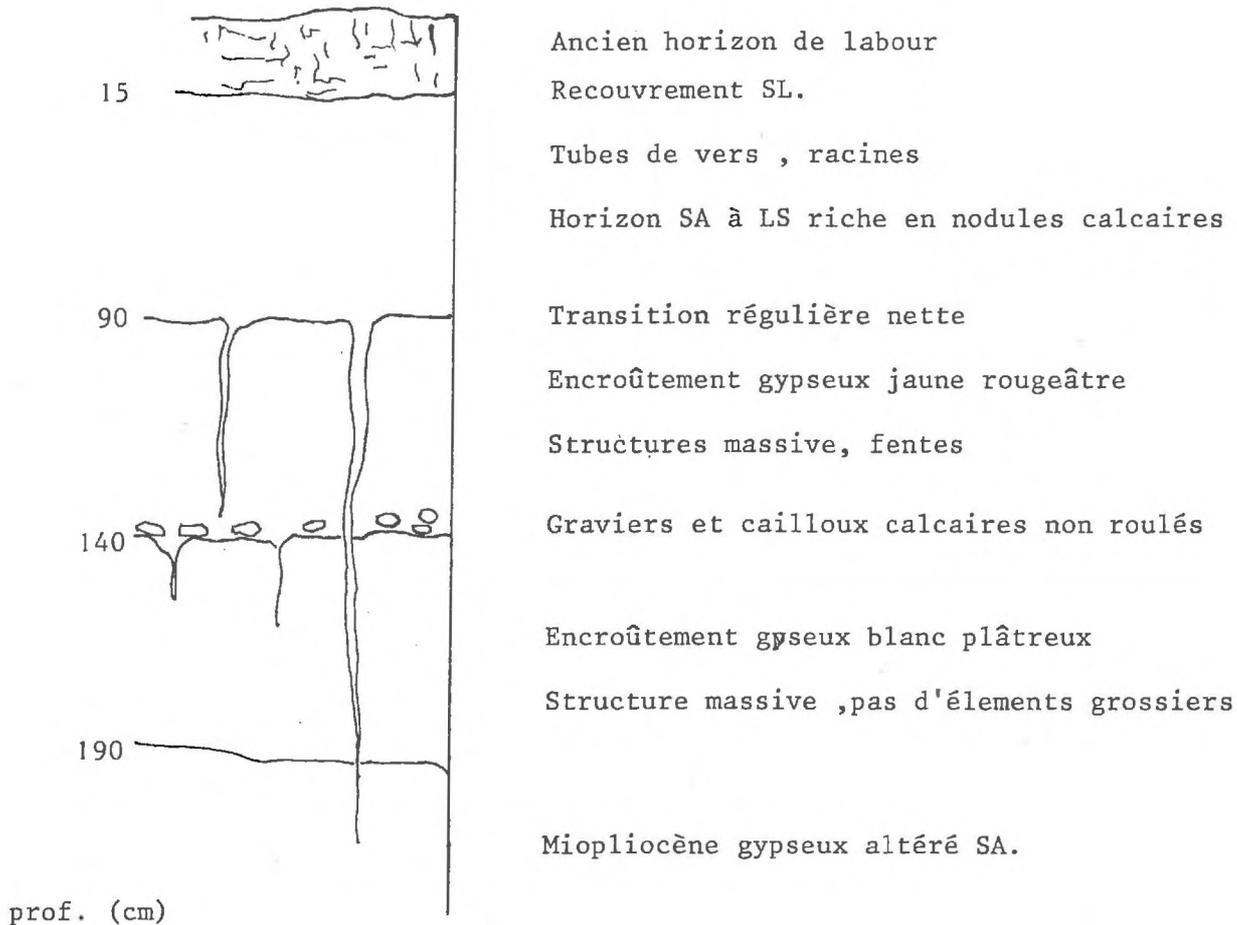


Fig. C.27. : Profil type du Siérozem au Djebel Dissa  
(d'après J. COLOMBANI et R. PONTANIER)

### C.2.2. Installations

Autour de la fosse d'essai ( $L = 2 \text{ m}$ ,  $l = 1 \text{ m}$ ,  $H = 2 \text{ m}$ ) sept surfaces bornées ont été installées (cf. fig.C.28). Le profil correspondant à la surface F qui jouxte le petit côté de la fosse a été équipé de 4 tensiomètres (20, 45, 65, 115 cm) et de 4 bougies poreuses (10, 25, 50, 95 cm).

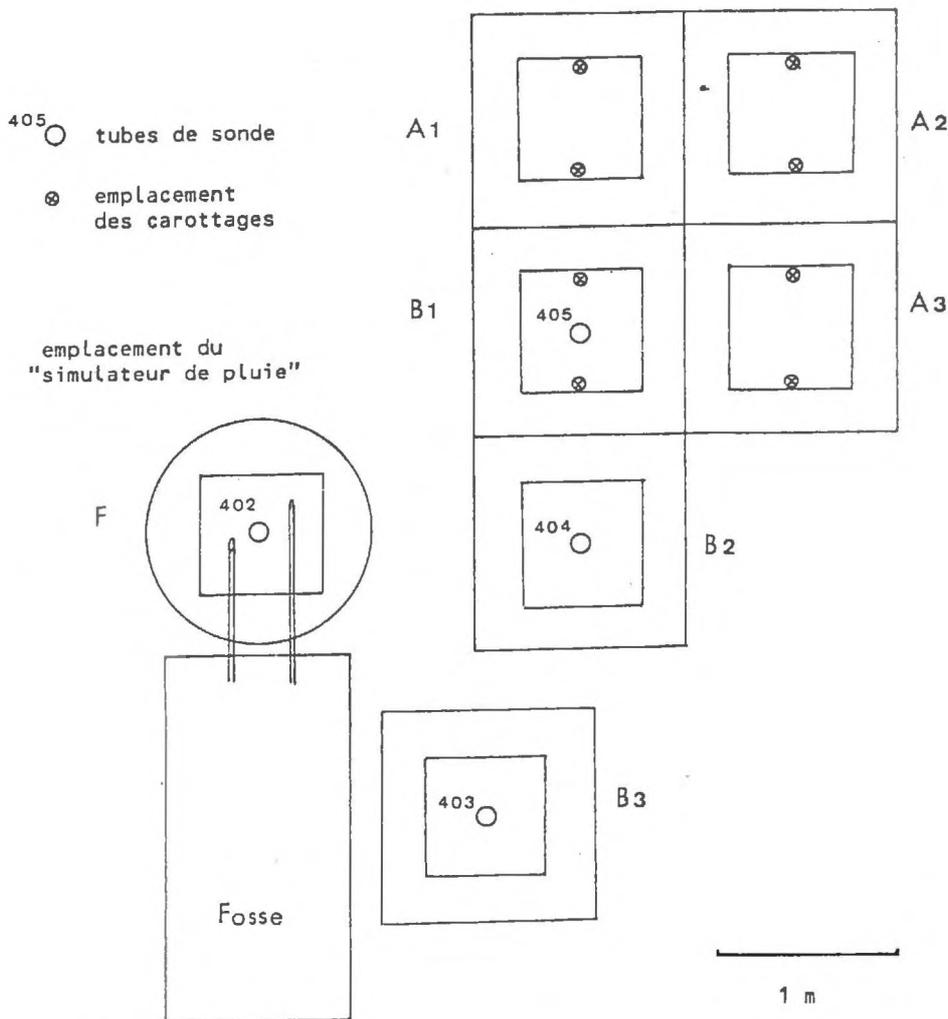


Fig. C.28 : Dispositif expérimental provisoire sur le site de Djebel Dissa

Seule la surface F est équipée de tensiomètres (T) et de cannes de prélèvement (P) à partir de la fosse.

Chaque surface d'une aire totale de  $1,5 \text{ m}^2$  est constituée d'un carré central ( $0,5 \text{ m}^2$ ) et d'un carré extérieur isolé par des margelles métalliques de 20 cm de haut enfoncées de 10 cm dans le sol.

Les surfaces numérotées F, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> sont équipées de tubes pour les mesures d'humidimétrie neutronique utilisables respectivement sur 1,75 ; 1,15 ; 1,30 ; et 1 mètre.

Le simulateur de pluie est installé sur la surface F.

### C.2.3. Protocole expérimental

Deux séries d'infiltrations forcées ont été menées simultanément :

- Série de pluies simulées sur la surface F. Les solutions sont successivement tracées par du chlorure de rubidium, puis du chlorure de lithium, enfin du chlorure de potassium. La deuxième solution est appauvrie en oxygène 18, la troisième solution est enrichie en tritium.

- Série d'arrosages sur les autres surfaces avec les mêmes traceurs chimiques en solution dans de l'eau distillée banale.

#### C.2.3.1. Le site F

La simulation consiste en une séquence de 3 pluies successives :

a) Le 25 mai 1977 : 15 litres d'eau distillée d'origine locale (eau de Gabès) (soit une lame d'eau de 10 mm), tracée par 38 ppm de rubidium sont épandus sur la parcelle. Le sol très sec absorbe l'eau quasi-instantanément.

b) Le 27 mai 1977 : 75 litres d'eau de fonte de neige (soit une lame d'eau de 50 mm) ( $\delta^{18} \text{O} = -12\text{‰}$  versus S.M.O.W.) additionnée d'environ 80 ppm de lithium (LiCl) sont épandus en deux heures par le simulateur de pluie. La lame d'eau qui apparaît en cours d'arrosage disparaît 40 minutes après la fin de la pluie.

c) Le 28 mai 1977 : 75 litres d'eau distillée de Gabès (soit une lame d'eau de 50 mm), tracée par environ 100 ppm de potassium et 32 000 unités tritium sont déversées en 50 minutes. La lame d'eau formée disparaît deux heures après le début de l'arrosage.

REMARQUES :

- Le 27 : afin d'éviter la modification du signal d'entrée par le passage à travers le sable du simulateur, celui-ci est rincé plusieurs fois avec la solution de l'expérience avant l'aspersion proprement dite.

- Le 28 : l'eau tritiiée est versée directement avec un arrosoir afin de ne pas contaminer le simulateur.

Mesures hydrodynamiques et prélèvements :

L'évolution de la charge hydraulique est suivie pendant et après l'expérience. Malheureusement, une panne de la sonde NÉMO n'a pas permis de suivre parallèlement l'évolution du profil hydrique. Par la suite, les profils d'humidité ont été relevés à la sonde Solo (cf. note concernant l'étalonnage de la sonde COLOMBANI, 1977) (fig. C29)

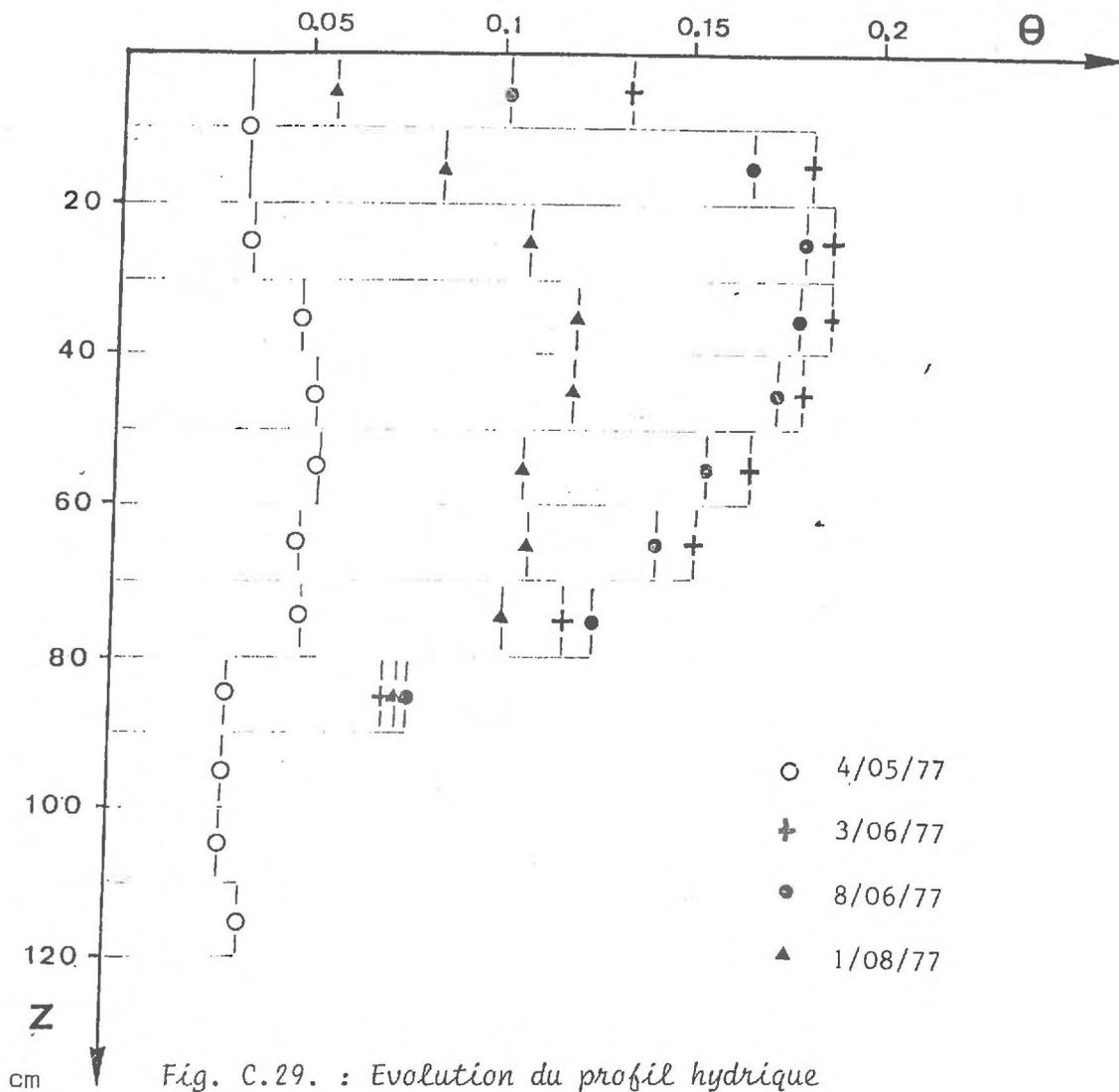
Des mesures d'humidité ont été effectuées par déshydratation ménagée sur les échantillons prélevés lors de la mise en place du tube de sonde à neutrons du monolithe (cf. tableau C.5).

401 (monolithe)	H %
0 - 20	2,4
20 - 30	2,4
30 - 40	3,3
40 - 50	3,5
50 - 60	3,6
60 - 70	3,4
70 - 80	3,5
80 - 90	2,6
90 - 100	2,5
100 - 110	2,5
110 - 120	2,9
130 - 140	3,8
150 - 160	5,6
170 - 180	5,9
190 - 200	5,8
210 - 220	5,5
230 - 240	5,4
250 - 260	6,1
270 - 280	6,4
290 - 300	6,6

Tableau C.5. :

*Mesures d'humidité sur les échantillons  
prélevés lors de la mise en place du tube  
de sonde à neutrons (le 4 mai 1977)*

Les échantillons sont prélevés par mise en dépression permanente (environ - 600 mm Hg) des bougies poreuses. Les prélèvements représentent les sorties continues de la solution du sol subdivisées en prises d'essai de 4 à 5 ml.



L'évolution de stock obtenue par planimétrage des surfaces entre les divers profils donne :

- du 4 mai 1977 au 3 juin 1977 : + 9,98 cm soit 10 % de moins que la quantité totale versée au cours de l'expérience.
- du 3 juin 1977 au 8 juin 1977 : - 0,84 cm, perte qu'il faut attribuer d'une part à la diffusion latérale, mais surtout à la reprise évaporante (8,4 mm en 5 jours).
- du 8 juin 1977 au 1er août 1977 : - 5,24 cm soit une perte moyenne d'environ 1mm/j.

\* Le profil initial est estimé à partir des mesures d'humidité pondérales effectuées lors de la mise en place du tube de sonde du monolithe et des mesures de densité apparente (cf. rapport préliminaire O.R.S.T.O.M.).

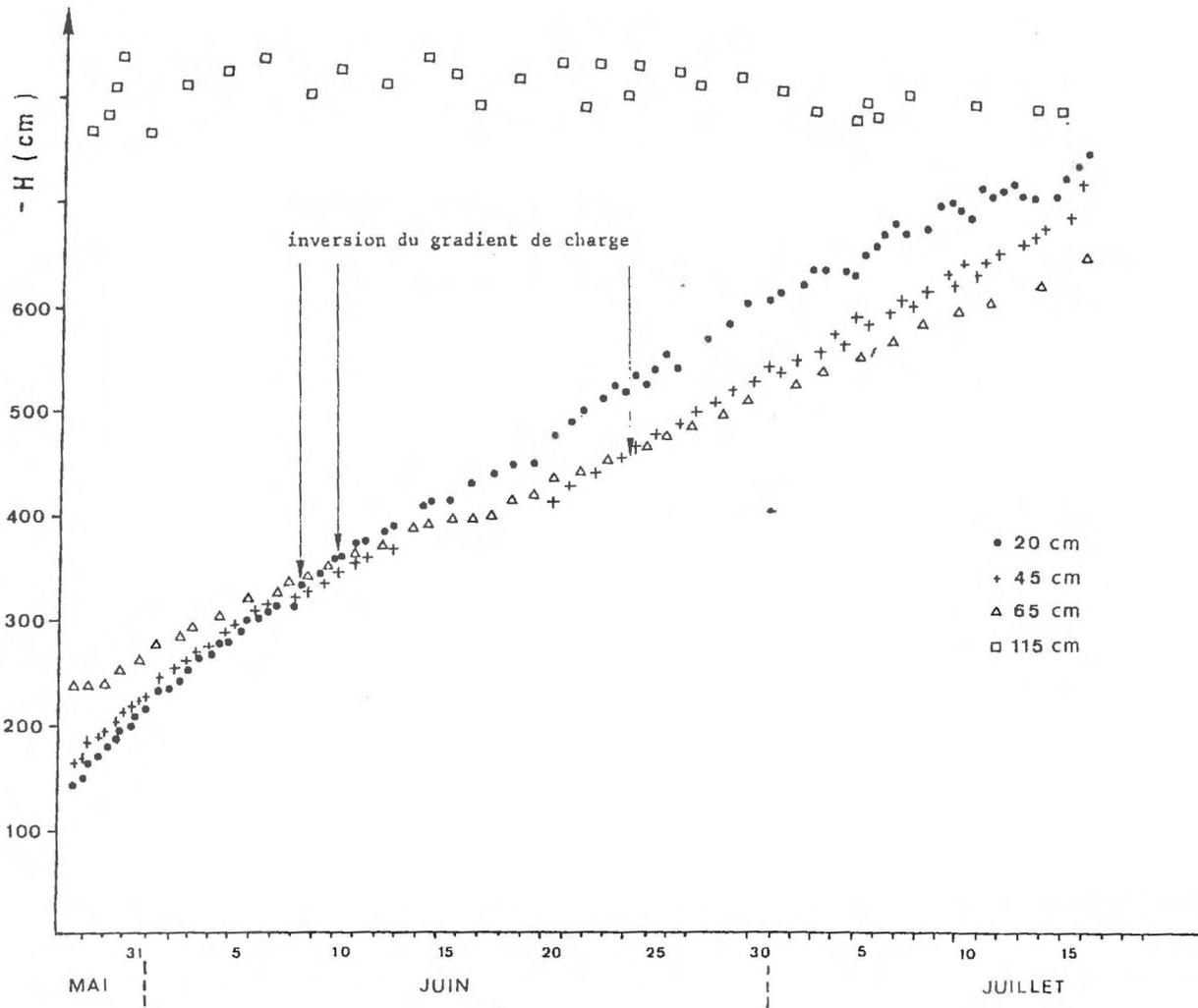


Fig. C.30. - Evolution de la charge hydraulique à différents niveaux

On part d'un profil d'infiltration. Au bout de 28 jours, l'inversion du gradient de charge aux cotes 20, 45 et 60 cm abaisse le plan de flux nul sous ce niveau.

### C.2.3.2. Autres surfaces

Les mêmes solutions ont été épandues à l'arrosoir en 10 minutes environ sur chacune des surfaces, créant ainsi une lame d'eau initiale d'épaisseur variable (5 à 12 cm) en fonction de l'inclinaison du terrain.

Le tableau (annexe) donne les dates d'arrosage des différentes surfaces ainsi que la nature de la solution de traçage.

Les profils  $A_1$ ,  $B_1$ ,  $A_2$  et  $A_3$  ont ensuite été sacrifiés (2 carottages, à la tarière de 45 mm, par surface avec emplacements indiqués sur la fig. C.28. jusqu'à 1 mètre de profondeur. Les prélèvements du sol ont été réalisés tous les 10 cm. Ils sont conservés à  $-30^\circ\text{C}$  en flacons étanches avant traitement (extraction de la solution saline selon différentes techniques : pression, distillation, centrifugation).

L'un des objectifs du sacrifice des profils est de contrôler la représentativité des solutions extraites par les bougies.

### C.2.4. Résultats et discussion

Les résultats disponibles actuellement concernent l'infiltration sur le site F. Il faut noter en premier lieu que la quantité d'eau importante (110 mm) appliquée en l'espace de 3 jours à la surface du sol n'a pas suffi pour franchir la croûte gypseuse du niveau 85-90 cm. En effet, le tensiomètre n° 4 situé immédiatement sous cette croûte n'a indiqué aucune variation significative de la succion et la bougie n° 4 n'a pu fournir aucun échantillon d'eau. (En revanche le rythme accéléré de l'échantillonnage au niveau 50 cm semble indiquer une accumulation d'eau dans la couche qui surmonte la croûte gypseuse).

Notons dès à présent que la circulation latérale a sans doute joué un rôle très important en permettant l'évacuation de l'eau sur les côtés du profil. Ce phénomène ne se produirait évidemment pas dans les conditions naturelles puisque la totalité de la couche superficielle serait chargée d'eau. L'utilisation du monolithe au mois de mai 1978 a permis de montrer que la croûte gypseuse pouvait être facilement franchie par l'eau.

Les figures C.31. à C.34. représentent les courbes de restitution des différents traceurs de l'eau (concentration en solutés, ou teneurs en isotopes, en fonction du temps).

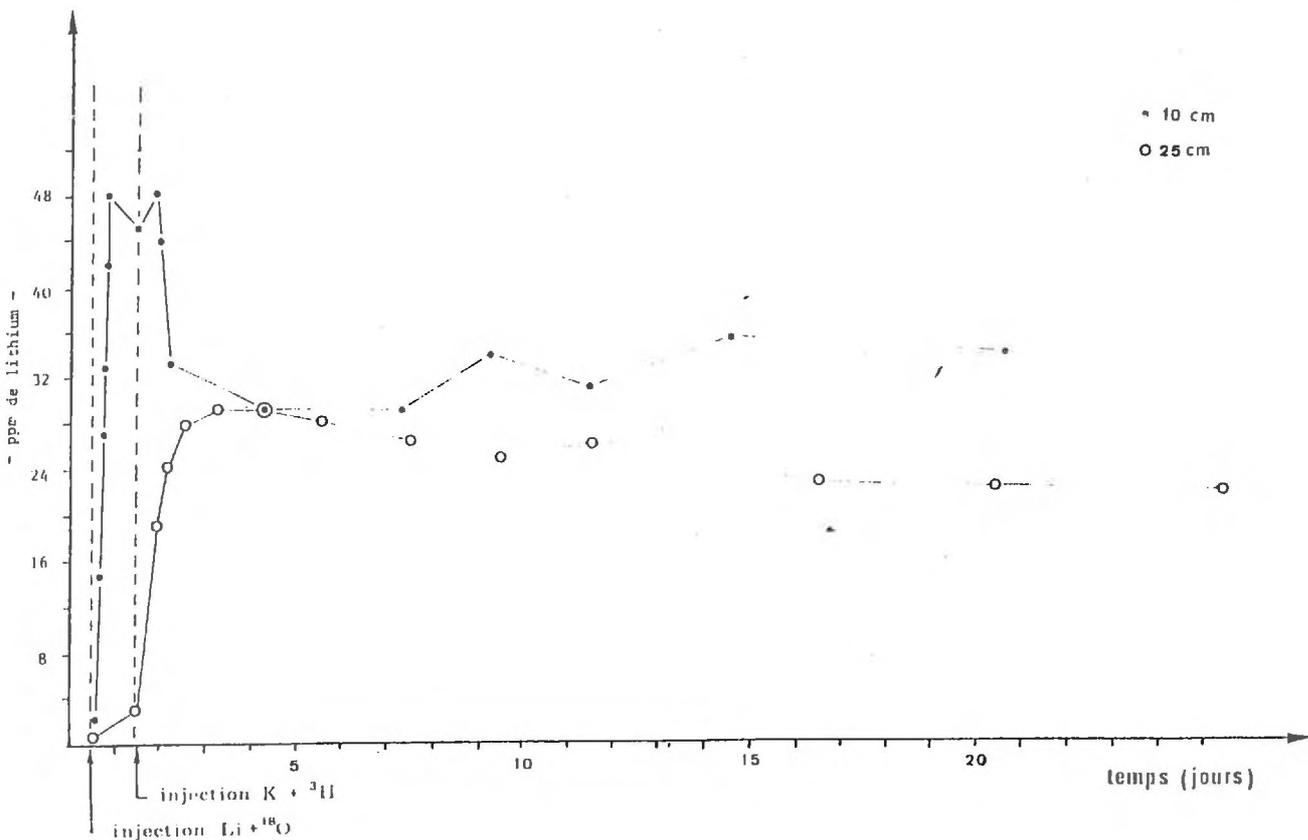


Fig. C.31. : Restitution du lithium

- 10 cm : . La montée de la concentration jalonnée par plusieurs points indique un mélange progressif en proportion décroissante avec l'eau préexistante dans le sol. (eau initiale + eau de la première aspersion).
  - . La concentration maximale atteinte suggère, vue la faible humidité initiale du sol, qu'il faut sans doute considérer qu'une partie du lithium est retenue par la matrice du sol.
  - . La chute brutale de la concentration correspond au lessivage partiel du lithium par l'eau de la troisième aspersion qui en est dépourvue.
  - . L'augmentation progressive des teneurs en lithium correspond sans doute à une concentration par évaporation et à une remontée du lithium des niveaux inférieurs.
- 25 cm : . L'arrivée de lithium ne se manifeste de façon massive qu'après avoir été poussée par la troisième infiltration ; en effet, la baisse de teneur à 10 cm s'accompagne d'une augmentation brutale à 25 cm.
  - . La décroissance lente de la teneur peut correspondre à des phénomènes d'adsorption par le sol ou à une remontée du lithium vers les horizons supérieurs sous l'effet de l'évaporation.
- 50 cm : . Le lithium n'apparaît pratiquement pas ( $0,1 < C < 0,25$ ). La faible teneur initiale du sol conduit à admettre que les phénomènes de fixation s'ajoutent au mélange dispersif pour masquer le signal.

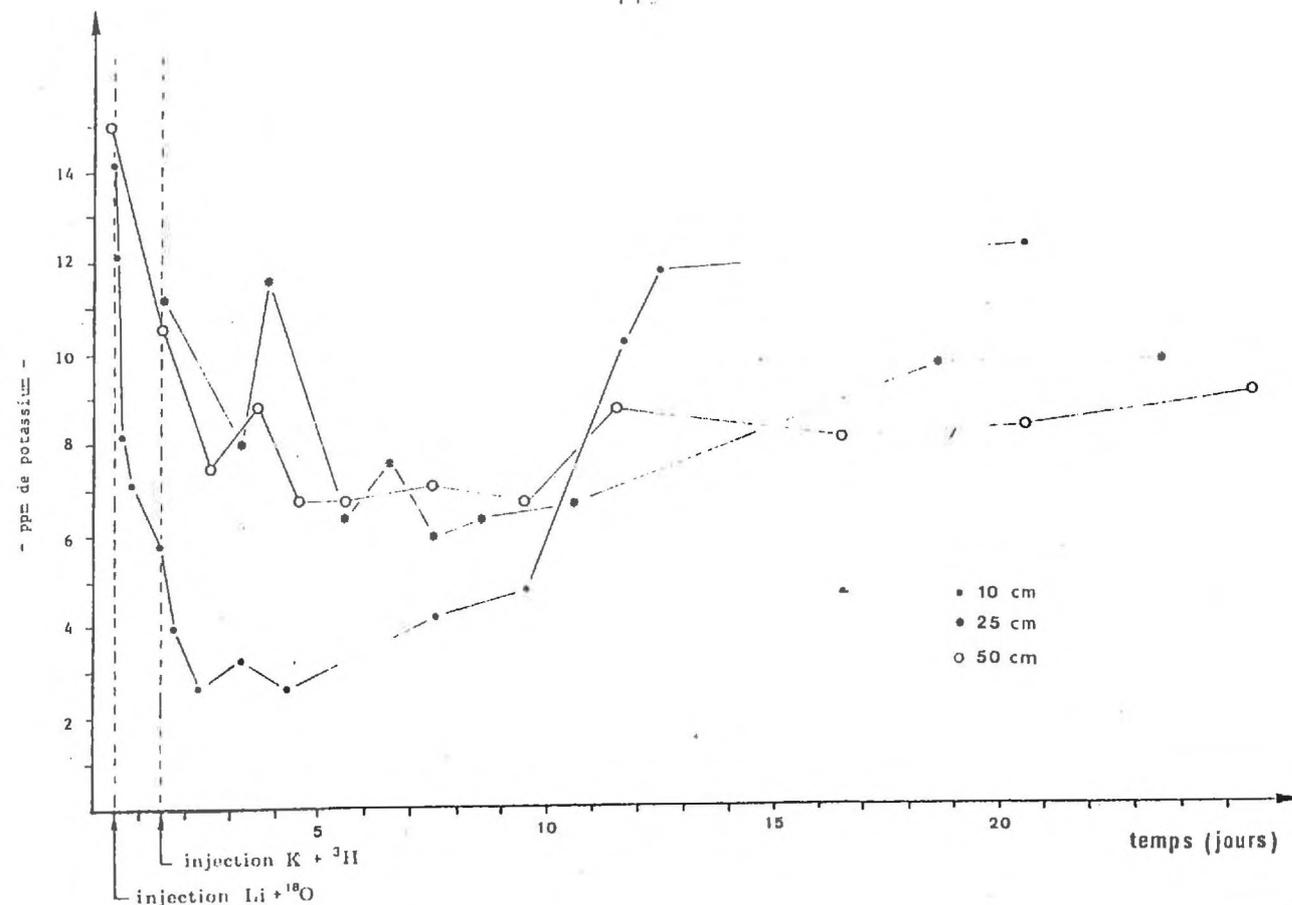


Fig. C.32. : Restitution du potassium

- à 10 cm : Les échantillons prélevés avant l'injection de la solution de potassium mettent en évidence une diminution de la concentration de l'eau du sol due sans doute au lessivage progressif du potassium préexistant dans les tous premiers horizons du sol (accumulation due aux embruns marins et à la reprise évaporante de l'eau du sol). Cette diminution se poursuit encore 24 heures après l'injection de la solution potassique. Ensuite, on observe une très lente montée de la teneur en potassium pendant 8 jours ; la concentration reste toutefois très inférieure à celle de l'eau d'injection.

La remontée brutale de la concentration après cette date pourrait correspondre à la remontée du sol des niveaux inférieurs vers la surface sous l'effet de la reprise évaporante (inversion du gradient de charge entre 20 et 45 cm, 10 jours après le début de l'expérience).

- à 25 et 50 cm : On observe les mêmes phénomènes avec une intensité atténuée aussi bien pour le lessivage initial que pour la remontée tardive des teneurs.

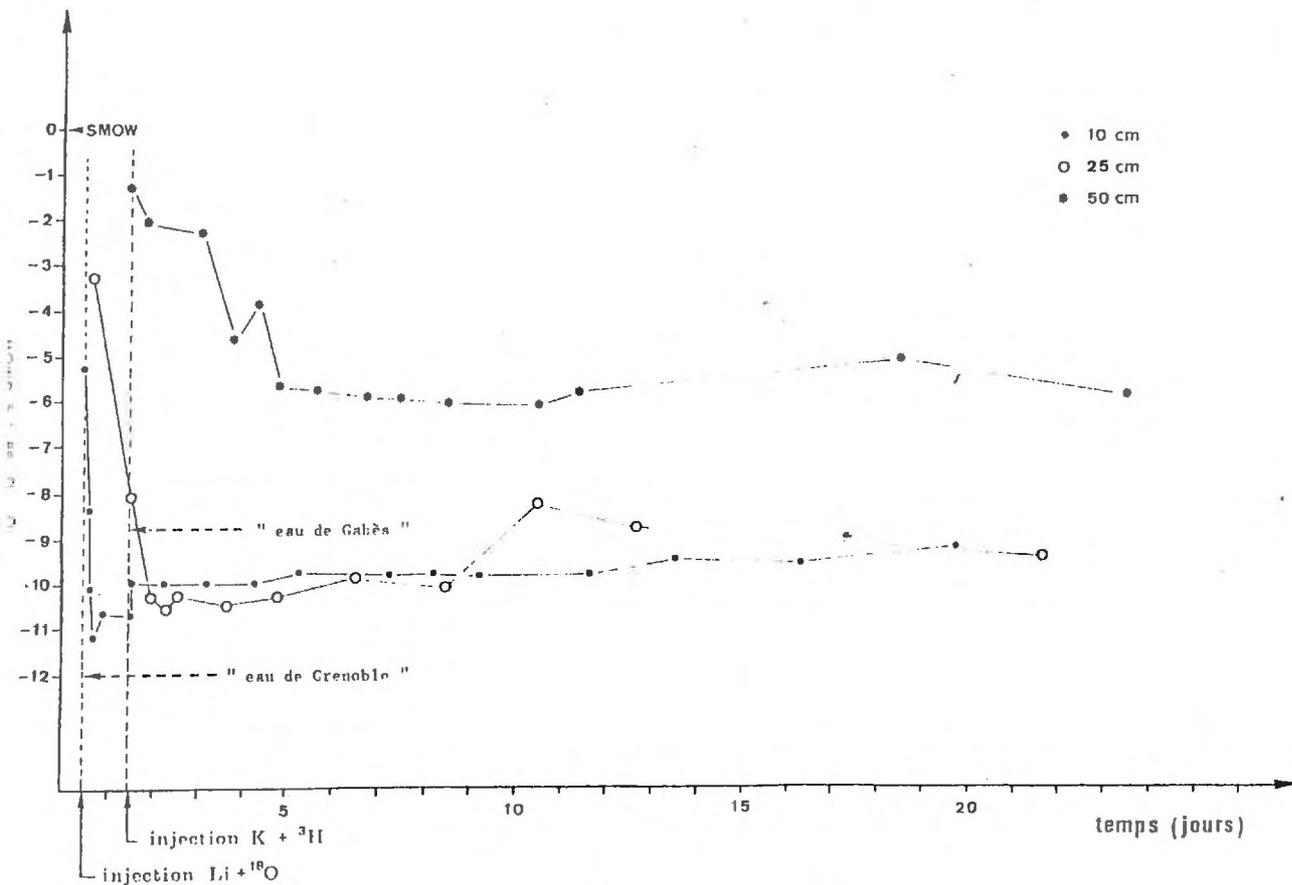


Fig. C.33. : Variation des teneurs en  $^{18}\text{O}$

10 cm : La présence de valeurs intermédiaires, entre la teneur initiale et celle de l'eau d'injection suggère que l'eau initiale est tout d'abord chassée en avant du flux tracé puis se mélange rapidement avec l'eau d'injection.

- Ce mélange ne peut avoir, vue la faible humidité initiale, qu'une faible influence sur la teneur maximale.
- Après la chasse partielle de l'"eau de Grenoble" par la troisième injection et un mélange rapide avec l'eau nouvelle, le régime stationnaire est rapidement atteint.
- Par la suite, la teneur en isotopes lourds augmente légèrement sous l'effet probable de l'évaporation.

25 cm : La pente de la "courbe de mélange" traduit une dispersion plus accusée qu'au niveau supérieur.

50 cm : Après une baisse des teneurs en  $^{18}\text{O}$  plus lente qu'aux niveaux supérieurs, que confirme l'importance croissante de la dispersion, la teneur se stabilise à une valeur de  $-6 \text{ ‰}$  qui témoigne de l'arrivée d'une eau déjà très enrichie en isotopes lourds par rapport aux solutions injectées.

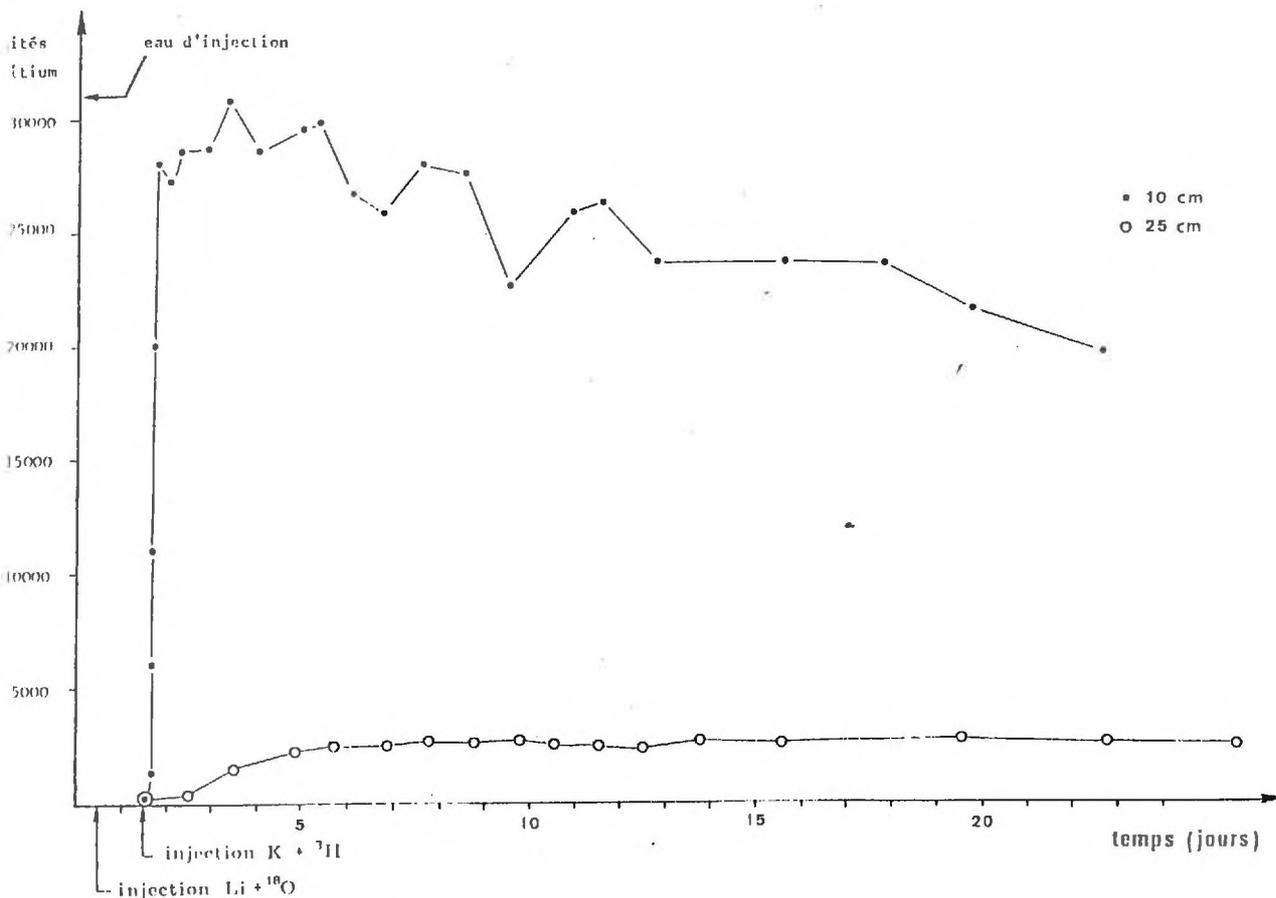


Fig. C.34. : Restitution du tritium

10 cm : 1. Montée très rapide jalonnée de points intermédiaires : mélange progressif en proportion décroissante avec l'eau initiale.

2. Maximum très proche de la valeur de traçage ( $C/C_t = 0,8$ ).

3. Décroissance lente de l'activité explicable par :

- l'échange progressif avec l'eau de la microporosité,
- la diffusion du tritium vers les horizons inférieurs, moins concentrés (et sur les côtes du profil),
- l'échange avec la vapeur d'eau atmosphérique à travers la phase gazeuse du sol.

25 cm : Le tritium apparaît avec un retard de 4 h environ et les teneurs se stabilisent à un niveau relativement bas (1/10 du niveau d'injection). La dilution dans l'eau des 2 premiers essais conduit donc à une baisse considérable de la teneur en tritium (1).

80 cm : Le tritium n'apparaît pas. Compte tenu des dilutions que nous avons dû effectuer pour ajuster la prise d'essai au volume de comptage, le niveau de détention s'établit à environ 200 à 300 U. On peut ainsi affirmer que moins de 1 % de l'eau de la troisième infiltration est présente à cette profondeur.

(1) A moins que cette différence ne soit le fait d'une hétérogénéité du terrain qui provoquerait des circulations préférentielles hors de la sphère d'influence de la bougie (cf. grenoble - Mars 1977).

La figure C. 3D. présente l'évolution de la charge hydraulique à différents niveaux après la série d'expériences. L'interprétation de l'évolution des teneurs ioniques et isotopiques tiendra compte des inversions de gradient de charge mises en évidence au cours du suivi de l'expérience.

#### C.2.4.1. Restitution du rubidium

L'arrosage préliminaire avec la solution de chlorure de rubidium n'a donné lieu à aucun écoulement dans les bougies. Par la suite, à aucun niveau et à aucun moment, le rubidium n'a pu être détecté (par spectrométrie d'émission) au seuil de 0,2 ppm. la rétention dans le sol apparaît totale.

#### C.2.4.2. Restitution du lithium

Les courbes de restitution du lithium mettent en évidence une forte dispersion soulignée par :

- . la différence des teneurs maximales respectives entre les horizons 10 et 25 cm,
- . la diminution de la pente de la courbe de montée des concentrations entre ces mêmes niveaux.

Etant donnée la faible humidité initiale du sol, on doit, en plus de la dispersion, considérer des phénomènes de fixation pour expliquer la disparition du signal dès le niveau 50 cm.

Elles mettent d'autre part en évidence un indéniable "effet piston" de la troisième infiltration sur l'eau de la seconde, suivi d'un mélange et d'un état stationnaire affecté par la remontée des sels sous l'effet de l'évaporation.

#### C.2.4.3. Restitution du potassium

Le comportement du potassium semble être caractérisé par un phénomène d'intense rétention ; d'autre part, le potassium préexistant dans les premiers horizons du sol a sans doute contribué à modifier la forme théorique des courbes de restitution comme le montre le lessivage obtenu avant l'injection de la solution potassique. Ce lessivage préliminaire avec une eau dépourvue de potassium a peut-être favorisé par la suite la fixation du potassium de la troisième injection.

#### C.2.4.4. Variation des teneurs en oxygène 18

L'évolution des teneurs en oxygène 18 est très semblable à celle des concentrations en lithium.

Elle permet cependant de mieux cerner les parts respectives du mélange dispersif et de la fixation, ainsi les teneurs en  $^{18}\text{O}$  atteintes à 10 cm, très proches de celles de l'eau d'injection, confirment qu'il faut attribuer dans le cas du lithium une certaine importance aux phénomènes de rétention.

La valeur inattendue de teneur en oxygène 18 dans la phase stationnaire à 50 cm suppose :

- soit la participation d'une eau très fortement enrichie en isotopes lourds à ce niveau,
- soit la participation d'environ 50 % d'eau initiale du sol à des valeurs proches de  $\delta = 0 \text{ ‰}$  vs SMOW, qui devrait parvenir, dans ce cas, des niveaux supérieurs.

#### C.2.4.5. Restitution du tritium

La valeur maximale atteinte à 10 cm, très proche de la concentration de la solution de traçage ( $C/C_t \approx 0,8$ ) suggère un remplacement quasi total de l'eau de l'horizon supérieur. Or, l'évolution des teneurs en oxygène 18 invoque plutôt une chasse partielle suivie du mélange (cf. fig. C 33).

Cette différence pourrait s'expliquer en partie si l'on admet, selon RACHINSKY (1965), que le tritium a tendance à se concentrer dans la phase mobile de l'eau (phase justement captée en priorité par les bougies poreuses).

Dans les niveaux inférieurs, l'efficacité du mélange dispersif est augmenté par la présence de l'eau non tritiée de la seconde injection qui a déjà humidifié le profil.

### C.2.5. Conclusion

Au cours de cette première série d'expériences, la croûte gypseuse s'est comportée comme une barrière efficace à l'infiltration de l'eau <sup>(1)</sup>. Le blocage de la percolation à ce niveau favorise la reprise ultérieure par évaporation.

Parmi les sels utilisés, le lithium aurait le comportement le plus voisin de celui de l'eau, le rubidium par contre semble immédiatement fixé. Le comportement de la solution potassique a sans doute été modifié par l'intervention du potassium météorique préexistant à la surface du sol.

L'utilisation d'eau très appauvrie en oxygène 18 semble le moyen le plus efficace pour suivre sa percolation dans le sol. Le tritium apparaît également comme un traceur très sensible et met en évidence l'importance des phénomènes de dispersion lors du dernier arrosage.

---

(1) *L'utilisation du monolithe isolé, au cours de la deuxième expérience, réalisée au mois de mai 1978, a montré que cette couche peut être franchie par l'eau lorsque la diffusion latérale de l'eau est bloquée.*

## CONCLUSIONS

L'étude et les expériences présentées dans ce mémoire ont été réalisées avec un double but :

- définir les modalités de mise en oeuvre des techniques de traçage ionique et isotopique pour l'étude "in situ" de la zone non saturée,

- rechercher les informations supplémentaires sur l'écoulement que peut apporter un traçage couplé en isotopes en sels par rapport aux données obtenues par l'utilisation conjointe des techniques classiques d'humidimétrie neutronique et de tensiométrie.

### 1. Aspect méthodologique : comportement des traceurs

Nous devons satisfaire deux exigences contradictoires *a priori* :

- La recherche d'informations aussi sérieuses que possible, ce qui implique des prises d'essai réduites,

- La réalisation du maximum d'analyses sur le matériel de chaque prélèvement. Ceci imposait de mettre au point des techniques analytiques appropriées au dosage d'échantillons miniaturisés.

Nous avons opté pour un échantillon minimum de 5 ml, cette quantité permet en effet de définir de façon sensible l'évolution de la restitution des traceurs et autorise d'autre part la réalisation des analyses de l'oxygène 18, du tritium, éventuellement du deutérium, et d'environ quatre cations.

Parmi les traceurs isotopiques, l'oxygène 18 (et certainement le deutérium) présentent plusieurs avantages :

- Les mesures sont toujours possibles, elles permettent d'enregistrer des fluctuations positives ou négatives par rapport au niveau naturel local.

- La quantité minimale (3 ml) d'eau nécessaire pour le dosage, et la nature non destructive de la mesure qui permet le dosage ultérieur des cations répondent aux exigences méthodologiques énoncées précédemment. Enfin, si le prix ..

d'une eau très enrichie en oxygène 18 est élevé, il est cependant toujours possible d'utiliser de l'eau enrichie (par évaporation) ou appauvrie naturellement (précipitations en altitude).

Le tritium est certes d'un prix de revient beaucoup moins élevé et son dosage en comptage direct est aisé. Il permet en outre l'application facile de signaux fortement marqués. Cependant, la forte dispersion à laquelle est naturellement soumis un traçage intense limite la détection de  $^3\text{H}$  dans les horizons inférieurs du profil (cf. Gabès 50 cm) surtout dans la mesure où la nécessité d'économiser les solutions pour cette mesure destructive implique une dilution de 1 ou 2 ml dans les 8 ml destinés au comptage.

Le problème de la consommation des solutions par les prises d'essai analytiques conduit à moduler le rythme des prélèvements et les volumes d'eau à extraire en fonction de la vitesse d'évolution du profil, non seulement pour l'utilisation du tritium, mais aussi dans une certaine mesure, pour les ions en solution :

- pour suivre une variation forte et rapide (courbe A fig.D1) la précision sur l'estimation des temps de prélèvement est plus importante que celle de la mesure de la concentration en traceur ; il est alors nécessaire de prélever un échantillon très réduit. Pour déceler des variations plus lentes à de faibles niveaux de concentration (courbe B fig.D1) le volume prélevé doit être plus important afin d'éviter la dilution.

Parmi les éléments alcalins utilisés, le lithium possède apparemment le comportement le plus proche de celui de l'eau. Il semble peu adsorbé et peu soumis aux phénomènes d'échanges ioniques, dans le domaine de concentration utilisée au cours des expériences.

Par ailleurs, son dosage est facile (pratiquement pas d'interférences avec les autres éléments - prise d'1 ml environ pour le dosage) et son seuil de détection relativement bas (0,01 mg/l). De plus, son niveau naturel généralement très faible ne risque pas de masquer le signal de traçage.

Le sodium, dont les caractéristiques physiques (rayon ionique, potentiel ionique, rayon hydraté) sont proches de celles du lithium, se comporte de façon très similaire. Cependant, le niveau naturel de l'eau du sol nécessite l'emploi de teneurs de traçage plus fortes qui peuvent entraîner certaines modifications des caractéristiques hydrodynamiques du terrain (cf. chap. B.1.1.2. a).

Le potassium a subi au cours de toutes les expériences une intense rétention dès les premiers horizons du sol. De plus, le comportement de la solution potassique est fortement dépendante de la présence du potassium pré-existant dans le profil. On assiste en effet à une diminution des teneurs en  $K^+$  même après l'injection de la solution tracée (Gabès 1977). Phénomène que l'on peut interpréter comme un lessivage du potassium de l'eau initiale du profil par une eau d'injection débarassée de son potassium dès les premiers centimètres du sol.

Les autres cations alcalins employés : rubidium, césium sont très fortement retenus dès les premiers centimètres du sol, ils n'ont pu être décelés dans les horizons sous-jacents.

Cette succession semble donc être en relation directe avec la valeur du rayon ionique (non hydraté) de ces éléments (cf. tableau B.2.)



et correspond à la séquence qui régit la capacité de remplacement des ions. Des cations divalents utilisés ( $Pb^{++}$ ,  $Zn^{++}$ ,  $Cd^{++}$ ,  $Cu^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ), seul le magnésium semble échapper à une totale fixation. Ceci suggère qu'il serait sans doute intéressant d'étudier le comportement du béryllium dont le rayon ionique est très faible (0,35 Å). Mais la toxicité extrême de cet élément nous a fait renoncer à son emploi.

A l'issue de cette partie méthodologique de la conclusion, on retiendra que la notion de "bon" traceur s'applique aux isotopes constitutifs de l'eau et aux cations à faible rayon ionique. Cette gamme de traceurs jusqu'ici peu utilisée s'ajoute aux traceurs anioniques, essentiellement les halogénures, dont la qualité est bien établie (cf. chap. B.1.).

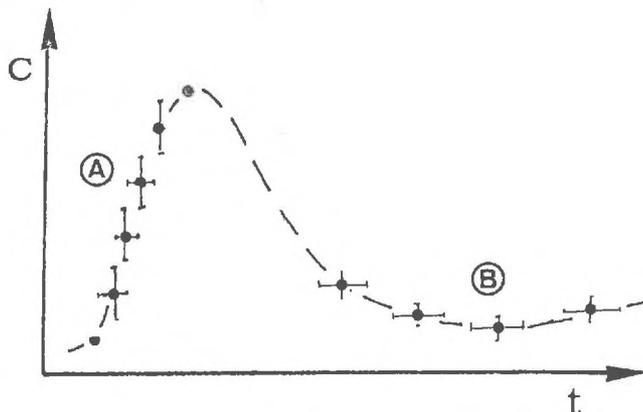


Fig. D 1 : Modulation du rythme des prélèvements

## 2. Schéma d'interprétation

L'utilisation simultanée des traceurs isotopiques et salins permet de proposer un schéma d'interprétation des mécanismes intimes de la redistribution de l'eau et des sels dans le profil pendant et après une infiltration. Pour les "bons" traceurs de l'eau : oxygène 18, tritium<sup>\*</sup>, lithium, les courbes de restitution sont de la forme : (courbe de type A)

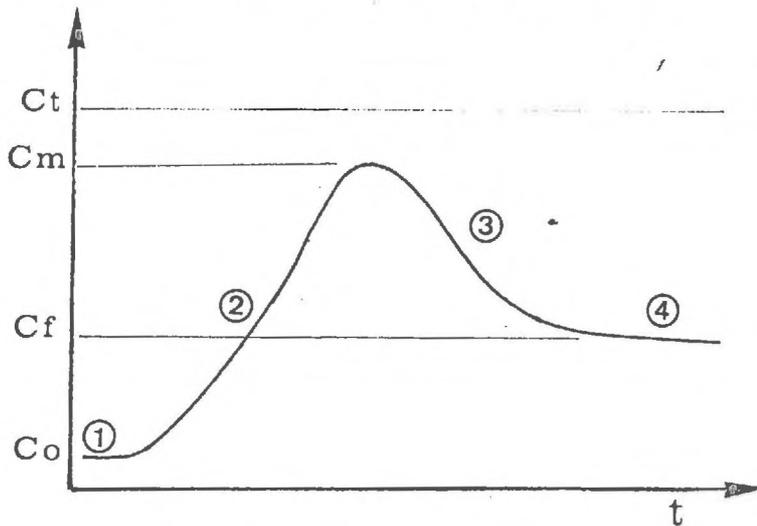


Fig. D.2 : "Courbe de type A"

Elles traduisent un transfert que nous appellerons "piston partiel dispersif + mélange retardé avec l'eau de la microporosité".

On peut distinguer quatre phases :

1. état initial qui précède l'arrivée de l'onde tracée,
2. mélange progressif en proportion décroissante avec l'eau de la macroporosité. La pente de cette partie de courbe est d'autant plus faible que la dispersion est plus accentuée. Le maximum  $C_m$  dépend de la teneur en eau initiale et de sa concentration, de la fraction d'eau initiale chassée par le front d'infiltration et de la variation de teneur en eau totale,
3. Décroissance due au mélange avec l'eau de la microporosité (par diffusion moléculaire),
4. Régime stationnaire atteint une fois l'homogénéisation terminée

\* Etant donné que le deutérium doit avoir (à cause de l'écart entre les différences relatives de masse qui régissent le fractionnement isotopique) un comportement plus semblable à l'hydrogène banal que celui du tritium. Il est à prévoir que  $^2\text{H}$  sera également un "bon" traceur de l'eau

Par la suite, ce niveau peut être influencé par des phénomènes secondaires :

- . remontée de traceur sous l'effet de l'évaporation,
- . perte de traceur par échange isotopique soit avec la vapeur d'eau atmosphérique par l'intermédiaire de la phase gazeuse du sol, soit avec les groupements hydroxyles des argiles,
- . nouvel apport d'eau.

Dans les niveaux supérieurs, l'homogénéisation semble s'effectuer après la fin de l'infiltration. Dans les niveaux inférieurs, le flux de traceur dans l'eau étant plus faible (du fait de la dispersion et du mélange dans les horizons supérieurs), l'homogénéisation entre l'apport d'eau tracée, l'eau restante de la macroporosité et l'eau de la microporosité s'opère de façon concomitante.

On obtient alors pour les niveaux inférieurs une courbe simplifiée de la forme : (courbe de type B)

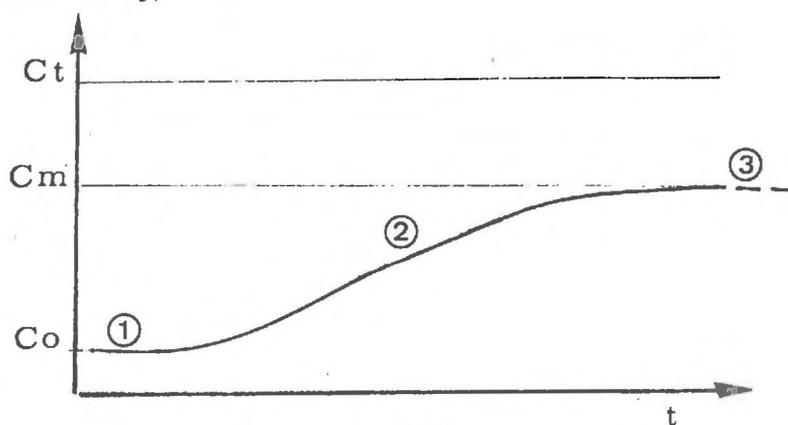


Fig. D.3. : "Courbe de type B"

1. niveau de base : peut être affecté avant même l'arrivée du front de traçage par l'eau des niveaux supérieurs poussée par un effet piston.
2. arrivée du traceur ; mélange dispersif avec l'eau de la macro et de-la microporosité.
3. régime stationnaire.

La superposition dans le profil des courbes de type A aux courbes de type B correspond à une situation de sol homogène. Cette disposition peut être,

modifiée par des circulations préférentielles dues à l'hétérogénéité spatiale du terrain (cf. <sup>3</sup>H Grenoble 1977).

A l'issue de cette étude illustrée par des exemples correspondants à des situations pédologiques et climatiques fort différentes, il apparaît donc que :

- . Le traçage est d'autant plus efficace qu'il est plus discret et donc moins sujet à la dispersion ; on met ainsi en lumière l'intérêt de l'oxygène 18.
- . Les expériences d'arrosage sur parcelles non isolées conduisent à des effets de dispersion latérale intense (Gabès, 1977) dont l'effet peut être annulé par l'emploi de lysimètre. Mais, dans ce cas, l'apparition d'un plan d'eau artificiel au fond de la case lysimètre modifie l'écoulement de l'eau.

Il faut donc attendre dans le futur un développement des méthodes qui sauront ménager au maximum les conditions naturelles : traçages artificiels légers sur des monolithes isolés de sol non remanié ou étude de parcelles marquées par les teneurs naturelles en isotopes et en sels des précipitations ou des sols.

## BIBLIOGRAPHIE

- BEARS J. (1972) .- Dynamics of fluids in porous media .- New-York, American Elsevier
- BIGGAR, NIELSEN (1972) .- Miscible displacement, 2, behavior of tracers .- Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., n° 26, pp. 125-128
- BLUME H.P., ZIMMERMAN U., MUNNICH K.O. (1967) .- Tritium tagging of soil moisture : the water balance of forest soil .- I.A.E.A., Vienne, p. 471
- BOAST C.W. (1973) .- Modeling the movement of chemicals in soils by water .- Soil sci., n° 115, .3, p. 224
- BOURGES J., FLORET C., PONTANIER R. (1973/1975) .- Etude d'une toposéquence type du Sud tunisien. Djebel Dissa .- ORSTOM, Tunisie, vol. I ES 89, déc. 1973, vol. II ES 93, mai 1975
- CAILLERE S., HENIN S. (1963) .- Minéralogie des argiles .- Masson éd., Paris.
- CASTANY G., MARGAT J. (1977) .- Dictionnaire français d'hydrogéologie .- B.R.G.M.
- CARDON P. .- Analyse de la dispersion des mesures neutroniques. Application à la mesure de la variation du stock d'eau du sol sous deux graminées différentes.- I.A.E.A., SM 176/25, P. 71
- CHARREAU C., JACQUINOT (1967) .- Etude au moyen de l'eau tritiée de la circulation de l'eau dans un sol sableux du Sénégal .- I.A.E.A., SM 94/30, pp. 301-314
- CHILINGAR G.V., KNIGHT L. (1960) .- Relationship between pressure and moisture content of kaolinite, illite and montmorillonite clays .- Bull. of the Americ. Assoc. of petroleum geologists, vol. 44, n° 1, pp. 101-106
- CHRISTENSEN E.R. .- Use of the gamma density gauge in combination with the neutron moisture probe .- I.A.E.A., SM 176/1, P. 27
- COINTEPAS J.P. (1965) .- Irrigation à l'eau salée et drainage en Tunisie .- Cahier ORSTOM pédologie, vol. III, n° 4, p. 299
- COLOMBANI J. (1977) .- Note concernant l'étalonnage de la sonde solo n° 13 relativement au site d'essai du Djebel Dissa .- ORSTOM, Tunisie, déc. 1977

COREY J.C., FENIMORE J.W. (1968) .- Tracing groundwater with chloride through acid-kaolinic soil .- Int. J. appl. radiat. isotopes, n° 19, p. 741

COREY J.C., HORTON J. (1968) .- Movement of tagged water with  $^2\text{H}$   $^3\text{H}$   $^{18}\text{O}$  through acidic kaolinic soil .- Soil Soc. Am. Proc. 32, p. 471

COUCHAT P. (1967) .- Détermination de la courbe d'étalonnage de l'humidimètre à neutrons à partir de l'analyse chimique des sols .- I.A.E.A Vienne

COUCHAT P. (1973) .- Les récents développements de la méthode neutronique de mesure de l'humidité des sols et ses perspectives .- I.A.E.A., pp. 41-37

DEGALLIER R. (1969) .- Infiltrations dans les sols non saturés .- La Houille Blanche, n° 8, p. 815

ELMALOGLU S. (1977) .- Quelques aspects de la caractérisation du transfert vertical d'un soluté dans un sol naturel .- rapport de D.E.A., Univ. Grenoble, Inst. mécanique

FEODOROFF A. (1965) .- Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface .- Annales agronomiques, vol. XVI, n° 2 et 3, pp. 127-176 et 231-264

FEODOROFF A. (1970) .- Relations observées au champ entre le niveau de la nappe, la teneur en eau, la saturation, la tension .- Colloque franco-canadien sur l'étude des mouvements de l'eau dans la zone non saturée, Guelph, 13-15 octobre 1970

FEODOROFF A., GALULA E. (1974) .- Conductivité hydrique d'un sol non saturé .- Bull. BRGM, 2ème série, section III, n° 2, pp. 155-164

FIREMAN M., (1944) .- Soil Sci., n° 58, p. 337 (cité in QUIRK and SHOEFIELD, 1955)

FONTES J.C. (1976) .- Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles .- La Houille Blanche, n° spécial 3/4

FONTES J.C. (1976) .- Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects .- Thèse de doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie

FOSTER (1975) .- The chalk ground water tritium anomaly - a possible explanation .- Journ. of hydrol. 25, pp. 159-165

GAILLARD B., GUIZERIX J., MARGAT J., MOLINARI J., PEDECERF P. (1976) .- Etude méthodologique des caractéristiques de transfert des substances chimiques dans les nappes. 5ème rapport. Synthèse de la recherche .- Paris, C.N.R.S., A.T.P. "hydrogéologie"

GARDNER W.R. (1920) .- The capillary potential and its relation to soil moisture constants .- Soil Sci., n° 10, pp. 357-359

GARDNER W.R. (1956) .- Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data .- Soil Sc. Soc. of Am. Proc., n° 20, pp. 317-320

GARDNER W.R., HILLEL D., BENYAMINI Y. (1970) .- Post irrigation movement of soil water .- Water resources, n° 6-3, pp. 851-861

GAUDET J.P. (1978) .- Transfert d'eau et de soluté dans les sols non saturés. Mesures et simulation .- Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Grenoble

GRIM R.E. (1968) .- Clay mineralogy .- Mac Graw Hill ed., New-York

HALEVY E. (1968) .- Nuclear techniques in hydrological investigations in the unsaturated zone .- Water in the unsaturated zone, vol. I, I.A.E.A.

HANSHAW B.B. (1973) .- Ultrafiltration by a compacted clay membrane. II Sodium ion exclusion at various ionic strenghts .- Geochimica et cosmochimica Acta, vol. 37, pp. 2311-2327

HANSEN E.A., HARRIS A.R. (1975) .- Validity of soil water samples collected with porous ceramic cups .- Soil Sci. Amer. Proc., vol. 39, pp. 528-536

HILLEL D. (1974) .- L'eau et le sol. Principes et processus physique .- Vander (ed.), Louvain

HORTON J.H., HAWKINS R.H. (1965) .- Flow path of rain from soil surface to the water table .- Soil Sci. n° 100, pp. 377-383

JEGAT H. (1975) .- Etude expérimentale et simulation d'écoulement des fluides miscibles en milieux poreux non saturés .- Thèse, Univ. Sci. et Médic. et Inst. Nat. Polyt. de Grenoble

KAUFMAN W.J., ORTLOB G.T. (1956) .- An evaluation of ground water tracers .- Transactions, Amer. Geophy. Un., vol. 37, n° 3

KHARAKA Y.K., BERRY F. (1973) .- Simoultaneous flow of water and solutes through geological membranes. I-Experimental investigation .- Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 37, pp. 2577-2603

KHARAKA Y.K., SMALLEY W.C. (1976) .- Flow of water and solutes through compacted clays .- The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., vol. 60, n° 6, pp. 973-980

KLUTE A. (1972) .- The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils .- Soil Sci., n° 113-4, pp. 264-276

KÜHN W. (1967) .- Principal considerations and limiting factors concerning the application of depth and surface equipment for soil density measurement with gamma-ray .- Soil moisture and irrigation studies, I.A.E.A., Vienne, p. 38

LALLEMAND-BARRES A. (1969) .- Possibilités offertes par les méthodes de traçage pour l'étude du mouvement de l'eau dans la zone non saturée .- B.R.G.M., n° 69 SGN 281 HYD

LOW P.F. (1962) .- Influence of adsorbed water on exchangeable ion movement .- Clays and clay minerals, vol. 9, Pergamon Press, Oxford

MILLOT G. (1964) .- Geologie des argiles .- Masson éd., Paris

MOERMAN P., DE BOODT M., MORTIER P., (1967) .- The spatial resolution of the neutron moisture meter .- Soil moisture and irrigation studies, I.A.E.A., p. 15

MOLINARI J. (1976) .- Interaction avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels .- La Houille Blanche, n° spécial 3/4

MOLINARI J., ROCHON J. (1976) .- Mesure des paramètres de transfert de l'eau et des substances en solution en zone saturée .- La Houille Blanche, n° spécial 3/4, pp. 223-242

MOREL-SEYTOUX H. (1973/1974) .- Pour une théorie réformée de l'infiltration .-  
 . 1ère partie : Pourquoi ? .- Cahier ORSTOM Hydrol., vol. X, n° 2, 1973, pp. 185-194  
 . 2ème partie : Comment ? .- Cahier ORSTOM Hydrol., vol. X, n° 3, pp. 197-209  
 . 3ème partie : Effets de compression et de contre-courant .- Cahier ORSTOM, Hydrol., vol. XI, n° 1, 1974

NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. (1973) .- Analysing soil water and solute movement under field conditions .- Soil moisture and irrigation studies, II, I.A.E.A., Vienne

NIELSEN D.R., STARR J.L., KIRDA C., MISRA C. (1974) .- Soil water and solute movement studies .- I.A.E.A., SM 176/32, pp. 117-133

NORMAND M. .- Méthode d'étalonnage d'un humidimètre à neutrons utilisant les mesures de densité du densimètre gamma associé .- I.A.E.A., SM 176/24, p. 53

PEYREMORTE P., PHILIPPEAU G., MARCESSE J. (1972) .- Optimisation de l'échantillonnage pour déterminer les bilans hydriques sous culture au moyen de l'humidimètre à neutrons .- I.A.E.A., SM 151/21, Proceedings of a symposium, Vienne, 13-17 déc. 1971

- PHILIP J.R. (1969) .- Theory of infiltration .- Advances in Hydrosience, n° 5, pp. 216-296
- POUGET M. (1965) .- Mesure d'humidité sur les échantillons de sol gypseux .- Cahier ORSTOM Pédologie, vol. III, fasc. 2
- QUIRK J.P., SCHOFIELD R.K. (1935) .- The effect of electrolyte concentration on soil permeability .- Journal Soil Sci., n° 6, pp. 163-178
- RACHINSKI V.V. 1965) .- Etude de l'interaction de l'eau marquée au tritium avec les sols.  
 . I- Effets isotopiques lors de la sorption par les sols de l'eau marquée au tritium .- Izv. Timiriaz. Silskokh. Akad., SSSR, n° 1, pp. 133-144  
 . II- Conference .- Izv. Timiriaz. Silskokh. Akad., SSSR, n° 3, pp. 218-216
- RICHARDS L.A. (1931) .- Capillary conduction of liquids in porous mediums .- Physics, 1, pp. 318-333
- RICHARDS L.A. (1942) .- Soil moisture tensiometer materials and construction .- Soil Sci., n° 53, pp. 241-248
- RICHARDS L.A., MOORE D.C. (1952) .- Influence of capillary conductivity and depth of wetting on moisture retention in soil .- Trans. Amer. Geoph. Union, vol. 33, n° 4, pp. 531-540
- ROCHON J. (1978) .- Propagation de substances miscibles en interaction physico-chimique avec le substrat. Approche simplifiée pour l'interaction en hydrogéologie .- Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Grenoble
- RODE A.A. (1968) .- Hydrophysical properties and moisture regime in the unsaturated zone .- Water in the unsaturated zone, vol. 1, I.A.S.H., UNESCO
- ROLFE P.F., AYLMOORE L.A.G. (1977) .- Water and salt flow through compacted clays. I - Permeability of compacted illite and montmorillonite .- Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 41
- SARDIN M., VILLERMAUX (1978) .- Compte rendu de l'étude de l'interaction entre les ions  $K^+$ ,  $Li^+$ ,  $Cu^{++}$  et la terre du site de Grenoble .- E.N.S.I.C. Nancy
- SAUTY J.P. (1977) .- Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage .- Thèse de l'Univ. Scient. et Médic. de Grenoble
- SAVIN S., EPSTEIN S. (1970) .- The oxygene and hydrogen isotopes. Geochemistry of clay minerals .- Geoch. et Cosmo. Acta, n° 34, pp. 24-42
- SCHOFIELD R.K. (1935) .- The pF of the water in soil .- Trans. Intern. Cong. Soil Sci., 3rd, n° 2, pp. 37-48

- SIWERTZ E. (1973) .- Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysmètres et le bassin de Thonon .- Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, Centre de Rech. Géodyn. Thonon-les-Bains
- SMITH D.B., WEARN P.L. (1970) .- Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium .- I.A.E.A., SM 129/6, pp. 73-87
- STAKMAN (1968) .- The relation between particule size, pore size and hydraulic conductivity of sands separates .- Water in the unsaturated zone, I.A.S.H., UNESCO, vol. I
- STEWART G.L. .- Clay water interaction, the behavior of  $^3\text{M}$  and  $^2\text{H}$  in absorbed water and the isotope effect .- Soil Sci. Soc. Amer. Proc., n° 36, 3, p. 421
- TEHEL J. (1975) .- Détermination in situ de l'évapotranspiration réelle par les méthodes du bilan hydrique et du bilan d'énergie .- Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Grenoble
- THIRRIOT C. (1973) .- Un point de vue de dilettante sur l'évaporation des nappes souterraines .- C.R. 2ème colloque intern. sur les eaux souterraines, Palerme (Italie), 28/4-2/5 1973
- THOMAS G.W., SWOBODA A.R. (1970) .- Anion exclusion effects on chloride movements in soils .- Soil Sci., n° 110, p. 163
- THONY J.L. (1970) .- Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieu poreux non saturés .- Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Grenoble
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.L. (1978) .- Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique .- Univ. Grenoble, Inst. de mécanique
- VACHAUD G., TEHEL J., BOLCATO R. (1974) .- Station de mesure automatique du bilan hydrique in situ .- Bull. B.R.G.M., 2ème série, section III, n° 2, pp. 145-153
- WANG J.H. (1951) .- Self-diffusion and structure of liquid water : I - Measurement of self diffusion of liquid water with deuterium as tracer .- J. Amer. Chem. Soc., vol. 75, pp. 510-513
- WANG J.H. (1951) .- Self diffusion and structure of liquid water : II - Measurement of self diffusion of liquid water with  $^{18}\text{O}$  as tracer .- J. Amer. Chem. Soc., vol. 73, pp. 4181-4183

WANG J.H., ROBINSON C.V., ELDEMAN I.S. (1953) .- Self diffusion and structure of liquid water : III - Measurement of the self diffusion of liquid water with  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  as tracers .- J. Amer. Chem. Soc., vol. 75, pp. 466-470

WEAST R.C. (1972/1973) .- Handbook of chemistry and physics .- 53<sup>ème</sup> édition

ZIMMERMAN (1967) .- Soil water movement and evapotranspiration changes in the isotopic composition of water .- Isotopes in hydrology, I.A.E.A., Vienne, pp. 567-583

N°	Dates (heures)	$\Delta t$ mn	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+</sup>	Rb <sup>+</sup>	180
111	22-06-76	47- 100	3,9	45	12	0,28	0,37	-12,47
112	"	100- 188	3,3	42	9,4	0,33	0,39	-12,81
113	"	188- 320	2,7	40	6,7	0,24	0,15	-12,30
114	"	320- 490	2,1	38	6,3	0,23	0,10	-
115	"	490- 638	1,8	34	5,3	0,22	0,06	-12,24
116	"	638- 760	1,7	35	5,3	0,21	0,05	-12,19
118	23-06-76	760-1 300	1,8	33,5	5,5	0,21	0,05	-12,31
119	7h 20 mn	"	1,5	33	4,5	0,21	0,05	-12,31
110	23-06-76	1 300-1 510	1,5	37	4,6	0,21	0,04	-12,36
	Infiltration (2)	to = 11h						
211	23-06-76	40- 90	3,8	62				-12-40
212	"	90- 130	5,5	76				-12-56
213	"	130- 185	6,2	79				-12-70
214	"	185- 275	6,5	86				-12-58
215	"	275- 355	5,5	78				-12-47
216	"	355- 430	5,1	76				-12-69
217	"	430- 615	4	63				-12-64
218	24 - 0h 25 mn	615- 810	3,5	58				-12-47
219	24 - 8h	810-1 265	3,3	57				-12-60
2110	24 - 9h 40 mn	1 265-1 365	3,5	60				-12-76
2111	24 -12h	1 365-1 500	3,5	59				-12-60
2113	24 -16h 45 mn	1 500-1 665	3,2	59				
2114	24 -18h 45 mn	1 665-1 905	3,3	61				
2115	25 - 8h 45 mn	2 715	3,2	56				
2116	25 -13h	3 000	3,1	51				
2117	25 -17h 45 mn	3 285	3,1	61				
2118	26 - 9h 30 mn	4 230	3,1	61				
2120	27 - 8h	5 580	3,5	62	7	0,25	0,07	

Tableau I.1 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Niveau 1 (12 cm) - Grenoble juin 76.

N'ont pas été figurés les résultats des dosages :

- de Pb<sup>++</sup> : tous inférieurs à 0,1 ppm
- de Cu<sup>++</sup> : tous inférieurs à 0,05 ppm
- de Zn<sup>++</sup> : tous inférieurs à 0,2 ppm.

Niveau 2 (18 cm)

N°	Dates (heures)	Δt mn	Li	Na	K	Ca	Rb	180
Infiltration I to = 10 h								
121	22-06-76	37- 100	4,0	50	7,3	0,21	0,11	-12,35
122	"	100- 188	4,3	64	8,1	0,23	0,32	-12,69
123	"	188- 490	3,6	59	7,1	0,23	0,25	-12,31
124	"	490- 537	3,1	55	8,7	0,22	0,22	-12,07
125	"	537- 638	2,9	45,4	9,0	0,22	0,21	-11,87
126	"	638- 760	2,5	-	8,8	0,22	0,21	-11,95
127	23-06-76	760-1 300	1,9	36,4	6,0	0,21	0,19	-11,55
128	7h 20 mn		1,9	41	7,0	0,21	0,18	-11,55
129	"	1 300-1 510	1,7	40	7,0	0,20	0,18	-11,55
Infiltration II to = 11 h								
221	23-06-76	0- 45	2,5	45				-11,47
222	"	45- 90	4,6	61				-12,08
223	"	90- 130	6,0	68				-12,17
224	"	130- 185	7,5	78				-12,28
225	"	185- 280	8,2	-				-13,35
226	"	280- 355	7,1	78				-12,18
227	"	355- 430	5,7	72				-12,00
228	"	430- 615	4,4	60				
229	24 - 0h 25 mn	615- 810	3,3	52				
2210	" - 8h	810-1 265	3,0	49				
2211	" - 9h 45 mn	1 265-1 365	2,7	48				
2212	" - 12h	1 365-1 500	2,7	45				
2213	" - 16h 45 mn.	1 500-1 785	2,2	43				
2215	25-06 - 8h 45 mn		2,0	42				
2216	" - 13h	3 000	1,7	41,5				
2217	" - 17h 45 mn		1,6	40,5				
2218	26 - 9h 30 mn		1,6	35				
2219	" - 18h	4 740	1,2	36,5				
2220	27 - 8h		1,7	-	6,9	0,21	0,12	
2221	28 - 9h 45 mn		1,6	38,4	6,7	0,21	0,10	
2222	28 - 17h 45 mn		1,3	44	6,7	0,22	0,12	
2223	29 - 9h 45 mn.		1,2	46	7,2	0,22	"	
2224	30 - 9h		1,2	42	6,9	0,21	0,11	
2225	1-07-76 - 9h 15		1,2	44	6,7	0,22	0,11	
2226	2 - 11h 15 mn		1,2	44,5	7,0	0,23	0,09	
2227	5 - 10h 15 mn		1,3	43	6,6	0,24	0,10	

Tableau I.2 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Niveau (2) - grenoble juin 76.

Niveau 3 (35 cm)

N°	Dates (heures)	dt mn	Li	Na	K	Ca	Rb	180
Infiltration I to = 9h 50 mn								
131	22-06-76	58- 118	0,07	16,6	3,2	0,14	0,01	-11,46
132	"	118- 188	1,2	21,5	2,9	0,16	0,01	-11,70
133	"	188- 290	1,8	23	2,7	0,16	0,01	-12,09
134	"	290- 350	2,0	32	3,1	0,17	0,01	-11,92
135	"	350- 490	2,1	32,5	2,7	0,17	0,01	-12,19
136	"	490- 500	2,1	37,5	3,5	0,16	"	-12,12
137	"	500- 638	2,4	34	2,7	0,18	"	-12,15
139	"	638- 760	2,3	37	3,0	0,17	"	-12,27
1310	23-06-76	760-1 300	2,1	35,6	2,9	0,17	"	-12,27
1311	7h 20 mn		2,0	36,4	2,4	0,19	"	-12,41
Infiltration II to = 11 h								
231	23-06-76	0- 45	2,1	44				-12,02
232	"	45- 90	2,1	42				-12,45
233	"	90- 130	2,1	42				-12,27
234	"	130- 185	2,3	44				-12,29
235	"	185- 280	2,6	45				-12,48
236	"	280- 355	2,8	50				-12,57
237	"	355- 430	2,8	48				-12,49
238	"	430- 615	2,9	49,5				-12,79
239	24 - 0h 25 mn	615- 810	3,1	50				-12,60
2310	24 - 8h	810-1 265	3,3	52				-12,81
2311	24 - 9h 45 mn	1 365	3,4	48				-12,65
2312	24 -12h	1 500	3,4	54				-12,43
2313	24-06 - 14h 45	1 665	3,4	40				
2314	24-06 - 18h 45	1 785	3,5	45				
2315	25-06 - 8h 45		3,5	57				
2316			3,5	57				
2317	25-06 - 17h 45		3,3	65				
2318	26-06 - 9h 30		3,2	56				
2319	26-06 - 18h 45		3,1	55				
2320	27-06 - 8h		3,6	57	6,1	0,20	0,01	
2321	28-06 - 9h 15		3,1	54	6,1	0,21	"	
2322	" - 17h 15		2,7	54	6,2	0,21	"	
2323	29-06 - 9h 15		2,6	51	6,5	0,20	"	
2324	30-06 - 9h		2,5	50	6,5	0,20	"	
2325	1-07 - 9h 15		2,5	49	6,5	0,20	0,01	
2326	2-07 - 11h 15		2,3	48	6,5	0,20	0,01	
2327	5-07 - 10h		2,2	47	6,5	0,20	"	

Tableau I.3 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Niveau 3 (35 cm) - Grenoble juin 76.

Niveau 4 (55 cm)

N°	Dates (heures)	Δt mn	Li	Na	K	Ca	Rb	180
<b>1ère Infiltration</b> to = 9h 50 mn								
141	22-06-76	110- 320	0,5	18,4	0,7	0,03	0	-11,25
142	"	320- 638	"	13	1,4	0,07	0	-11,04
143	"	638- 760	"	17	1,1	-	0	-10,55
144	23-06-76	760-1 300	"	15	0,6	0,07	0	-10,64
145	"	1 300-1 510	"	25	1,7	0,20	0	-10,55
<b>2ème infiltration</b> to = 11 h								
241	23-06	0- 185	"	14				
242	"	185- 280	"	17				
243	"	280- 355	0,05	24				
244	"	355- 430	0,8	20				
245	25-06	430- 615	1	19,5				
246	24-06 - 0h 25 mn	615- 810	1	20,7				
247	24 - 8h	810-1 265	1	19,5				
248	24- 9h 45 mn	1 265-1 365	0,9	27,5				
249	24- 12h	1 365-1 500	0,8	22				
-								
-								
-								
2413	24-06 -14h 45 mn	1 500-1 665	0,7	19,5				
2414	24-06 -18h 45 mn	1 665-1 785	0,7	22,5				
2415	25-06 - 9h	2 820	0,7	21,5				
2416	25-06 -13h		0,7	21,5				
2417	25-06 -17h 45 mn		0,7	21,6				
2418	26-06 - 9h 45 mn		0,8	21,0				
2419	26 -18h 15 mn		0,8	21,0				
2420	27-06 - 8h		0,8	21	1	0,14	0	
2421	28-06 - 9h 15 mn		0,8	20	0,9	0,14	0	
2422	28 -17h 15 mn		0,8	22	0,9	0,14	0	
2423	29-06 - 9h 15 mn		0,8	22	1	0,15	0	
2424	30-06 - 9h		0,7	21,6	1,1	0,14	0	
2425	1-07 - 9h 15 mn		0,7	21,6	1	0,14	0	
2426	2-07 -11h 45 mn		0,7	19,5	1	0,13	0	
2427	5-07 -10h		0,7	20,5	1,1	0,14	0	

Tableau 1.4 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Niveau 4 (60 cm) - Grenoble juin 76.

Boucle 5 (80 cm)

N°	Dates (heures)	Δt mm	Li	Na	K	Ca	Rb	180
151	1ère infiltration 22-06-76 138-760	to = 9h 50 mm 138-760		12	2,4	0,4	0	-10,66
	2è infiltration 23-06-76	to 11						
251	23	0- 185	0,9	21				
252	"	185- 280	0,9	19,5				
253	"	280- 355	0,9	21,6				
254	"	355- 430	0,9	24				
255	23-06	430- 615	1	19,5				
256	24-06 - 0h 25 mn	615- 810	1,1	20				
257	" - 8h	810-1 265	1,2	22				
258	" - 9h 45 mn	1 265-1 365	1,3	28				
259	" -12h	1 365-1 500	1,3	23,5				
-	"							
2513	" -14h 15 mn		1,5	22,5				
2514	" -19h		1,5	22				
2515	25-06 - 9h		1,2	18,5				
2516	" -13h		1,2	19,5				
2517	" -17h 45 mn		1,1	19,5				
2518	26-06 - 9h 45 mn		1,0	18,5				
2519	" -18h 45 mn		0,8	18				
2520	27-06 - 8h		0,6	15,6	0,9	0,13	0	
2521	28-06 - 9h 15 mn		0,6	16	0,9	0,14	0	
2522	" -17h 15 mn		0,5	15,5	1,0	0,12	0	
2523	29-06 - 9h 15 mn		0,5	15,5	0,9	0,12	0	
2524	30-06 - 9h		"	14,5	1,0	0,14	0	
2525	1-07 - 9h 15 mn		"	15	1,1	0,14	0	
2526	2-07 -11h 15 mn		"	18,4	1,1	0,13	0	
2527	5-07 -10h		"	13,6	1,1	0,13	0	

Tableau I.5 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Niveau 5 (80 cm) - Grenoble juin 76.

N° 125	Temps (min)	SH UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	4,5	667 ± 130	-	-	-	-
2	10	2 972 ± 150	-	-	-	-
3	19,5	2 112 ± 145	6,50	7,750	0,350	0,50
4	26,5	1 728 ± 140	-	-	-	-
5	34,5	1 188 ± 135	-	6,500	0,225	-
6	45	1 256 ± 135	5,40	6,250	0,150	0,50
7	57	1 732 ± 140	5,40	6,125	0,125	0,50
8	68	-	-	-	-	-
9	82,5	2 300 ± 150	6,40	6,125	0,150	0,55
10	94	2 576 ± 150	6,60	6,125	0,125	0,40
11	109	3 360 ± 155	5,50	6,125	0,150	0,55
12	132	4 072 ± 160	5,40	6,375	0,150	0,55
13	153	4 600 ± 165	5,50	6,375	0,185	0,60
14	174	4 984 ± 170	5,25	6,500	0,125	0,55
15	201	4 720 ± 170	4,75	6,250	0,150	0,65
16	260	5 352 ± 175	-	6,500	0,125	-
17	320	5 312 ± 175	5,25	6,375	0,150	0,65
18	450	5 104 ± 175	5,25	6,375	0,150	0,65
19	660	5 332 ± 175	5,20	6,500	0,125	0,55
20	860	5 616 ± 180	5,00	7,375	0,050	0,65
21	1 380	5 312 ± 175	-	7,000	0,185	0,65
			(± 0,25)	(± 0,125)	(± 0,025)	(± 0,05)

Tableau 11.1 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 -  
niveau 1 (12 cm) - surface -.

N° 185	Temps (mn)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	5	301 ± 95	-			
2	12	280 ± 95	-			
3	20,5	346 ± 95	-			
4	27,5	303 ± 95	-			
5	35	425 ± 95	-			
6	46	80 ± 90	3,35			0,65
7	58	204 ± 90	3,35	6,25	0,050	0,60
8	68	122 ± 93	-	6,25	0,050	-
9	83	218 ± 94	3,30	6,60	0,100	0,70
10	95	229 ± 94	-	6,25	0,075	-
11	110	377 ± 95	3,30	6,25	0,075	0,60
12	134	152 ± 130	3,45	6,35	0,075	0,65
13	154	1 386 ± 140	3,50	6,25	0,075	0,65
14	175	1 700 ± 140	3,45	6,40	0,075	0,70
15	203	2 234 ± 145	4,00	6,50	0,100	0,80
16	262	2 572 ± 150	3,55	7,00	0,150	0,70
17	320	2 953 ± 150	3,55	6,60	0,100	0,70
18	385	3 016 ± 155	3,45	7,00	0,125	0,70
19	450	3 197 ± 155	3,55	6,25	0,075	0,65
20	660	3 181 ± 155	3,40	7,75	0,100	0,75
21	840	3 274 ± 155	3,25	7,00	0,100	0,75
22	1 380	3 233 ± 155	3,00	6,75	0,100	0,75
			(± 0,25)	(± 0,25)	((± 0,025)	(± 0,05)

Tableau II.2 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 2 (18 cm) - surface-

N° 15 F	Temps (min)	SH UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	8	404 ± 95		-	-	-
2	16,5	2 368 ± 145		6,25	0,075	
3	25	4 064 ± 160		7,00	0,085	
4	33,5	5 640 ± 180		7,50	0,075	
5	45,5	6 232 ± 190		7,75	0,100	
6	54,5	6 936 ± 195		8,25	0,100	
7	67	6 776 ± 195		7,50	0,100	
8	75	6 872 ± 195		7,75	0,075	
9	88	6 600 ± 190		8,00	0,075	
10	98	6 768 ± 195		-	-	
11	109	7 192 ± 200		7,75	0,075	
12	123	6 888 ± 195		7,75	0,100	
13	137	6 640 ± 190		7,25	0,100	
14	149	7 304 ± 200		7,25	0,085	
15	162	7 120 ± 200		7,50	0,050	
16	176	6 592 ± 190		7,75	0,100	
17	190	6 584 ± 190		7,50	0,050	
18	209	6 120 ± 190		8,00	0,100	
19	234	6 336 ± 190		-	-	
20	314	5 672 ± 180		7,25	0,125	
21	385	5 376 ± 180		7,25	0,100	
22	480	5 096 ± 175		7,00	0,100	
23	660	5 120 ± 175		7,25	0,100	
24	840	4 752 ± 170		7,25	0,100	
25	1 380	4 464 ± 165		7,25	0,050	

Tableau II.3 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 2 (18 cm) - Fosse-

N° 355	Temps (min)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	6,5	288 ± 90				
2	13,5	336 ± 95				
3	21,5	126 ± 80				
4	29	273 ± 95				
5	36	298 ± 95				
6	47	-				
7	60	267 ± 95		7,40	0,025	
8	70	286 ± 95		6,80	0,100	
9	84,5	323 ± 95		-	-	
10	97	413 ± 100		7,60	0,100	
11	42	-	3,50	7,40	0,075	
12	136	284 ± 95	3,75	7,40	0,075	0,28
13	157	192 ± 85	3,50	7,00	0,125	0,28
14	176	872 ± 135	3,45	7,00	0,075	0,29
15	204	540 ± 130	3,50	7,00	0,075	0,30
16	263	792 ± 135	3,50	7,00	0,075	0,31
17	320	824 ± 135	3,45	7,00	0,075	0,31
18	380	1 048 ± 140	3,50	7,40	0,075	0,30
19	450	-	3,60	7,60	0,100	0,30
20	660	1 224 ± 140	3,60	7,60	0,100	0,31
21	840	-	3,60	7,60	0,125	0,32
22	1 380	1 784 ± 145	3,45	8,00	0,100	0,34
					0,175	0,35

Tableau II.4 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 3 (35 cm) - surface.

N° 35 F	Temps (min)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	12,5	440 ± 100	4,50	5,75	0,125	0,7
2	20	1 816 ± 145	1,70	6,00	0,100	"
3	28,5	2 470 ± 150	1,30	6,75	0,100	"
4	38	2 950 ± 150	1,35	6,87	0,100	"
5	47	3 625 ± 155	1,35	7,00	0,100	"
6	56	3 841 ± 155	1,55	6,75	0,100	"
7	68	4 745 ± 165	1,35	6,87	0,125	"
8	77	5 051 ± 170	1,45	7,00	0,125	"
9	85	5 277 ± 175	1,65	6,87	0,100	"
10	95	5 341 ± 175	2,05	6,87	0,100	"
11	105	6 160 ± 190	1,80	7,00	0,100	"
12	114	6 033 ± 190	1,80	6,75	0,100	"
13	126	6 320 ± 190	1,95	6,87	0,100	"
14	134	6 720 ± 195	1,55	6,75	0,100	"
15	145	5 931 ± 190	1,35	6,75	0,075	"
16	158	6 030 ± 190	1,30	6,75	0,100	"
17	174	6 307 ± 190	1,25	6,75	0,100	"
18	187	5 956 ± 190	1,30	6,75	0,100	"
19	203	6 094 ± 190	3,10	6,75	0,100	"
20	220	5 775 ± 185	1,80	6,75	0,025	"
21	297	5 344 ± 175	2,25	6,87	0,075	"
22	380	5 272 ± 175	1,85	6,75	0,075	"
23	480	5 605 ± 180	1,35	6,87	0,100	"
24	660	5 335 ± 180	1,55	6,62	0,100	"
25	840	5 445 ± 180	1,35	6,75	0,100	0,7

Tableau 11.5 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 3 (35 cm) - Fosse-

N° 555	Temps (mn)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	14,5	304 ± 95		2,75	0,075	
2	22,5	248 ± 90				
3	30	504 ± 120				
4	37	360 ± 95				
5	49	408 ± 100		5,75	0,050	
6	61	416 ± 100		6,25	0,050	
7	71	424 ± 100				
8	86	592 ± 120		6,40	0,050	
9	98	496 ± 110				
10	43	688 ± 135		6,40	0,050	
11	138	712 ± 135	1,47	6,40	0,100	0,33
12	158	688 ± 135	1,67	6,50	0,075	"
13	178	800 ± 140	1,51	6,40	0,075	"
14	210	1 024 ± 145	1,50	6,50	0,100	"
15	265	1 032 ± 145	1,51	6,60	0,100	"
16	320	1 256 ± 145	1,55	6,25	0,050	"
17	450	1 320 ± 145	1,45	6,25	0,075	"
18	660	1 592 ± 145	1,55	6,60	0,075	"
19	1 380	1 220 ± 140	1,53	6,50	0,075	0,33

Tableau II.6 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 4 (35 cm) - Surface-.

N° 55 F	Temps (min)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	36,5	344 ± 95	-	-	-	-
2	64,5	576 ± 120	0,05	7,75	0,075	0,20
3	64,5	364 ± 130	0,05	7,75	0,100	"
4	79	324 ± 95	-	7,50	0,075	"
5	97	576 ± 110	0,05	7,50	0,100	"
6	111	-	-	7,75	0,075	-
7	132	528 ± 105	0,75	7,75	0,100	"
8	151	912 ± 130	-	7,50	0,100	"
9	172	912 ± 130	0,45	7,50	0,100	"
10	193	486 ± 105	-	7,50	0,100	"
11	225	412 ± 100	-	7,75	0,075	"
12	302	-	-	7,75	0,100	-
13	360	1 064 ± 130	0,25	7,75	0,050	"
14	420	984 ± 130	0,05	7,50	0,150	"
15	495	952 ± 130	0,05	7,75	0,200	"
16	660	664 ± 125	-	7,50	0,075	0,20
17	1 830	688 ± 125	-	-	-	-

Tableau II.7 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77- Niveau 4 (55 cm) - Fosse-.

N° 80 S	Temps (min)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	15,5	524 ± 120	3,60	8,00	0,075	0,10
2	23,5	536 ± 120	3,75	7,50	0,100	0,10
3	31	440 ± 110	-	8,25	0,075	0,10
4	38,5	648 ± 130	3,70	7,60	0,050	0,10
5	49,5	544 ± 120	3,42	7,60	0,075	0,10
6	63	728 ± 130	3,80	7,60	0,100	0,05
7	74	856 ± 130	3,50	7,75	0,100	"
8	87	1 592 ± 140	3,20	7,60	0,100	"
9	100	2 384 ± 150	3,20	7,60	0,075	"
10	114	2 368 ± 150	3,20	7,60	0,100	"
11	139	3 016 ± 155	2,05	7,60	0,100	"
12	160	3 424 ± 155	3,00	7,60	0,100	"
13	179	4 048 ± 160	2,85	7,40	0,100	"
14	211	3 896 ± 155	2,95	7,75	0,100	"
15	260	3 896 ± 155	2,80	7,75	0,100	"
16	320	4 168 ± 160	2,60	7,50	0,100	"
17	450	3 840 ± 155	2,65	7,60	0,075	"
18	660	4 040 ± 160	2,55	7,75	0,100	"
19	840	3 040 ± 150	1,95	7,50	0,100	"
20	1 380	3 888 ± 155	2,80	7,75	0,100	"

Tableau II.8 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 5 (80 cm) - Surface-.

N° 80 F	Temps (min)	SH UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Co <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	18	598 ± 130	-	7,75	0,050	-
2	31	686 ± 130	0,18	7,50	0,050	-
**						
3	335	617 ± 130	-	7,50	0,100	-
4	353	723 ± 130	traces	7,50	0,100	0,15
5	375	713 ± 130	0,25	7,50	0,200	"
6	435	1 050 ± 135	0,20	9,75	0,150	"
7	455	1 128 ± 135	0,20	7,50	0,125	"
8	480	1 465 ± 140	0,25	7,50	0,150	"
9	660	1 521 ± 140	0,50	7,50	0,125	"
10	640	2 101 ± 150	0,20	7,55	0,100	"
11	1 380	1 766 ± 140	0,25	7,55	0,100	"
* Interruption accidentelle de la mine en dépression de la Bougie.						

Tableau II.9 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 5 (30 cm) - Fosse-

N° 125 S	Temps (min)	311 UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1		542 ± 105	-	8,85	0,20	-
2	17	622 ± 110	-	-	-	-
3		409 ± 100	1,35	9	0,175	0,05
4	34,5	445 ± 100	1,25	8,75	0,150	0,04
5	40	625 ± 120	1,20	8,85	0,175	-
6		532 ± 105	-	-	0,050	0,04
7	51,5	590 ± 110	1,20	8,75	0,025	"
8	65	447 ± 100	1,25	8,40	0,025	"
9	75	487 ± 100	1,10	8,60	0,020	"
10	89	686 ± 110	1,10	8,65	0,150	"
11	102	814 ± 120	1,00	8,65	0,050	"
12	116	771 ± 115	1,10	9,00	0,150	"
13	141	298 ± 95	1,15	8,50	0,175	"
14	162	404 ± 100	1,05	8,50	0,200	"
15	180	723 ± 115	1,00	8,50	0,025	0,04
16	213	559 ± 105				
17	268	484 ± 100				
18	320	335 ± 95				
19	450	499 ± 105				
20	660	383 ± 95				
21	840	292 ± 90				
22	1 380	277 ± 90				

Tableau 17.10 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 6 (125 cm) - Surface-

N° 145 F	Temps (min)	3H UT	K <sup>+</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Ca <sup>++</sup> ppm	Li <sup>+</sup> ppm
1	49	580 ± 105	0,55	9,00	0,175	0,04
2	82	399 ± 100	0,35	8,62	0,150	"
3	115	430 ± 100	0,55	8,62	0,125	"
4	154	580 ± 105	0,85	8,75	0,180	"
5	195	351 ± 95	0,55	8,75	0,150	"
6	252	367 ± 95	0,35	9,12	0,150	"
7	300	455 ± 100	0,38	8,75	0,160	"
8	380	771 ± 115	0,45	8,62	0,160	"
9	410	415 ± 100	0,05	8,62	0,160	"
10	439	197 ± 90	0,55	8,75	0,150	"
11	480	532 ± 105	traces	8,75	0,200	"
12	660	606 ± 110	"	8,75	0,160	"
13	840	510 ± 105	"	8,75	0,160	"
14	1 380	542 ± 105	"	8,50	0,150	0,04

Tableau II.11 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Grenoble mars 77 - Niveau 7 (145 cm) - Fosse-

N° CA I	Dates - heures	Temps (heures-jours)	18 O S %	3H LT	Li <sup>+</sup> ppm	K <sup>+</sup> ppm
7	28-05 -17h	27h	-1,36	Arrivée non décelable dans les conditions de l'expérience	0,22	11,7
12	" -23h	33h	-2,08		0,17	8,1
20	30-05 - 7h 30	4 j	-2,31		0,25	8
30	" -17h 30	4 j	-4,95		0,15	11,6
40	31-05 -10h	5 j	-3,99		0,15	6,5
50	" -20h	5 j	-5,62		0,15	5,9
60	01-06 -17h	6 j	-5,83		0,15	5,9
68	02-06 -20h	7 j	-5,91		0,165	7,05
73	03-06 -11h	8 j	-5,96		0,155	5,9
80	04-06 -	9 j	-6,12		0,15	6,3
90	06-06	11 j	-6,16		0,22	6,65
94	07-06	12 j	-5,83		0,25	6,65
103	14-06	19 j	-5,06		0,26	9,6
108	19-06	24 j	-5,94		0,25	9,6
113	24-06	29 j	-5,88	0,235	7,8	
118	29-06	34 j	-5,76	0,29	12,2	
123	11-07	46 j	-5,84	0,24	10,2	

Tableau III.1 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Gabès mai 77 - Niveau 3 - 50 cm.

N° GA II	Dates - heures	Temps (heures-jours)	$^{18}O_2$ S %	3H lit	Li <sup>+</sup> ppm	K <sup>+</sup> ppm
2	27-05 - 17h 50	4,5	- 3,34	-	0,60	15,0
4	28-05 - 12h	22h	- 8,12	97	3,5	10,5
8	" - 16h 50	26,8h	- 9,85	135	11,0	10,0
11	" - 23h 45	33,8h	-10,43	215	19,5	9,9
12	29-05 - 8h 15	43h	-10,55	284	24,0	8,75
15	" - 14h 50	49,5h	-10,36	770	28,0	7,45
18-20	30-05	4 j	-10,48	1 500 <sup>2*</sup>	29,0	8,75
24-28	31-05	5 j	-10,35	2 000 <sup>2*</sup>	28,6	6,6
32-33	01-06	6 j	-	2 200 <sup>2*</sup>	28,1	6,7
37-39	02-06	7 j	- 9,91	2 400 <sup>2*</sup>	-	-
40-43	03-06	8 j	-	2 400 <sup>2*</sup>	26,4	7,0
44-46	04-06	9 j	-10,07	2 400 <sup>2*</sup>	-	-
47-49	05-06	10 j	-	2 550 <sup>2*</sup>	25,3	6,65
51	06-06	11 j	- 8,28	2 488	27,5	9,0
53	07-06	12 j	-	2 342	26,5	9,0
55-56	08-06	13 j	- 8,81	2 321	-	-
57-58	09-06	14 j	-	2 818	26,5	10,5
60-61	11-12-06	15-16 j	-	2 600	23,0	8,0
64-66	15-17-06	20-22 j	- 9,46	2 800 <sup>2*</sup>	22,5	8,30
70	21-06	26 j	-	2 728	22,0	9,0
73-75	24-26-06	29-31 j	- 9,55	2 496	27,7	8,7

Tableau III.2 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Gabès mai 77 - Niveau 2 - 25 cm.

<sup>2\*</sup> Valeur moyenne.

N° GA I	Dates - heures	Temps (heures-jours)	18 O S %	3H UT	Li <sup>+</sup> ppm	K <sup>+</sup> ppm
1	27-05 - 14h 15	0,8	- 5,24	-	2,1	27,5
2	" - 14h 20	1	- 8,82	-	14,5	12,2
3	" - 14h 35	1,25	- 9,82	-	27,0	8,8
4	" - 14h 40	1,33	-10,27	-	33	8,8
5	" - 15h	1,67	-10,62	-	42	7,6
6	" - 15h 15	1,92	-10,66	-	39	8,0
7	" - 15h 20	2	-10,64	-	43	7,2
8	" - 15h 35	2,25	-11,04	-	44	6,5
9	" - 15h 40	2,33	-10,82	-	45	6,2
11	" - 15h 55	2,58	-11,26	-	46	5,8
13	" - 16h 25	3,08	-10,41	-	48	7,2
15	" - 17h 50	4,50	-10,71	-	45	7,5
17	28-05 - 12h	22	-10,75	112	45	5,7
19	" - 14h 15	24,92	-10,48	109	47	7,5
21	" - 14h 30	25,17	- 9,96	6 040	-	-
22	" - 14h 40	25,33	-	11 079	48,5	5,5
23	" - 14h 45	25,42	- 9,97	14 201	-	-
25	" - 15h 05	25,75	- 9,60	18 740	40,5	3,9
30	" - 15h 45	26,42	- 9,70	25 480	37	3,9
36	29-05 - 8h 20	43	-10,07	28 576	33	2,6
41	30-05 - 7h 15	4 j	-10,11	30 928	33	3,25
46	31-05 - 9h 55	5 j	-10,12	28 600	29	2,65
51	01-06 - 6h 35	6 j	- 9,67	29 640	-	-
60	03-06 - 7h 45	8 j	- 9,80	28 016	29	4,15
63	04-06 - 7h 55	9 j	- 9,86	27 776	34	4,75
66-67	05-06-77	10 j	- 9,88	22 568	34	4,75
73-74	07-06-77	12 j	- 9,77	26 128	31	10,2
76-78	09-06 - 10-06	14 j-15 j	- 9,48	-	35,5	11,7
83-84	15-16-06	20 j-21 j	- 9,14	21 578	34	12,2

Tableau III.1 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques - Gabes mars 77 - Niveau 1 - 10 cm.