

Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes

Water balance in unsaturated soil under a Sudano-Sahelian climate : estimation of the groundwater recharge

P. BAZIE¹, B. DIENG², P. ACKERER³

Reçu le 10 février 1994, accepté le 18 novembre 1994*.

SUMMARY

A reliable estimation of the recharge rate of an aquifer is a prerequisite for the efficient management of the groundwater resources. A variety of methods for recharge estimation in Sudano-Sahelian areas are available, but most of them do not take into account all mechanisms of water transfer in the unsaturated zone; as a result, the estimated recharge values for a given region are often dissimilar.

Field equipment was used to measure water content and capillary tension at various depths in the unsaturated zone at an experimental site at Ouagadougou, Burkina Faso, in order to study infiltration and evaporation processes. Several water content profiles and water tension profiles were used to determine mass balances and water fluxes. The calculation of the head gradients allows the determination of flow direction.

This study, carried out both in deep lysimeters (7 m) and on undisturbed soil over two years, has allowed:

– *A description of water dynamics at different soil depths.*

The soil can be divided into three parts. The water movement (infiltration and evaporation) takes place in the upper part of the soil. Its extension reaches 2.5 m depth. Drainage at this depth could not be measured and can be neglected. Below this zone, the water movements are very slow. The water content is constant over time and is equal to about 22%. The third zone, which lies between 5.5 m and groundwater table (7 m depth), is influenced by the groundwater table fluctuations.

– *An estimation of the depth at which water can be taken up by evapotranspiration and of the amount of this water at different depths.*

1. Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural. Ouagadougou, Burkina Faso.
2. Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural. Ouagadougou, Burkina Faso.
3. Institut de Mécanique des Fluides, Strasbourg, France.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 24 janvier 1996.

This depth is equal to 2.5 to 3 m under our experimental conditions (soil and climatic conditions). At the end of the dry period, about 180 mm water has been extracted from the soil by evaporation: 50 mm from the first meter, 100 mm between 1 m and 2 m depth and 20 mm for the last 50 cm.

– *A reevaluation of the effective minimum soil capacity by taking into account the soil-plant-atmosphere exchange depth.*

The results show that this effective minimum soil capacity, usually calculated on an agricultural basis, is under-estimated for hydrogeologic purposes.

The hydrodynamic behaviour of the lysimeters and the undisturbed soil are similar. Under the studied climate conditions and soil hydrodynamic properties, groundwater recharge by direct infiltration can be neglected.

Key-words : infiltration, groundwater recharge, unsaturated soil.

RÉSUMÉ

Une estimation précise de la recharge des nappes est indispensable pour une gestion optimale des ressources en eaux souterraines. Plusieurs méthodes ont été mises au point en région soudano-sahélienne pour son évaluation, méthodes conduisant à des résultats très disparates compte tenu de la variabilité des propriétés du milieu et de la conception même des outils d'évaluation utilisés. Le travail présenté est une contribution à l'amélioration de la compréhension de la dynamique hydrique à l'échelle d'une parcelle.

A partir d'un dispositif de mesure tensio-neutronique installé aussi bien dans le sol non remanié que dans des lysimètres constitués de sols reconstruits sur une profondeur de 7 m, une étude qualitative et quantitative de ces mécanismes d'infiltration et d'évaporation dans les niveaux d'altération des roches cristallines constituant la zone non-saturée, a été menée sur un site expérimental de l'École Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural (EIER) à Ouagadougou (Burkina Faso).

Elle a permis de :

- localiser et décrire la dynamique de l'eau dans les différentes tranches de sol concernées par les processus d'humectation et d'assèchement ;
- estimer la profondeur de reprise de l'eau par évaporation et les quantités d'eau mises en jeu à différentes profondeurs ;
- réévaluer la réserve en eau du sol, c'est-à-dire la lame d'eau qu'il faut restituer au sol avant qu'il y ait recharge, en tenant compte de la profondeur d'échange entre le sol et l'atmosphère. Les résultats montrent que cette réserve, généralement calculée sur des bases agro-pédologiques, est très sous-estimée pour des applications hydrogéologiques.

Mots clés : infiltration, recharge de nappe, sol non-saturé.

INTRODUCTION

Dans les zones arides et semi-arides, les eaux souterraines sont de plus en plus considérées comme ressources nécessaires pour subvenir aux besoins des communautés rurales et urbaines. L'exploitation rationnelle de

ces ressources requiert une bonne connaissance de la recharge annuelle qui se fait en principe à travers la zone non-saturée constituée, dans cette zone de socle cristallin, de formations d'altération : alluvions, cuirasse latéritique, argile latéritique et arènes argileuses et/ou sableuses.

Une estimation précise de cette recharge implique donc la prise en compte de cette zone non-saturée comme zone de transition entre les précipitations et les nappes d'eau souterraines. Cette recharge est l'un des termes du bilan hydrique le plus difficile à estimer (SIMMERS, 1989 ; CHRISTE et GAILLARD, 1990 ; MILVILLE, 1991) compte tenu de sa très grande variabilité spatio-temporelle. Les estimations sont très disparates : elles peuvent varier pour une même zone géographique et dans des conditions géologiques analogues de 1 à 27 % de la pluviométrie annuelle (BRGM-AQUATER, 1986 ; IWACO, 1989 ; VAN BRUSSEL *et al.*, 1989 ; MILVILLE, 1991).

En général, les bilans hydrologiques, qui sont de loin les plus utilisés parmi les nombreuses méthodes de calcul de la recharge en région soudano-sahélienne, ne tiennent pas suffisamment compte de la zone de transition. Les travaux de recherche présentés ont pour objectifs d'améliorer la connaissance sur les mécanismes d'infiltration et d'évaporation qui influent sur les termes du bilan hydrologique et de préciser le taux de recharge à l'échelle d'une parcelle expérimentale. La recharge sous zone d'accumulation d'eaux de ruissellement (lit de marigot par exemple) n'est pas abordée ici.

Il est admis que le sol possède une réserve en eau alimentant l'évapotranspiration que la pluie efficace (pluie moins ruissellement) doit reconstituer avant qu'il y ait percolation vers la nappe (HILLEL, 1988). Cette réserve est généralement assimilée à la réserve « agricole » du sol qui n'est autre que le stock d'eau correspondant à la capacité de rétention du sol. Elle est généralement calculée à partir de la relation :

$$R = \frac{C-F}{100} * h * d + 30$$

où :

R : réserve en eau du sol (mm) ;

C : humidité à la capacité de rétention ;

F : humidité au point de flétrissement ;

h : profondeur d'échange eau-plante-atmosphère du sol (mm) ;

d : densité apparente du sol.

Les 30 mm additionnels correspondent à l'enracinement capillaire au-dessous des racines.

Ce schéma conceptuel dû à Thornthwaite suppose que les échanges d'eau entre le sol, les plantes et l'atmosphère se font sur une tranche de sol d'épaisseur relativement faible (moins de 1 m). Sous certaines conditions climatiques, cela peut être acceptable. Cependant, en climat soudano-sahélien, un tel schéma risque de sous-estimer la réserve car l'aridité est telle que les échanges peuvent affecter des profondeurs plus importantes.

La présente étude s'inscrit dans un thème général qui est celui de la recharge des nappes en climat soudano-sahélien et dont les objectifs visés sont les suivants :

- étude qualitative et quantitative des mécanismes de transfert vertical d'eau dans la zone non-saturée (infiltration, évaporation) ;
- évaluation de la réserve en eau du sol en fonction de la profondeur réellement atteinte par les échanges sol-plante-atmosphère ;
- mise au point d'un modèle de transfert hydrique incorporant les résultats précédents et dont les simulations permettront de préciser la dynamique de la recharge.

A cet effet, un dispositif de mesures tensio-neutroniques a été mis en place sur un terrain expérimental de l'Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural (EIER) à Ouagadougou (Burkina Faso).

Cet article expose les résultats obtenus au cours de deux années de mesure, apportant ainsi des éléments de réponse aux objectifs évoqués ci-dessus.

LE CADRE EXPÉRIMENTAL

Localisation et choix du site expérimental

Le terrain expérimental est situé à l'est de la ville de Ouagadougou sur la rive gauche d'un marigot alimenté par les eaux de ruissellement et les eaux usées de la ville (*fig. 1*).

Le choix de ce terrain a été dicté par l'existence d'une zone non-saturée épaisse d'environ 6 à 8 mètres qui en fait un secteur favorable à l'étude des transferts verticaux d'eau.

Le secteur étudié a été délimité par des prospections géophysiques ayant conduit à l'établissement d'une carte d'iso-résistivité. Cette carte a permis d'identifier des zones de fortes et moyennes résistivités et une zone conductrice dans laquelle le dispositif de mesure a été installé.

Contexte géologique

Le substratum rocheux du terrain expérimental est constitué principalement de migmatites et de granites d'âge Précambrien. Ce socle est recouvert par des altérites et des alluvions au travers desquels les mécanismes de transferts verticaux d'eau sont étudiés. La coupe géologique du site est indiquée sur la figure 2.

Les caractères climatiques

La région de Ouagadougou fait partie de la zone dite nord-soudanaise. Elle est caractérisée par deux saisons très contrastées :

- une saison pluvieuse de mai à octobre avec des pluies très intenses surtout en début et en fin de saison ;
- une saison sèche sur le reste de l'année.

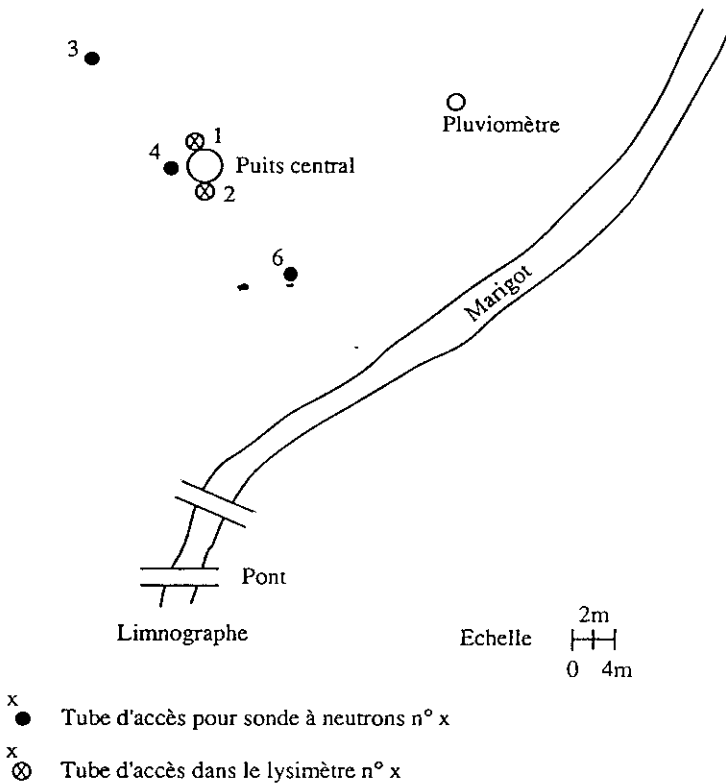


Figure 1 Localisation et équipement du site expérimental.
Location and installed equipment of the experimental site.

La pluviométrie annuelle moyenne est de l'ordre de 750 mm. Les températures varient autour d'une moyenne de 28 °C avec une valeur moyenne minimale de 23 °C en janvier et une valeur moyenne maximale de 33 °C en avril-mai. L'humidité de l'air varie entre 22 % en février et 78 % en août avec une moyenne annuelle de 47 %. L'évapotranspiration potentielle mensuelle varie entre 140 mm en janvier et 208 mm en mai. La valeur moyenne mensuelle se situe autour de 164 mm.

MÉTHODOLOGIE

Le dispositif expérimental est constitué de deux « lysimètres » identiques munis chacun d'un système de récupération d'eau de drainage. Ces « lysimètres » consistent en des fosses profondes, explorant toute la zone

non-saturée d'une épaisseur voisine de 7 m. Ces deux fosses ont été réalisées sur les bords d'un puits central servant d'accès aux tensiomètres (fig. 3). Ces lysimètres ont été entièrement excavés et le sol issu de ces fosses y a été recomposé de manière à restituer au mieux les caractéristiques initiales de densité apparente et d'humidité. Les lysimètres ne sont pas cuvelés. Les caractéristiques granulométriques de ce sol sont résumées dans le tableau 1.

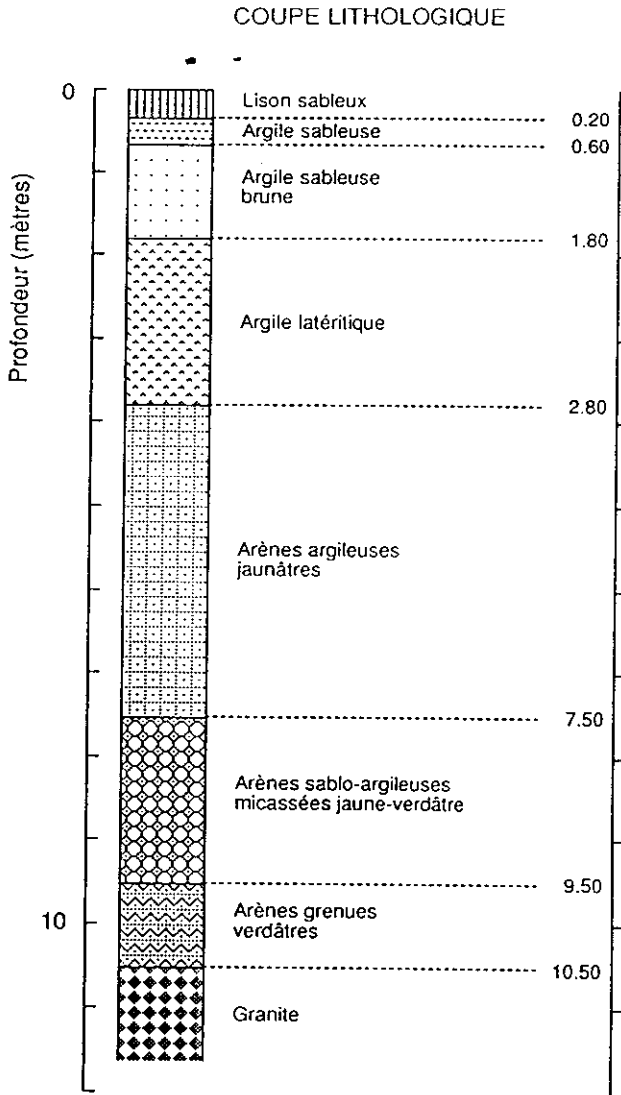
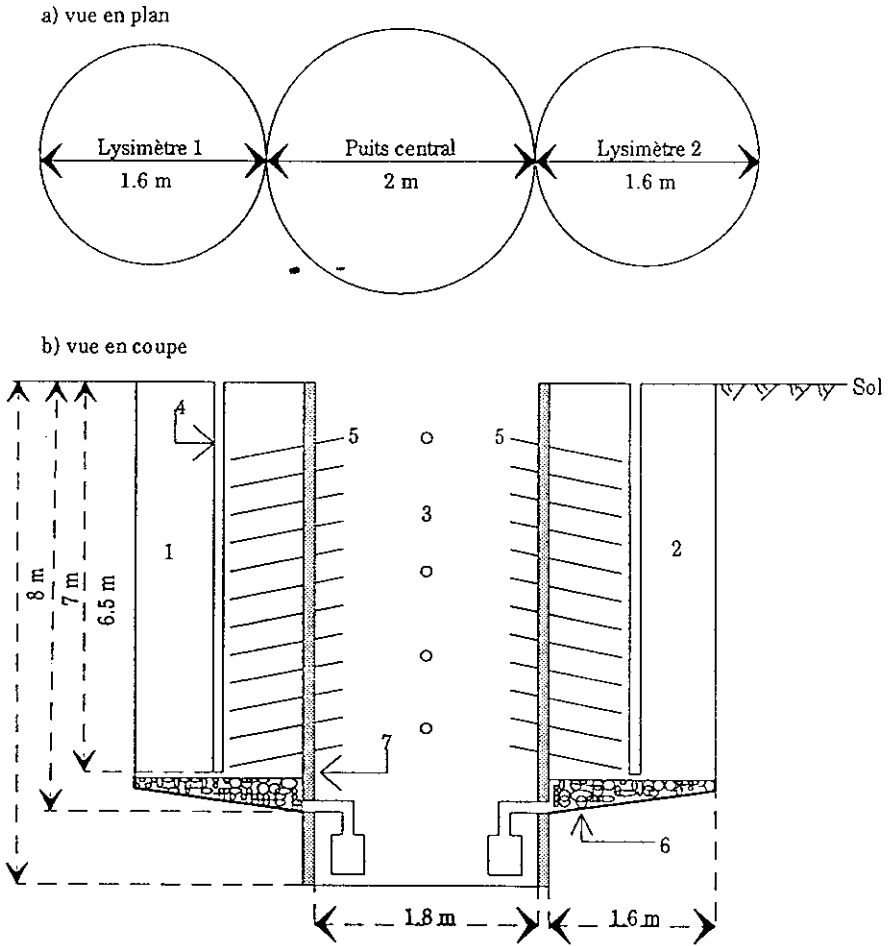


Figure 2 Coupe lithologique.
Lithological section.



LEGENDE

- 1: Lysimètre 1
- 2: Lysimètre 2
- 3: Puits central
- 4: Tube de sonde
- 5: Tensiomètre
- 6: Système de drainage
- 7: Cuvelage
- : Tensiomètre dans le sol en place

Figure 3 Schéma du dispositif expérimental puits-lysimètres.
 Sketch plan of the experimental set up wells, lysimeters.

Tableau 1 Caractéristiques granulométriques du sol.**Table 1** Soil characteristics.

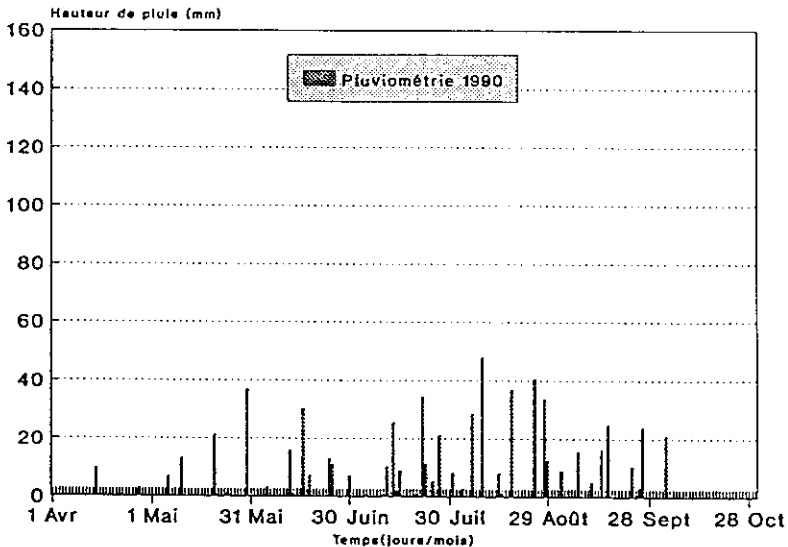
Tranches de sol (cm)		Composition granulométrique (%)				Classe texturale
Lysim. 1	Lysim. 2	Argile	Limons	Sable	Gravier	
0-20	0-30	26	28	46	—	L.S.A. *
20-50	30-50	44	24	32	—	Argile
50-75	50-120	26	11	59	4	L.S.A.
75-150	120-180	36	19	35	10	Argile
150-250	180-280	30	8	32	30	A.S. **
250-300	280-330	23	11	64	2	L.S.A.
300-700	330-700	9	11	73	7	S.L. ***

* Limon sablo-argileux.

** Argile sableuse.

*** Sable limoneux.

La pluviométrie constitue le seul terme d'apport d'eau. Elle est mesurée à l'aide d'un pluviomètre installé à l'intérieur du site expérimental (fig. 1). La pluviométrie était de 660 mm en 1990 et de 983 mm en 1991. La distribution des pluies est illustrée par la figure 4. Il convient de noter qu'en dehors de la pluie exceptionnelle du mois de mai 1991, les précipitations les plus importantes ont eu lieu aux mois de juillet et août.



Un dispositif tensio-neutronique permet les mesures d'humidité et de pression de l'eau à différentes profondeurs (fig. 3). La sonde à neutron a été étalonnée en place pour les différents horizons. Au cours de la deuxième campagne de mesure, ce dispositif a été complété par quatre autres tubes d'accès

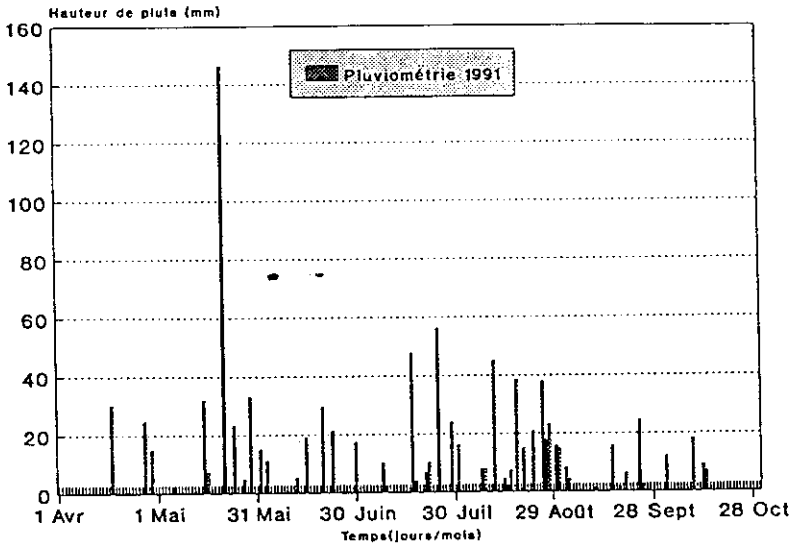


Figure 4 Evolution de la pluviométrie journalière pour les années 1990-1991.
Evolution of the daily pluviometry during the years (1990-1991).

neutroniques placés dans le sol en place et par six batteries de tensiomètres dont quatre dans le sol en place (autour des tubes de sonde) et les deux autres dans les lysimètres. Cette nouvelle disposition avait un double objectif :

- améliorer la description des transferts dans les cases lysimétriques ;
- confronter les résultats lysimétriques à ceux que l'on obtiendrait sur le sol non-remanié.

Les mesures de teneur en eau et de pression, qui ont débuté respectivement en juin et juillet 1990, sont faites simultanément avec une fréquence variable d'une à six fois par semaine pendant la saison des pluies et suivant la cinétique d'assèchement du sol en saison sèche.

LES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Dans un but de clarté, les résultats expérimentaux sont présentés en deux phases :

- étude fine et détaillée de l'évolution des teneurs en eau et des gradients hydrauliques suivie d'une étude de bilan sur le lysimètre 1 ;
- validation de l'étude par comparaison avec le lysimètre 2 et les tubes installés sur le sol en place.

Évolution des teneurs en eau sur le lysimètre 1

La figure 5 montre quelques profils hydriques obtenus à trois périodes : début de saison des pluies ou fin de la saison sèche (20/03/91 et 28/03/92) et la période où le stock d'eau est à son maximum (5/09/91). Sur les figures 6a et b sont représentées les variations temporelles du taux de saturation (qui rend compte du remplissage des différentes couches de sol) à différentes profondeurs pendant les deux campagnes de mesure.

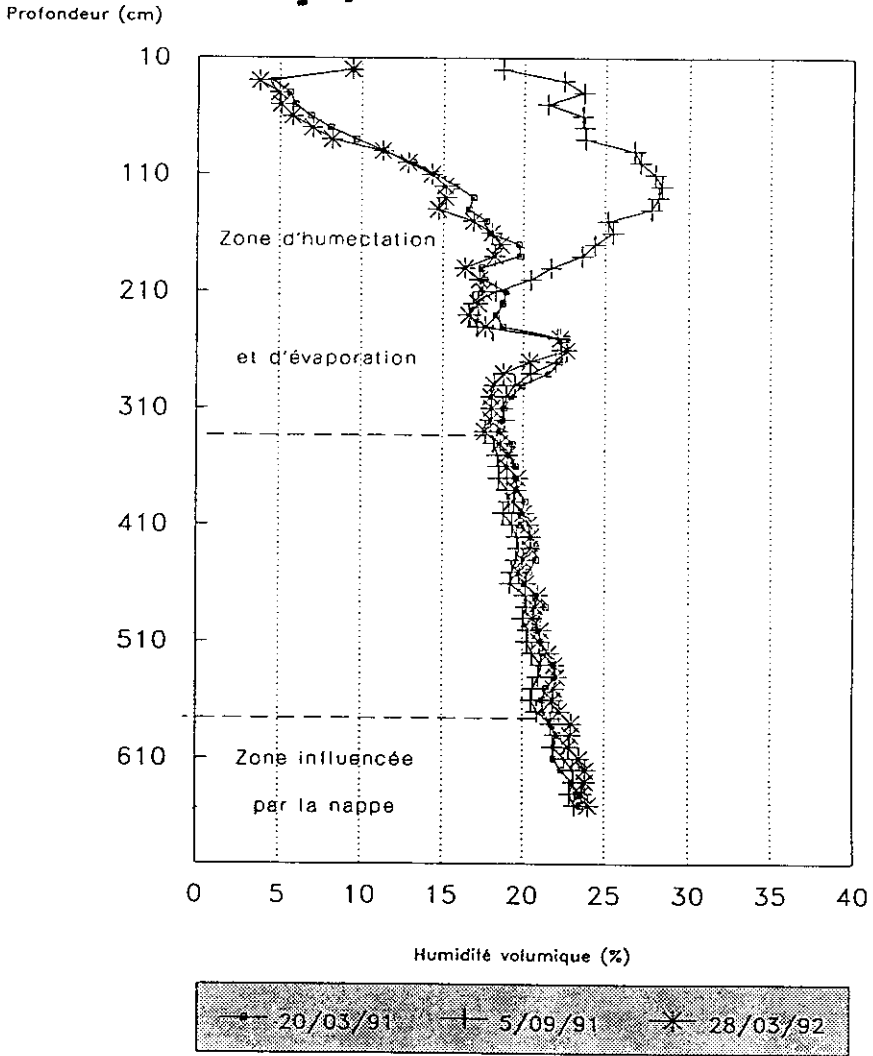


Figure 5 Dynamique des profils hydriques dans le lysimètre 1.
Dynamics of the water profiles in lysimeter n° 1.

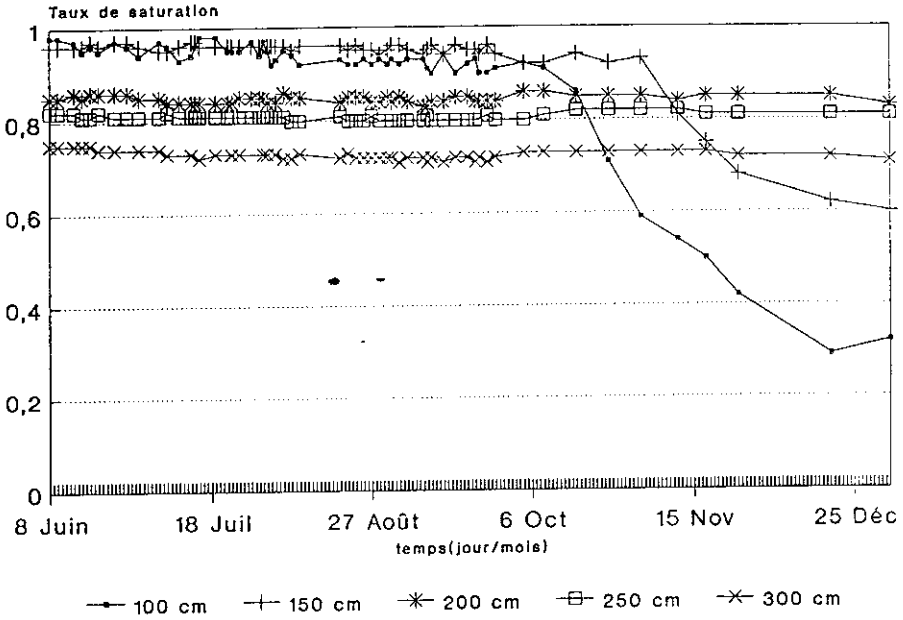


Figure 6a Evolution temporelle des taux de saturation dans le lysimètre 1 en 1990.
Temporal evolution of the saturation rates in lysimeter n° 1 in 1990.

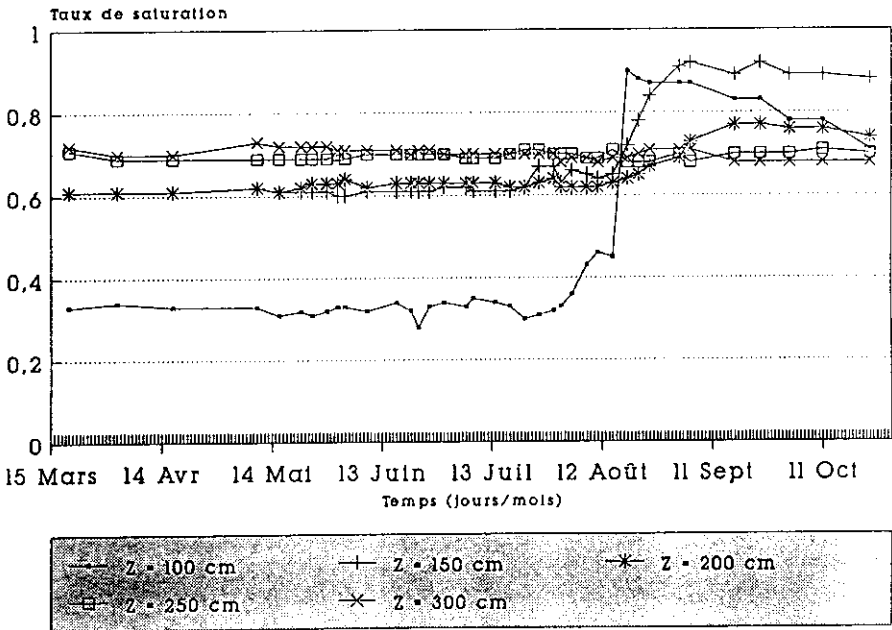


Figure 6b Evolution temporelle des taux de saturation dans le lysimètre 1 en 1991.
Temporal evolution of the saturation rates in lysimeter n° 1 in 1991.

Ces différentes figures appellent les remarques suivantes :

– sur un même profil apparaissent des zones très différenciées du point de vue teneur en eau qui, si on se réfère au tableau 1, correspondent à des granulométries différentes ;

– l'évolution temporelle de la teneur en eau à différentes profondeurs montre de très fortes variations jusqu'à 2,5 m pour la campagne 91/92 et 1,5 m seulement pour la campagne 90/91 (en raison de la faible pluviométrie). Au delà (fig. 5), les teneurs en eau sont plus ou moins constantes et proches de la capacité de rétention ; à partir de 5,5 m, quelques fluctuations dues à l'influence de la nappe apparaissent. Les évolutions des teneurs pour l'été 1990 aux profondeurs 100 et 150 cm ne sont pas représentatives de la dynamique naturelle, le lysimètre ayant été accidentellement inondé pendant sa mise en place ;

– au bout d'une année, le profil d'humidité du sol est pratiquement identique au profil initial ;

– le processus d'assèchement du sol reste confiné dans les trois premiers mètres du sol.

Évolution des gradients hydrauliques sur le lysimètre 1

Sur les figures 7a et b sont présentés quelques profils de gradients hydrauliques indiquant le sens de l'écoulement de l'eau pendant les deux campagnes de mesures. Les figures 8a, b et c montrent l'évolution temporelle de ces gradients à différentes profondeurs.

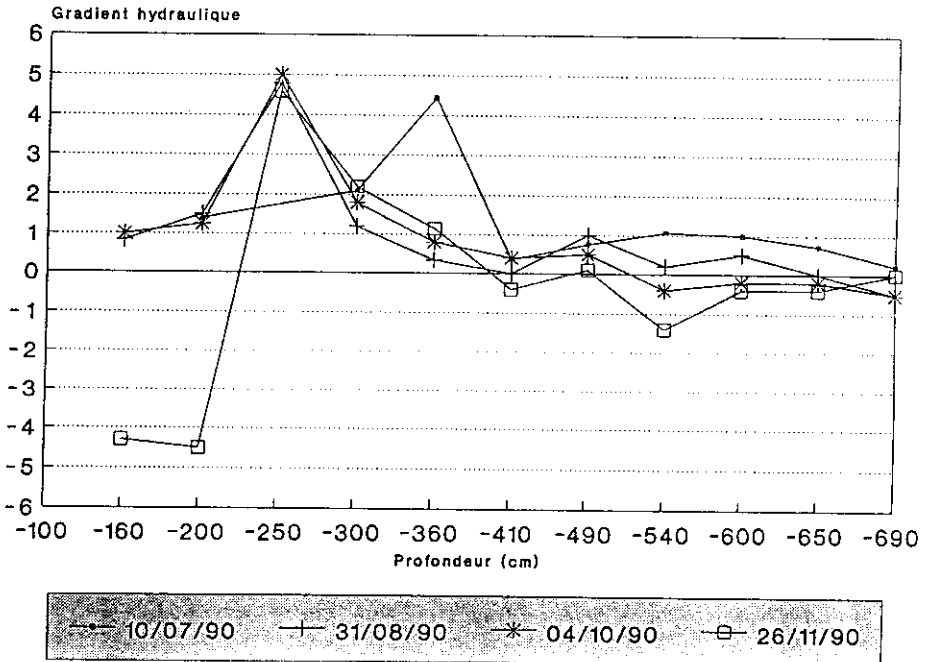


Figure 7a Profils de gradients hydrauliques dans le lysimètre 1 en 1990.
Profiles of hydraulic gradients in lysimeter n° 1 in 1990.

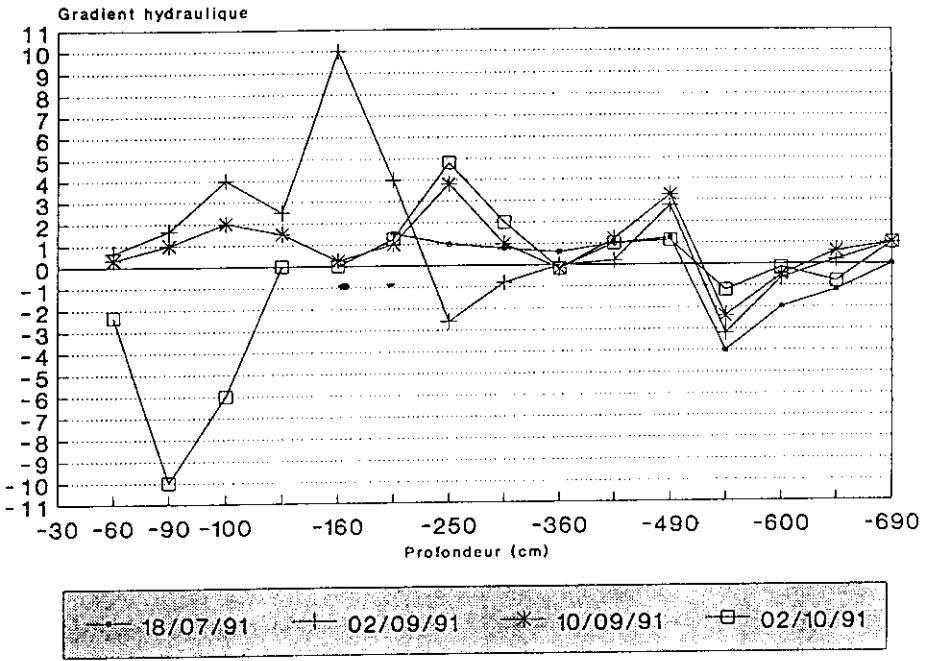


Figure 7b Profils de gradients hydrauliques dans le lysimètre 1 en 1991.
Profiles of hydraulic gradients in lysimeter n° 1 in 1991.

L'axe vertical ayant pour origine la surface du sol et étant orienté positivement vers le haut, lorsque le gradient hydraulique est positif, l'écoulement est descendant. Il est ascendant, lorsque le gradient est négatif. Ceci découle de la loi de Darcy :

$$q = -K(\theta) \text{ grad } H$$

$K(\theta)$: conductivité hydraulique fonction de la teneur en eau θ ;
 H : charge hydraulique.

Campagne 90-91

L'analyse des profils montre que la tranche de sol 1,0 – 6,9 m du lysimètre est soumise à un drainage pendant toute la saison des pluies (juin à septembre). Ceci est dû au fait que les conditions initiales étaient presque à saturation à cause de l'inondation. La reprise par évaporation ne débute qu'en octobre. La progression du front d'évaporation a pu être suivie et est présentée dans le paragraphe consacré au calcul de bilan.

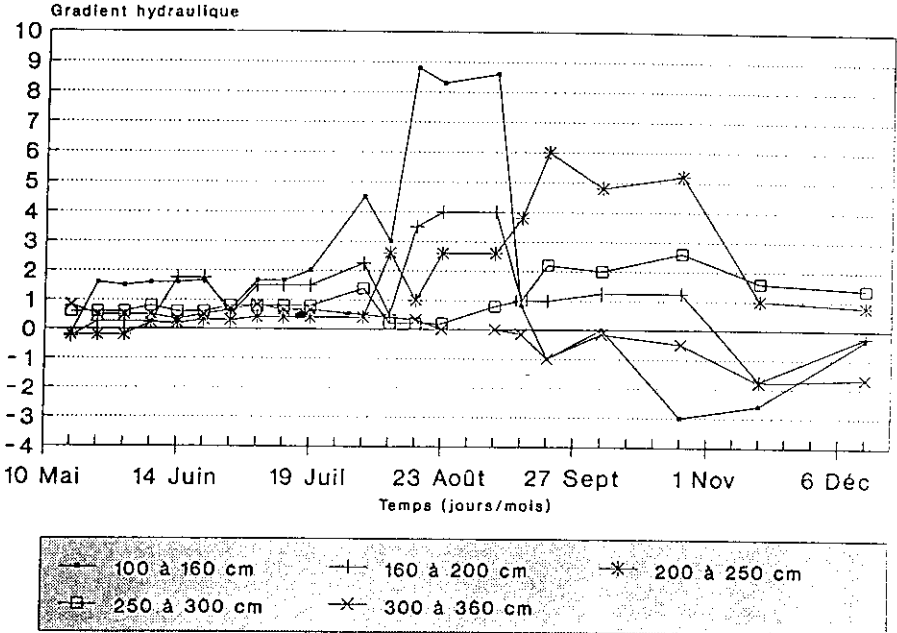


Figure 8a Evolution temporelle des gradients hydrauliques dans la zone supérieure.

Temporal evolution of the hydraulic gradients in the upper soil zone.

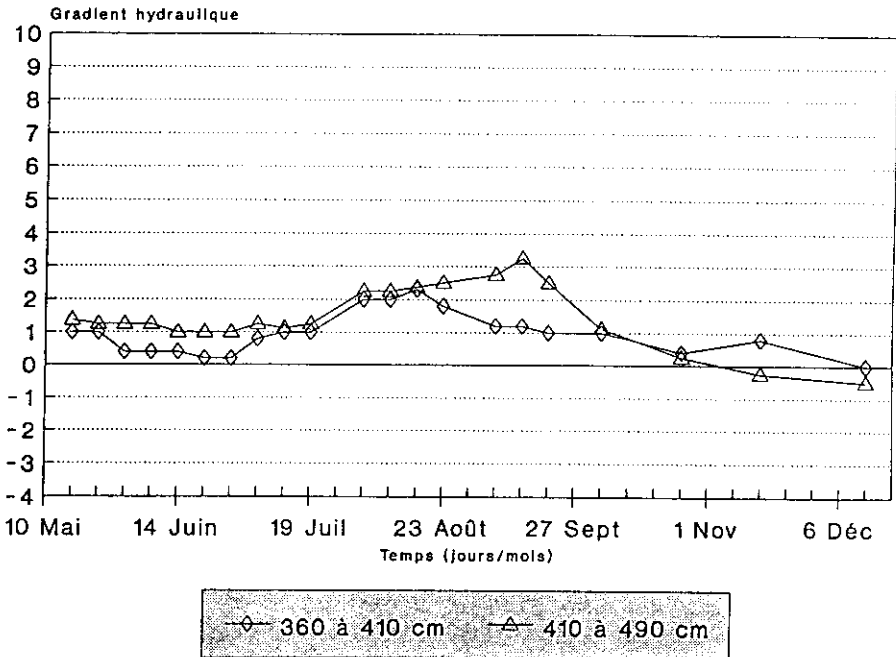


Figure 8b Evolution temporelle des gradients hydrauliques dans la zone de transition.

Temporal evolution of the hydraulic gradients in the transition soil zone.

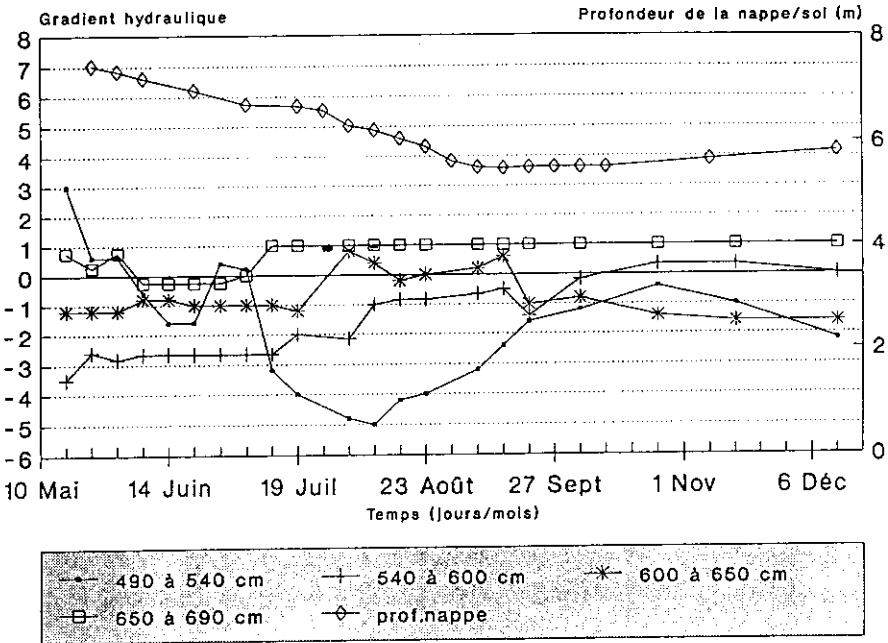


Figure 8c Evolution temporelle des gradients hydrauliques dans la zone influencée par la nappe.
Temporal evolution of the hydraulic gradients in the soil zone influenced by the groundwater level.

Campagne 91-92

L'évolution des gradients hydrauliques montre un drainage jusqu'à une profondeur de 3 – 3,6 m profondeur à laquelle le régime devient presque hydrostatique (gradients hydrauliques presque nuls). Ce comportement est indiqué par la figure 8a. Un léger transfert descendant a lieu à nouveau entre 3,6 et 5 m (fig. 8b). A partir de 5 m (fig. 8c), le gradient hydraulique devient négatif pendant toute la saison des pluies indiquant ainsi une remontée capillaire.

Il convient de signaler qu'au cours de la campagne 90/91 seulement 2 mm d'eau ont été recueillis dans le lysimètre 1 et 1 mm dans le lysimètre 2. Pendant la campagne 91/92, la forte pluviométrie aidant, la nappe est remontée au delà de la cote du système de drainage de sorte qu'il s'est produit des apports latéraux d'eau au fond du lysimètre ; les volumes recueillis ne proviendraient donc pas en totalité de transferts verticaux d'eau de pluie depuis la surface du sol.

Étude comparative entre le lysimètre 1, le lysimètre 2 et le sol non perturbé

La dynamique de l'eau dans le sol en place est globalement la même que dans le lysimètre 1 avec toutefois une profondeur d'humectation légèrement plus faible et un remplissage plus important dans ce dernier. Cette légère différence dans la cinétique d'humectation peut être attribuée au degré de compacité du lysimètre qui est légèrement plus faible que celle du sol en place. Le tableau 2 rassemble les lames d'eau stockées et évaporées calculées à partir des profils hydriques.

En dehors du tube n° 3 dont la faiblesse de la lame d'eau stockée et évaporée s'explique par sa position topographique (micro-dépression), les autres points de mesure donnent des valeurs assez voisines. Entre le 02/09/91 et le 28/03/92, toute la lame d'eau qui a été stockée dans ces différentes tranches de sol a été reprise par l'évaporation sauf dans le lysimètre 2 où il ne reste que 12 mm qui vont sans doute s'évaporer avant le début de la saison des pluies. Ces calculs sont effectués sous l'hypothèse d'absence de circulation verticale vers le bas au delà d'une profondeur de l'ordre de 250-300 cm. Cette hypothèse est justifiée compte tenu des observations fines menées sur les gradients de charge dans les lysimètres.

Tableau 2 Lame d'eau stockée et évaporée dans le sol.

Table 2 *Stored and evaporated soil water.*

	lysimètre 1	lysimètre 2	tube 3	tube 6
Tranche de sol concernée (cm)	0-250	0-340	0-300	0-350
Stock d'eau au 20/03/91 (mm)	355	527	622	
Stock d'eau au 08/07/91 (mm)	363	544	666	724
Stock d'eau au 02/09/91 (mm)	574	837	773	927
Lame d'eau stockée 20/03 - 02/09/91 (mm)	219	310	151	
Lame d'eau stockée 08/07 - 02/09/91 (mm)	211	293	107	203
Stock d'eau au 28/03/92	334	556	619	662
Lame d'eau évaporée entre 09/91 et 03/92 (mm)	240	281	154	265

ÉTUDE DE BILAN

Pour la campagne 1990-91, une quantification des transferts d'eau à différentes profondeurs a été effectuée (DIENG *et al.*, 1991). La méthode utilisée repose sur le suivi de l'évolution naturelle des teneurs en eau et des pressions pendant la saison sèche. Puisqu'il n'y a pas d'apport, la variation du stock d'eau dans un volume donné de sol résulte de deux effets simultanés : évaporation dans la partie supérieure et drainage en profondeur (VACHAUD *et al.*, 1977) ; en d'autres termes, on aura une zone soumise à un écoulement ascendant (évaporation) et une autre soumise à un écoulement descendant

(drainage). Il existe entre ces deux zones un niveau où le flux est nul (gradient hydraulique nul) appelé plan de flux nul. La cote de ce plan de flux nul évolue dans le temps puisque la zone soumise à l'évaporation est de plus en plus importante au cours de la saison sèche. Cette évolution a été suivie à partir des profils de gradients hydrauliques de la figure 9, et est représentée sur la figure 10. Il apparaît que :

- la profondeur maximale atteinte par le plan de flux nul se situe aux environs de 3 m ; ce résultat amène à conclure que toute lame d'eau qui franchirait cette profondeur irait alimenter les réserves souterraines, puisque les couches sous-jacentes sont à leur capacité de rétention ;
- la progression de ce plan de flux nul a une allure analogue à celle de la relation conductivité hydraulique-teneur en eau et se fait suivant deux cinétiques :
 - l'une rapide, d'octobre à novembre, qui correspond à la période où les teneurs en eau des couches superficielles du sol sont encore assez élevées fournissant ainsi un flux d'évaporation assez important ;
 - et l'autre lente, de décembre à avril, qui correspond à la période où l'humidité du sol atteint presque sa valeur résiduelle ; celle-ci étant constante, la conductivité hydraulique devient aussi constante et très faible, ce qui explique l'allure pseudo-horizontale de cette phase.

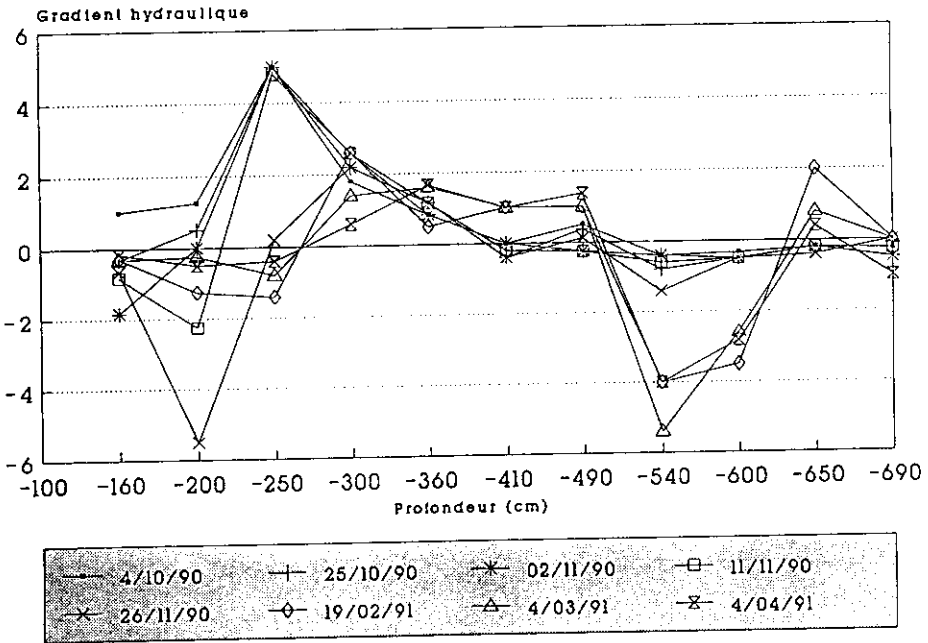


Figure 9 Profils des gradients hydrauliques dans le lysimètre 1.
Profiles of hydraulic gradients in lysimeter n° 1.

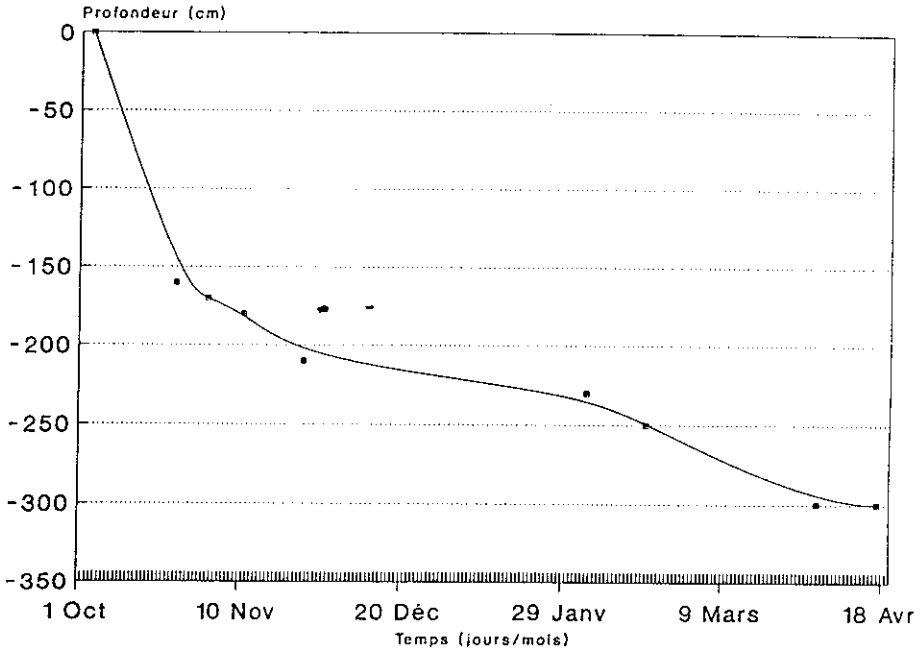


Figure 10 Evolution temporelle du plan de flux nul.
Temporal evolution of the no-flow level.

L'estimation des flux d'eau drainés et évaporés à une profondeur donnée du profil de sol se fait à partir des variations de stock et de la position du plan de flux nul.

En désignant par $Z_0(t_1)$ et $Z_0(t_2)$ les cotes du plan de flux nul aux instants t_1 et t_2 , et en supposant (VACHAUD *et al.*, 1977) qu'en moyenne le flux est nul durant l'intervalle entre t_1 et t_2 à la cote

$$Z_{0m} = \frac{Z_0(t_1) + Z_0(t_2)}{2}$$

toute variation de stock entre Z_{0m} et la surface représente une lame d'eau évaporée, et toute variation en dessous une lame d'eau drainée.

Les calculs sont effectués entre la surface du sol et la profondeur maximale atteinte par le plan de flux nul ($Z = 3$ m).

La période retenue va du 4/10/90 (date de mesure après la dernière pluie survenue le 3/10/90, le plan de flux nul étant alors à la surface du sol) au 2/04/91 (dernière mesure avant la première pluie). Sur le tableau 3, sont reportées les valeurs de stock aux différentes dates de mesure, et les variations de stock ΔS entre Z_{0m} et des niveaux de référence durant les intervalles de mesure. Les lames d'eau évaporées et drainées figurent respectivement, pour chaque intervalle, aux cotes $Z = 0$ et $Z = 3$ m.

Tableau 3 Bilan hydrique sous évaporation naturelle durant la saison sèche 90-91.
 Table 3 Water balance under natural evaporation during the dry season 1990-1991.

Z (cm)	Stock* (mm) 04/10/90	ΔS	Stock (mm) 25/10/90	ΔS	Stock (mm) 02/11/90	ΔS	Stock (mm) 11/11/90	ΔS	Stock (mm) 26/11/90	ΔS	Stock (mm) 04/02/91	ΔS	Stock (mm) 19/02/91	ΔS	Stock (mm) 02/04/91
0		-16		-28		-23		-37		-51		-10		-15	
50	54	-8	46	-27	44	-22	42	-33	39	-45	32	-10	32	-12	29
80	94	—	78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100	144	+9	115	-19	106	-19	101	-26	90	-35	74	-6	73	-11	69
150	288	+24	248	0	220	-5	201	-9	173	-24	146	-8	144	-10	139
165		—	287	—	258	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
175		—	—	—	282	—	259	—	—	—	—	—	—	—	—
195		—	—	—	—	—	304	—	268	—	—	—	—	—	—
200	409	+25	368	+	339	+1	315	0	279	-7	234	-6	231	-10	225
220		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
240		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
250	524	+26	482	+1	453	+1	429	0	392	+2	315	—	305	—	—
275		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
300	628	+26	586	+1	557	+1	533	0	496	+2	443	+1	432	0	417

* : stock d'eau cumulé epuis la surface jusqu'à la profondeur Z.

ΔS : variation de stock.

— : différentes positions moyennes du plan de flux nul.

NB : les valeurs de ΔS sont prises négatives dans la zone où Z < Zom (évaporation) et positives dans la zone Z > Zom (drainage).

La contribution de différentes tranches de sol (0-300, 50-300, 100-300, 150-300, 200-300, 250-300 cm) à l'évaporation a pu être appréciée. Elle est donnée par la variation de stock (ΔS) entre la cote Z de ces tranches et la cote moyenne du plan de flux nul. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 11.

Il ressort de cette figure que la lame d'eau qui s'évapore de la tranche 0-1,5 m est d'environ 120 mm, et celle évaporée dans la tranche 1,5-3 m d'environ 60 mm.

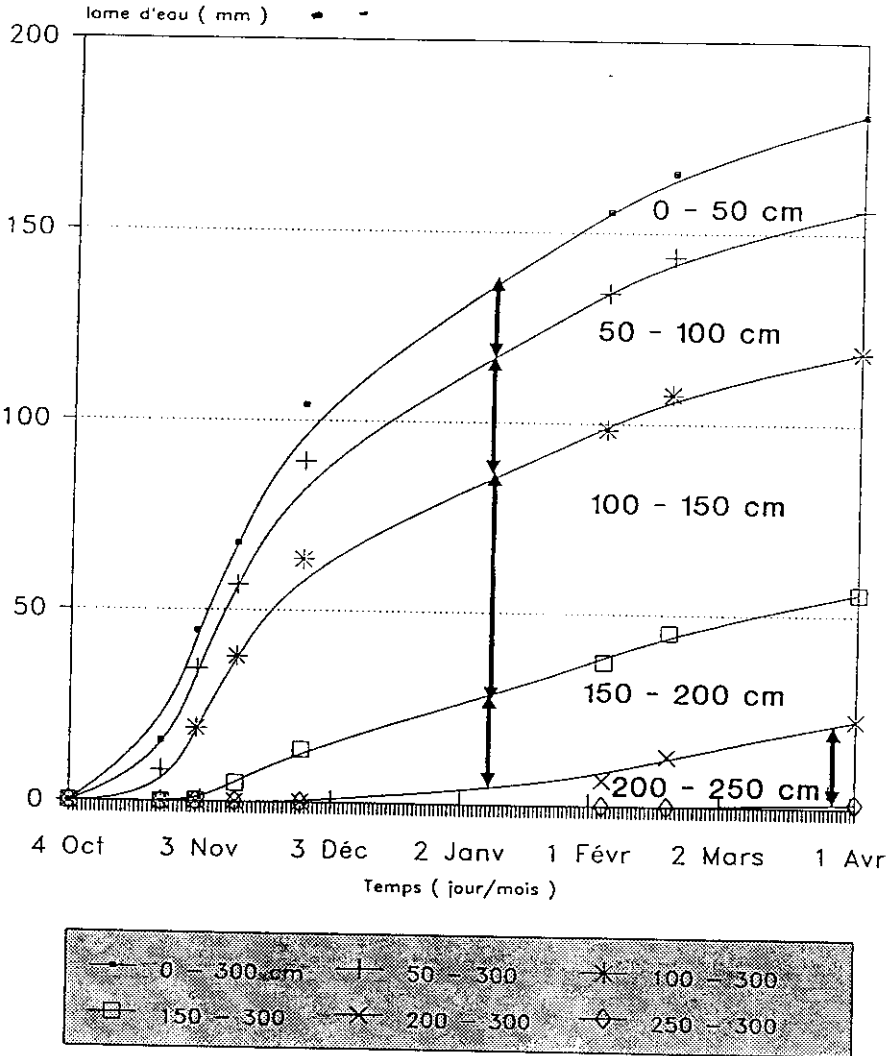


Figure 11 Lamme d'eau évaporée dans les différentes tranches de sol.
Water evaporated at different soil depths.

DISCUSSION

A partir des résultats expérimentaux, la zone non-saturée peut être divisée en quatre parties :

- une zone supérieure à flux élevé comprise entre 0 et 3 m ; c'est la zone la plus influencée par les processus d'humectation et d'assèchement ; elle correspondrait à la zone d'échange de Thornthwaite.

- une zone « de faible transfert » sous-jacente à la première dans laquelle les teneurs en eau varient très faiblement (18-23 %). Cette zone est en effet constituée d'argiles dont la perméabilité à saturation est comprise entre 10^{-6} et 10^{-7} m/s (LEMOINE et LELONG, 1968). Aux valeurs d'humidité ci-dessus, la conductivité hydraulique est encore plus faible et les flux de drainage seraient par voie de conséquence très faibles.

- une troisième zone située à environ 5,5 m de profondeur et qui est influencée par les fluctuations de la nappe.

Les conditions climatiques de notre zone d'étude sont telles que la profondeur maximale de reprise de l'eau par évaporation atteint 3,0 m ; ceci amène les remarques suivantes :

- 1) toute lame d'eau qui franchirait cette cote irait alimenter les réserves souterraines puisque les couches sous-jacentes sont à leur capacité de rétention ;

- 2) pour des applications hydrogéologiques, la réserve agricole du sol, calculée sur la base de la profondeur racinaire des cultures, est très nettement sous-estimée. En effet, nous avons vu que la profondeur de reprise de l'eau par évaporation dépassait largement la profondeur racinaire des cultures mais surtout que la lame d'eau évaporée entre cette cote et la profondeur maximale atteinte par le front d'évaporation était importante et ne peut par conséquent être négligée dans notre zone d'étude.

Il est intéressant de noter aussi que les faibles flux descendants de la troisième zone ne sauraient expliquer la remontée de la nappe sous-jacente qui était respectivement de 1,0 et 3,0 m en 1990 et 1991. D'autres phénomènes tels que la recharge indirecte par voies préférentielles ou par le biais du marigot sont envisageables.

APPROCHE HYDROGÉOLOGIQUE DE LA RÉSERVE EN EAU DU SOL

On admet qu'avant de recharger la nappe, la pluie efficace (pluie au sol moins ruissellement) doit satisfaire prioritairement les besoins suivants :

- évapotranspiration réelle (ETR) ;
- reconstitution du volume d'eau correspondant à la capacité de rétention appelé réserve en eau du sol. Ce volume d'eau correspond en fait à la

quantité qui sera prélevée du profil de sol. Son choix dépend non seulement de la nature du sol mais aussi et surtout de la profondeur d'échange sol-plante-atmosphère. En agronomie ou en pédologie, elle est assimilée à la réserve « agricole » ou utile du sol dont le calcul ne prend généralement en compte que les 10 premiers décimètres du sol.

Pour des applications hydrogéologiques, cette assimilation sous-estime la réserve en eau sous climat soudano-sahélien. En effet, les observations tensio-neutroniques montrent que les échanges sol-plante-atmosphère peuvent aller jusqu'à 3,0 m de profondeur et que la lame d'eau évaporée entre 1,0 et 3,0 m est assez importante (voire plus importante que celle de la tranche 0-1 m) et ne saurait être négligée.

Une approche hydrogéologique de cette réserve en eau tenant compte de la profondeur réelle de reprise de l'eau par évaporation peut être envisagée comme suit :

- la profondeur maximale atteinte par le front d'évaporation se situe aux environs de 3,0 m ;
- la lame d'eau évaporée pendant la saison sèche est d'environ 180 mm (*tabl. 3*) ;
- la période où le stock d'eau emmagasiné dans le sol est à son maximum se situe en début septembre (*tabl. 2*).

La réserve utile peut être considérée comme la quantité d'eau qui sera prélevée dans la tranche de sol 0-3 m à partir de cette période jusqu'à la saison des pluies suivante.

Quantitativement, elle est égale à la somme de la lame d'eau évaporée pendant la saison sèche et du déficit entre la pluie et l'évapotranspiration enregistrée au mois de septembre. Elle devient donc, pour un même type de sol, non plus une valeur statique que l'on se fixe, mais un paramètre dynamique fonction de la pluviométrie et de la profondeur maximale du front d'évaporation (BAZIÉ, 1993).

CONCLUSION

Dans le cadre de la recharge des nappes, quatre résultats intéressants se dégagent de cette étude. Il s'agit de :

1) la profondeur de pénétration du front d'humectation reste confinée dans les 1,5 à 3,5 m du sol. C'est également la profondeur maximale de reprise de l'eau par évaporation ;

2) l'approche hydrogéologique de la notion de réserve en eau du sol relative à la profondeur du front d'évaporation, qu'il faut reconstituer avant qu'il y ait recharge, est différente de celle des agronomes et pédologues. Cette nouvelle conception, qui tient compte de la fraction évapotranspirable du stock d'eau du sol entre la période où celui-ci est à son maximum et la fin de la

saison sèche, lui donne une signification physique et lui confère un caractère dynamique ;

3) dans le secteur d'étude, la remontée de la nappe n'est pas liée à la dynamique de l'eau dans les couches non-saturées sus-jacentes. La recharge directe par infiltration semble négligeable, le renouvellement du stock d'eau souterraine se fait par infiltration sous des zones d'accumulation (marigots).

REMERCIEMENTS

Ce travail a bénéficié du soutien financier de la Fondation Internationale pour la Science (FIS) et du Fonds International de Coopération Universitaire (FICU). Nous leur exprimons ici nos sincères remerciements.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAZIÉ P., 1993. Etude expérimentale et modélisation des transferts verticaux d'eau en milieu poreux non-saturé : application à la recharge des nappes de socle en climat soudano-sahélien. Thèse de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg (F), 173 p.
- BRGM-AQUATER, 1986. Recharge naturelle des aquifères de socle sous climat sahélien et soudanien. Etude expérimentale au Burkina Faso. Rapport 86, BFA 177 Eau.
- CHRISTE R., GAILLARD G., 1990. Infiltration non saturante et redistribution dans une colonne de sol stratifié : simulation expérimentale et modélisation par éléments finis. Bulletin du centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, n° 9, p. 29 - 45.
- CISSÉ L., VACHAUD G., 1987. Effet d'un amendement organique sur l'infiltration, les coefficients de transferts hydriques et l'évaporation d'un sol sableux dégradé du nord Sénégal. Hydrologie Continentale, vol. 2, n° 1, p. 15 - 28.
- DIENG B., BAZIÉ P., SCHMITT A., 1991. Transferts d'eau en milieu poreux non-saturé. Recharge des nappes en climat soudano-sahélien. Journées scientifiques EIER-AUPELF-UREF sur l'utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins-versant en zone aride. Ouagadougou, Février 1990, p. 131-137.
- HILLEL D., 1988. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Ed. Academia, Collection PEDASUP 5, 288 p.
- IWACO, 1989. Etude du bilan d'eau au Burkina Faso. Rapport intermédiaire de la deuxième phase 1987-1990. Tome 2 : Inventaire des ressources en eau.
- LEMOINE J., LELONG F., 1968. Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses ; leur importance en zone tropicale. Bulletin du BRGM, (2), III, p. 42-52.
- MILVILLE F., 1990. Contribution à l'étude des mécanismes de la recharge naturelle des aquifères par les pluies en climat semi-aride. Application au site de Barogo au Burkina Faso. Thèse Université P. et Marie Curie, Paris VI.
- SIMMERS I., 1989. Natural groundwater recharge estimation in (semi-) arid zones: some state of the art observations. Proc. of the Sahel Forum "State of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa". Ouagadougou, Burkina Faso, 18-23/2/1989, p. 373-385.

- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO M., THONY J-L., 1977. Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non-saturé. Application à deux types de sol au Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. agron.*, vol. 29, n° 1, p. 1-36.
- VAN BRUSSEL J., GEINAERT W., VAN DER SOMMEN J.J., 1989. An investigation of groundwater recharge mechanisms in Burkina Faso. *Proc. of the Sahel Forum « State of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa »*. Ouagadougou, Burkina Faso, 18-23/2/1989, p. 397-405.