



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 535–545



Géosciences de surface (Hydrologie–Hydrogéologie)

## Mesures in situ par infiltrométrie des propriétés hydrodynamiques des sols de Mnasra (Maroc)

Karim Tamoh\*, Abdellatif Maslouhi

*Laboratoire de mécanique des fluides et des transferts thermiques, faculté des sciences, université Ibn Tofail, BP 133, 1400 Kénitra, Maroc*

Reçu le 11 avril 2003 ; accepté le 27 avril 2003

Présenté par Ghislain de Marsily

### Résumé

L'objet de la présente étude est la caractérisation hydrodynamique in situ des sols de la région de Mnasra, située dans le Nord du Maroc. Elle constitue une étape essentielle pour toute étude de transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée, notamment pour modéliser les transferts d'eau et d'azote de la surface du sol jusqu'à la nappe, qui connaît une forte concentration en nitrates. À cet effet, nous utilisons l'infiltrométrie à disque comme méthode de caractérisation, en se basant sur le régime transitoire de l'infiltration, dont l'importance réside dans la diminution des durées des essais. Ceci nous a permis d'effectuer plusieurs séries de mesures et de caractériser une région très étendue (500 km<sup>2</sup>). Ainsi, nous avons pu estimer les paramètres des fonctions caractéristiques  $K(h)$  et  $\theta(h)$  de six sols répartis en deux domaines géomorphologiquement différents : une zone sableuse et la plaine alluviale. **Pour citer cet article : K. Tamoh, A. Maslouhi, C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

### Abstract

**Field measurements with tension infiltrometer of hydraulic properties of Mnasra soils, Morocco.** The aim of this work is the field hydraulic characterisation of Mnasra soils in northern Morocco, which represents an essential step to study the hydraulic and chemical transports through the vadose zone. We have used a tension infiltrometer associated with a transient axisymmetric infiltration method to determine the hydraulic conductivity, which reduces the duration of measurements. This allows us to characterise a large area with many measurements. Parameters of the characteristic functions  $K(h)$  and  $\theta(h)$  are estimated for six different soils belonging to two geomorphologically different domains: a sandy zone and an alluvial plain. **To cite this article: K. Tamoh, A. Maslouhi, C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

*Mots-clés :* infiltromètre ; caractérisation hydrodynamique ; in situ ; conductivité hydraulique ; teneur en eau ; Maroc

*Keywords:* infiltrometer; hydraulic characterisation; field; hydraulic conductivity; water content; Morocco

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [ktamoh@caramail.com](mailto:ktamoh@caramail.com) (K. Tamoh).

### Abridged English version

The determination of the hydrodynamic characteristics of the soil is of crucial importance in any study of water–solute transport through the vadose zone. In-situ measurements are the most credible techniques, as they permit a straight evaluation. However, the in-situ measurement presents some difficulties related mainly to the spatial variability of scale parameters (such as the saturated hydraulic conductivity  $K_s$ ), and the soil heterogeneity.

We have used tension disc infiltrometer [4,11,20] associated with a transient axisymmetric infiltration method to determine the hydraulic conductivity. This procedure reduces the time of measurements, thus allowing to characterise a large area and to make several measurements.

According to the theory of Philip [13], the process of infiltration can be characterised by two parameters: the hydraulic conductivity  $K$  and the sorptivity  $S$ . Earlier methods of determination of the hydraulic conductivity from infiltration rate curves were based on the steady-state solution of Wooding [24] (Eq. (3)). More developed solutions have been proposed to show the explicit dependence of infiltration rate  $I$  on time [12].

Vandervaere [22] has shown that the axisymmetric infiltration, emanating from the infiltrometer, can be described by a two-term Eq. (4). Among these expressions, we used the physically based one proposed by Haverkamp et al. [6] (Eq. (5)).

The best technique for the determination of the two coefficients  $K$  and  $S$  consists in linearizing the data by differentiating the cumulative infiltration with respect to the square root of time [22]. The contact infiltrometer–soil has to be perfect so that the whole disc surface contributes to infiltration. While complete adherence is satisfied for sandy soils, it remains not straightforward for other categories of soils. In such cases, the hydraulic contact is improved by interposing a thin layer of sand between the disc and the soil. However, this layer must have a hydraulic conductivity superior to that of the soil [14].

Our aim is the evaluation of  $K(h)$  and the  $\theta(h)$  parameters in the region of Mnasra (500 km<sup>2</sup>), situated in the coastal zone of the Gharb, in northwestern Morocco (Fig. 1). It is a band parallel to the Atlantic coast, situated in the right bank of the Sebou River, 7

to 14 km wide. It can be subdivided into two different areas:

- (i) a sandy coastal zone;
- (ii) an alluvial plain of the Sebou River.

On the six studied sites of the region, three sandy ferralsols are located on the sandy area: Ouled Assal, Boukmour and Ouled Ziane. In the alluvial plain we have chosen three soils in El Kourchi, Ouled Tazi (more clay-rich than the first because of its fine alluvium), and Zawya (vertisol). This classification is based on geographical criteria as well as on the texture of these soils (Table 1). Indeed, the three soils in the coastal zone have approximately the same percentage of sand (90%).

Measurements were made during September 2000. We have used two infiltrometers (Fig. 2) with different disc diameters (0.20 and 0.25 m). Undisturbed cores (250 cm<sup>3</sup>) were sampled from the soil surface in each soil for determining the bulk density and the initial volumetric water content (Table 2). The small values of  $\theta_0$  indicate that the soil was initially very dry. The soil under the disc has been sampled immediately at the end of each test for determining the final volumetric water content. Thus, by undertaking several tests at different pressure heads, we have constituted a part of the  $\theta(h)$  curves (Fig. 3). Furthermore, we adjusted these measures using the Van Genuchten model [21].

For soils of the sandy zone (Fig. 3(a)–(c)), the first curvature and the beginning of the second curvature of the  $S$ -shaped  $\theta(h)$  curve are well described. However, for soils of the alluvial plain (Fig. 3(d)–(f)), the experimental points cover only the first curvature, situated normally higher in these clay-rich soils. This limitation is due to the limited range of pressure heads (0–200 mm) of the used infiltrometers. Parameters resulting from this adjustment are presented in Table 3. Values of these parameters are similar for soils of the sandy region, since these soils have the same profile. However, in the alluvial plain, the parameter values are different because of the diversity of these soils. Examples of cumulative infiltration and of infiltration flux are presented in Fig. 4, as well as the linear fit of  $dI/dt$  (Fig. 5). The measurements are finished once the flow tends to be steady.

The  $(K - h)$  couples obtained are represented in Fig. 6. It is interesting to note that the values of the

hydraulic conductivity have a similar magnitude for soils of the coastal zone in comparison with the two sites of Kourchi and Ouled Tazi, in the alluvial plain. This can be explained partly by the fact that the site of Kourchi is situated in a region between the two zones, as can be seen from its texture (Table 1). Only the site of Zawya has low values of hydraulic conductivity due to its too clay-rich nature.

Table 4 presents values of  $K_s$  and  $\eta$  obtained by adjusting the Brooks and Corey model [2] for the points of measurement. As seen for the retention curves, parameters  $K_s$  and  $\eta$  of coastal zone soils are similar, except the parameter  $\eta$  of the Boukmour site, being a form parameter, the underestimation of its value being linked to the dispersion of measured couples ( $K - h$ , Fig. 6(b)).

For the alluvial plain, the value of  $K_s$  in Ouled Tazi is overestimated for a silty loam soil (Table 1). We note that the method used to determine the couple ( $S, K$ ) from infiltration tests is based on the hypothesis of uniformity of the flow under the disc infiltrometer. Ankeny et al. [1], Reynolds and Elrick [15], and Lin and McInnes [8] have demonstrated that this hypothesis is not always verified, especially for clay-rich soils.

A hydrodynamic characterisation was made for a part of the coastal zone [16]. This characterisation was done by a scale method, based on the soil texture and the similarity between retention curves and cumulative particle-size distribution functions. In Table 5, we compared the  $\theta(h)$  and  $K(h)$  parameter values derived from the two methods. The results of both methods are in good agreement. The exception for  $h_g$  could be attributed to the fact that it is a scale parameter, subject to a great spatial variability.

In conclusion, we have estimated the characteristic function parameters ( $K(h)$  and  $\theta(h)$ ) for six different soils belonging to two different geomorphological domains: a sandy zone and an alluvial plain. We have used the infiltrometer technique associated with a transient infiltration model. The obtained parameters constitute a very good estimation of their true values given the spatial variability that concerns most of their distribution. Also, we have observed a good agreement with the values calculated by Saâdi [16] from the soil textures, especially for  $m, \eta$ , and  $\theta_s$ , since they are linked to the soil texture.

## 1. Introduction

La caractérisation hydrodynamique in situ des sols constitue une étape essentielle pour toute étude de transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée, notamment pour modéliser les transferts d'eau et d'azote de la surface du sol jusqu'à la nappe, qui connaît une forte concentration en nitrates [25].

L'étude des phénomènes de transferts hydriques et de solutés dans les milieux poreux tels le sol, nécessite avant tout la détermination de leurs caractéristiques hydrodynamiques. En l'occurrence, on recherche les deux relations qui lient la conductivité hydraulique  $K$  ( $L T^{-1}$ ) et la teneur en eau  $\theta$  ( $L^3 L^{-3}$ ) avec la pression effective de l'eau du sol  $h$  (L). Elle constitue une étape essentielle pour toute étude de transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée [10,17,19]. Plusieurs techniques expérimentales permettent de les déterminer. Leurs mesures in situ présentent des difficultés liées à plusieurs causes, principalement la variabilité spatiale touchant les paramètres d'échelle, comme la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ , l'inhomogénéité du sol, et certaines erreurs relatives à la nature des expériences menées sur le terrain. Néanmoins, la détermination in situ de ces paramètres est nécessaire pour l'étude des phénomènes de transferts hydrique et de solutés dans les sols.

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé l'infiltrométrie à disque qui permet de mesurer les propriétés hydrauliques des sols au voisinage de la saturation [4,11,20]. Son intérêt réside dans son utilisation in situ ainsi que dans sa rapidité de mise en œuvre. Ceci nous a permis d'effectuer des mesures sur toute l'étendue de la zone de Mnasra, sachant que cette région est caractérisée par des profils de sols très diversifiés. Une étude préliminaire de caractérisation basée sur une méthode de mise en échelle a été effectuée par Saâdi [16] pour caractériser les sols du cordon dunaire occupant 15 % de la région de Mnasra. Le but du présent travail est de caractériser la totalité des sols de la région de Mnasra ( $500 \text{ km}^2$ ), en utilisant cette fois-ci la technique d'infiltrométrie, dont l'intérêt réside dans le fait qu'elle permet l'estimation des valeurs réelles des paramètres des courbes  $K(h)$  et  $\theta(h)$ , surtout dans le domaine proche du saturé.

## 2. Matériels et méthodes

### 2.1. Site d'étude

La région de Mnasra est située dans la zone côtière de la plaine du Gharb, dans le Nord-Ouest du Maroc (Fig. 1). C'est une bande parallèle à la côte atlantique, d'une surface d'environ 50 000 ha, située en rive droite de la rivière Sebou, de 7 à 14 km de large, et qui s'étend sur une longueur d'environ 50 km à partir du nord de la ville de Kénitra. Elle se caractérise par une diversité de cultures telles les céréales, les légumineuses, les fourrages et les maraîchages.

Elle est dominée par des formations sableuses d'origine marine associées sur les bordures de la rivière Sebou aux dépôts alluviaux de texture fine. De ce fait, la région de Mnasra peut être subdivisée en deux grands domaines géomorphologiquement différents, qui sont :

- (i) le domaine de zone côtière sableuse, constitué par un ensemble de formations dunaires et de dépressions interdunaires ;
- (ii) le domaine de la plaine alluviale de la rivière Sebou.

Ceci nous a amenés à répartir les points de mesure sur les deux domaines. Ainsi, sur les six sites où ont été effectués les essais d'infiltration, trois se trouvent sur le domaine sableux : Ouled Assal, Boukmour et Ouled Ziane. Ce sont tous trois des sols fersiallitiques bruns sableux. Tandis que, dans la plaine alluviale, nous avons choisi trois sites : deux sols hydromorphes à El Kourchi et Ouled Tazi, à la différence que le deuxième est plus argileux que le premier, en raison de sa composition en alluvions fines. Enfin, le troisième site de la plaine alluviale est un vertisol hydromorphe, qui se situe à Zawya. Cette division est plus claire lorsqu'on examine les textures de ces sols (Tableau 1), puisque, dans la zone côtière le pourcentage de sable est au voisinage de 90 % pour les trois sols.

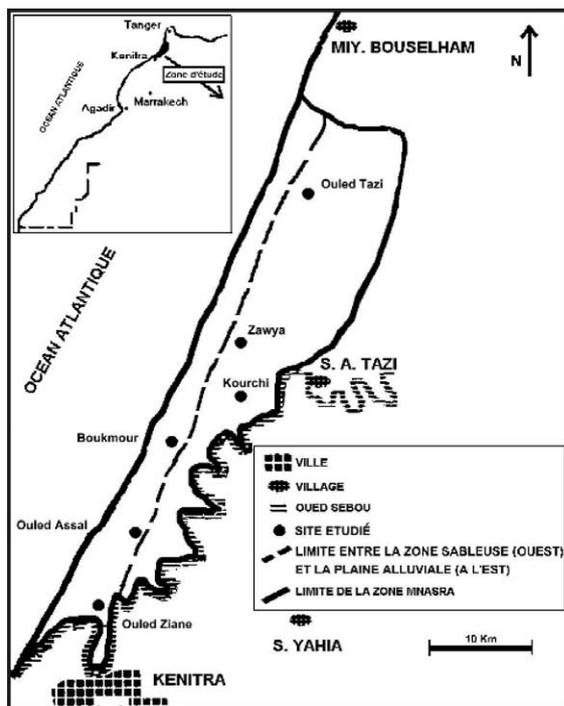


Fig. 1. La région de Mnasra, avec la position des sites étudiés.

Fig. 1. The Mnasra zone, and position of the studied sites.

### 2.2. L'infiltromètre à disque

L'infiltromètre est un appareil dont le principe consiste à imposer à la surface du sol un apport d'eau continu, afin de suivre la cinétique de l'infiltration [11]. Il présente l'avantage d'être simple à utiliser et à transporter (Fig. 2). Mais son grand avantage est que, contrairement aux anciens infiltromètres valables pour des essais à charges positives, il offre la possibilité d'imposer des pressions effectives négatives ( $P < P_{atm}$ ) sur la surface du sol. Ceci permet, entre autres, d'éviter les problèmes de macropores.

Pour chaque essai, on fixe une valeur de la pression  $h$  (en hauteur de colonne d'eau) et, au cours de l'infiltration, on note le dénivèlement de l'eau dans le réservoir. Une fois l'expérience achevée, on prélève des échantillons du sol sous le disque pour déterminer la teneur en eau associée à la pression imposée.

### 2.3. Les caractéristiques hydrodynamiques

Il existe plusieurs types de fonctions pour décrire la dépendance de  $K$  et de  $\theta$  avec  $h$ . Nous avons considéré le couple le plus utilisé en littérature : l'expression de

Tableau 1  
Texture des sols étudiés

Table 1  
Soil texture

	Zone côtière			Plaine alluviale		
	Ouled Assal	Boukmour	Ouled Ziane	El Kourchi	Ouled Tazi	Zawya
% sable	88	90	87	61	3	1
% limon	9	6	10	22	59	39
% argile	3	4	3	17	38	60

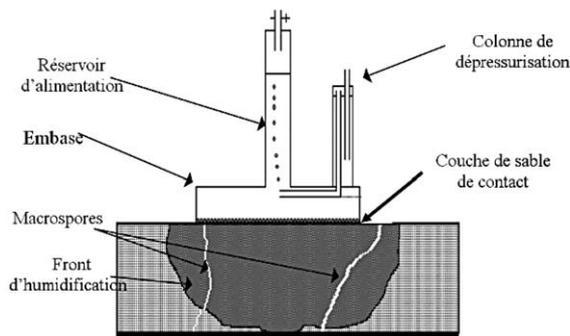


Fig. 2. Schéma de l'infiltromètre à disque.

Fig. 2. The disc infiltrimeter.

Van Genuchten [21] pour  $\theta(h)$  :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left( 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right)^{-m} \quad (1)$$

avec  $\theta_s$  la teneur en eau à saturation ( $L^3 L^{-3}$ ),  $h_g$  un paramètre de structure (L),  $\theta_r$  la teneur en eau résiduelle ( $L^3 L^{-3}$ ),  $n$  et  $m$  étant des paramètres de forme tels que  $m = 1 - 2/n$  [3].

Pour l'autre fonction  $K(h)$ , nous utilisons l'expression de Brooks et Corey [2] :

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (2)$$

où  $K_s$  représente la conductivité hydraulique à saturation ( $L T^{-1}$ ) et  $\eta$  un paramètre de forme.

#### 2.4. L'équation d'infiltration

Selon la théorie de Philip [13], le processus d'infiltration peut être caractérisé par deux paramètres : la conductivité hydraulique  $K_1$  et la sorptivité capillaire  $S_1$  ( $L T^{-0.5}$ ), où l'indice 1 fait référence à la condition de pression  $h_1$  appliquée au niveau de la source,

et l'indice 0 aux conditions initiales qui régnaient dans le sol. La sorptivité quantifie la capacité du sol à absorber l'eau par capillarité, pour des conditions initiales et aux limites prescrites.

Les premières méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques ont été basées sur la solution de Wooding [24], montrant que le flux permanent émanant d'un disque peut s'exprimer approximativement par l'expression :

$$q_\infty = K \left( 1 + \frac{4U_1}{\pi r} \right) \quad (3)$$

où  $r$  est le rayon du disque, et  $U_1$  ( $L^2 T^{-1}$ ) le potentiel d'écoulement à  $h_1$ .

Des formes plus développées de l'équation d'infiltration donnent lieu à des expressions explicites de  $I(t)$  [12]. Vandervaere [22] a montré que l'infiltration axisymétrique émanant de l'infiltrimètre peut être décrite par une équation à deux termes, de la forme < :

$$I(t) = S t^{1/2} + B t \quad (4)$$

avec  $B$  un paramètre variant d'une expression à l'autre. Parmi ces expressions, on trouve celle proposée par Haverkamp et al. [6], basée sur des considérations physiques :

$$B = \frac{\gamma S^2}{r(\theta_1 - \theta_0)} + \frac{2 - \beta}{3} K_1 \quad (5)$$

avec  $\gamma$  un paramètre compris entre 0,6 et 0,8 et  $\beta$  un paramètre de forme compris entre 0,5 et  $\pi/4$ .

Pour obtenir des résultats de meilleure qualité, on ajuste linéairement la dérivée de la lame d'eau infiltrée suivant la relation [22] :

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = S + 2B\sqrt{t} \quad (6)$$

Le contact infiltrimètre-sol doit être parfait en tout point, afin que toute la surface du disque contribue

à l'infiltration, d'où la nécessité d'avoir une surface parfaitement plane et horizontale, condition qui est satisfaite pour des sols sableux, mais pas pour d'autres catégories de sols. Le contact hydraulique est, dans ce dernier cas, assuré en interposant une fine couche de sable – quelques millimètres – entre le disque et le sol pour masquer ses micro-reliefs. Cependant, et pour ne pas trop perturber l'écoulement, ce sable doit avoir une conductivité hydraulique nettement supérieure à celle du sol [14].

### 3. Résultats et discussion

La campagne de mesures a été menée pendant le mois de septembre 2000. Nous avons utilisé deux infiltromètres à disques de diamètres différents (0,20 et 0,25 m), avec différentes charges négatives (succions) entre 0 cm et –20 cm. Les durées des essais sont en moyenne de 12 min par essai ; elles ne dépassent pas au maximum 25 min. Pour chacun des six sites étudiés, nous avons effectué de 15 à 20 essais. Ces essais ont été réalisés dans des emplacements différents, tout en restant dans une parcelle de 10 m<sup>2</sup>. La teneur volumique en eau initiale  $\theta_0$  et la masse volumique sèche ont été obtenues par prélèvement de cylindres de sol non remaniés de volume égal à  $0,25 \times 10^{-3}$  m<sup>3</sup> (Tableau 2). Les valeurs de  $\theta_0$ , très petites, indiquent que le sol était très sec initialement. Tous les essais ont été réalisés à la surface du sol. Nous avons constaté des macropores de petite taille dans le site de Ouled Tazi.

Le sol sous le disque a été échantillonné immédiatement à la fin de chaque essai. Ainsi, en effectuant plusieurs essais à différentes pressions, on a pu reconstituer une partie de la courbe  $\theta(h)$  (Fig. 3). Comme première remarque, on note que, sur les courbes qui représentent les sols de la zone sableuse (Fig. 3(a)–(c)), les points expérimentaux sont plus nombreux que

ceux issus de la plaine alluviale (Fig. 3(d)–(f)). Ceci s'explique par le fait que les sols sableux sont très perméables à l'eau, donc que les durées des essais sont très faibles par rapport aux essais sur les sols argileux. Par ailleurs, les points de mesure sont ajustés, utilisant le modèle de Van Genuchten [21], l'ajustement est effectué suivant l'algorithme de Marquard [9]. La valeur  $\theta_r$  a été prise nulle pour les sols de la zone côtière, puisque ces sols sont très sableux et ont une très faible capacité à retenir l'eau à l'état sec. On observe que, sur les courbes de la Fig. 3, les points expérimentaux sont alignés sur les courbes ajustées, justifiant ainsi notre recours au modèle de Van Genuchten. Pour les sols de la zone sableuse (Fig. 3(a)–(c)), la première courbure et le début de la deuxième courbure de  $\theta(h)$  sont bien décrits. Tandis que pour les sols de la plaine alluviale (Fig. 3(d)–(f)), les points expérimentaux ne couvrent que la première courbure, qui se situe normalement plus haut dans le cas de ces sols argileux. À ce niveau, nous n'avons pas pu effectuer des mesures avec des pressions effectives au-delà de –0,2 m. Cette contrainte est liée au type d'infiltromètre que nous avons utilisé. Les résultats qui découlent de cet ajustement sont présentés dans le Tableau 3. Les valeurs de ces paramètres sont très voisines pour les sols de la région sableuse. Ceci s'explique par le fait que ces sols sont issus du même type de profil. En revanche, on remarque une tendance différente pour les sols de la plaine alluviale. Ceci témoigne de la diversité des sols de cette région.

Durant les essais d'infiltration, on relève, au cours du temps, la lame d'eau infiltrée dont la dérivée temporelle permet d'obtenir la densité du flux apparent. Un exemple de ces résultats est présenté sur la Fig. 4, où l'on remarque l'aspect transitoire de l'infiltration. L'essai est achevé une fois que le flux commence à se stabiliser.

Tableau 2  
Masses volumiques sèches et teneurs volumiques en eau finale des sols étudiés

Table 2  
Dry bulk density and initial water content values of the studied soils

	Zone côtière			Plaine alluviale		
	Ouled Assal	Boukmour	Ouled Ziane	El Kourchi	Ouled Tazi	Zawya
$\rho_d$ [ $10^3$ kg m <sup>-3</sup> ]	1,447	1,493	1,552	1,410	1,2151	1,255
$\theta_0$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	0,017	0,015	0,01	0,026	0,098	0,077

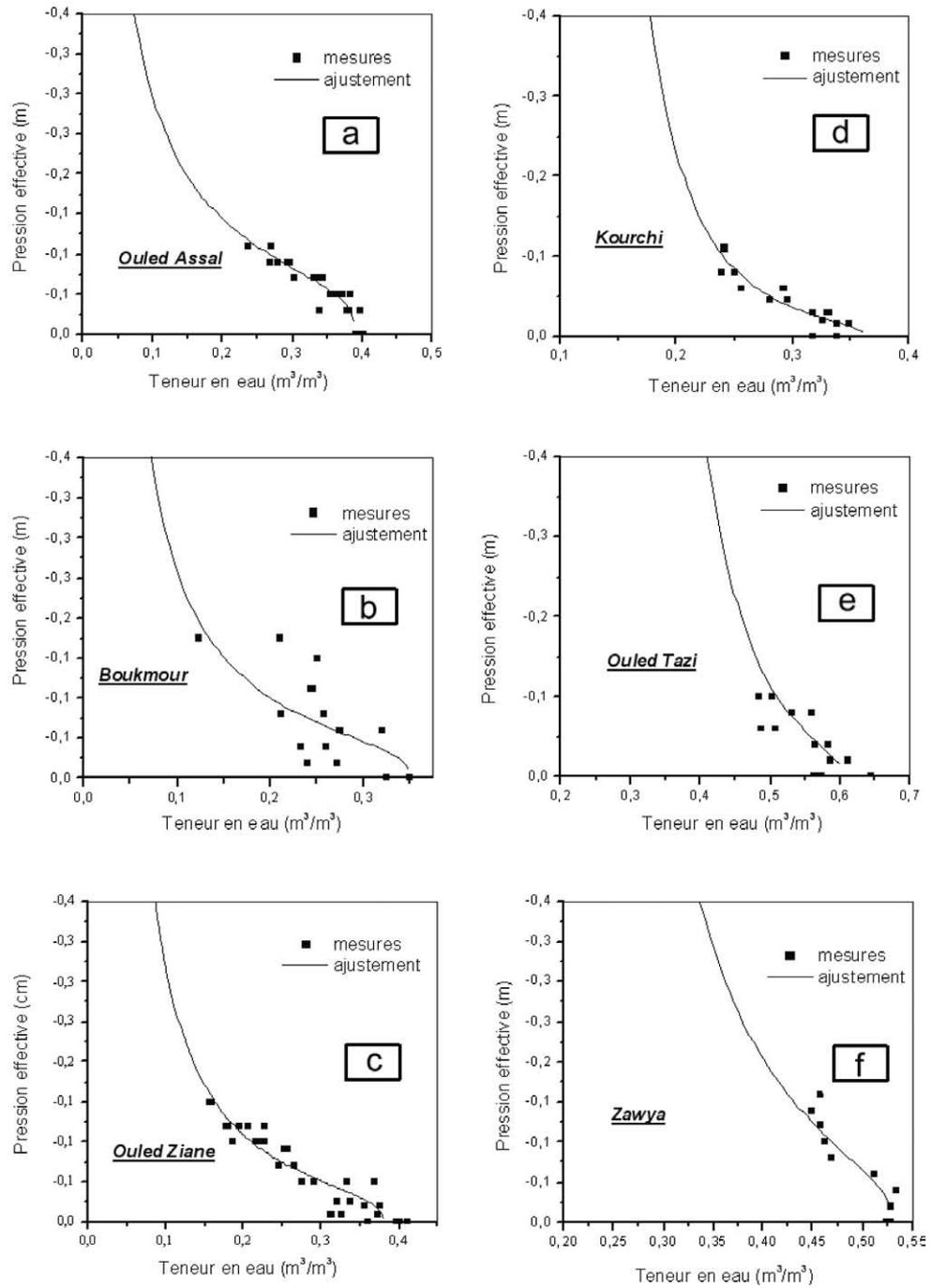


Fig. 3. Courbes de rétention des six sols étudiés.

Fig. 3. Retention curves for the studied soils.

Tableau 3  
Paramètres de courbe de rétention des sols étudiés

Table 3  
Water retention curve parameters of the studied soils

	Zone côtière			Plaine alluviale		
	Ouled Assal	Boukmour	Ouled Ziane	El Kourchi	Ouled Tazi	Zawya
$\theta_s$ [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]	0,39	0,35	0,37	0,36	0,60	0,53
$\theta_t$ [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]	0	0	0	0,05	0,065	0,08
$h_g$ [m]	-0,078	-0,051	-0,058	-0,0184	-0,0384	-0,081
$n$	3,02	2,77	2,75	2,29	2,19	2,35

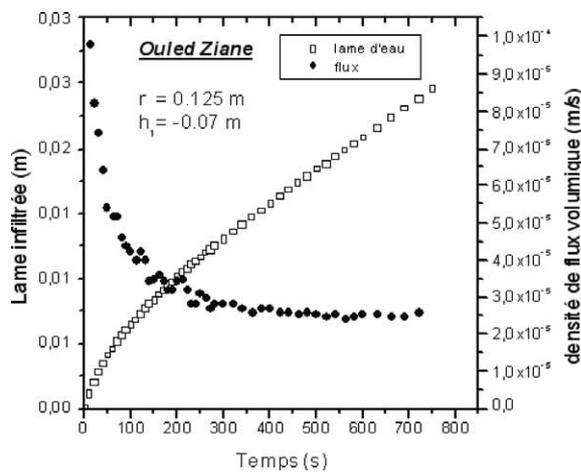


Fig. 4. Lame d'eau infiltrée et densité de flux d'un essai d'infiltration à Ouled Assal.

Fig. 4. Cumulative infiltration and flux density of a measurement in Ouled Assal.

Les lames d'eaux infiltrées mesurées, sont traitées en ajustant linéairement les valeurs de la dérivée de la lame d'eau infiltrée, portée en fonction de la racine du temps. La Fig. 5 présente un exemple de cet ajustement. On observe que les points expérimentaux sont disposés linéairement, ce qui justifie l'utilisation d'une équation d'infiltration à deux paramètres  $S$  et  $B$ .

Pour calculer les valeurs de la conductivité hydraulique à partir des couples  $(S, B)$ , on a eu recours à l'équation (4), qui fait intervenir le paramètre de forme  $\beta$ , appartenant théoriquement à l'intervalle  $[0, 1]$ . Une valeur de  $\beta \cong 0,6$  donne un facteur d'erreur de 1,4 [23]. Cependant, un tel ordre de grandeur d'erreur reste acceptable pour des mesures de terrain, vu les autres sources d'erreurs entachant les mesures simultanées de  $S$  et  $K$  : les imprécisions sur la mesure de la teneur en eau finale, l'inhomogénéité du sol, les

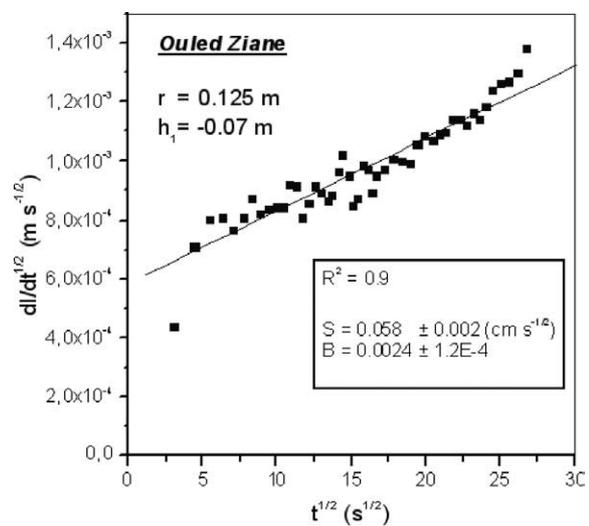


Fig. 5. Régression linéaire des valeurs de  $dI/dt^{1/2}$  pour un essai effectué à Ouled Assal.

Fig. 5. Linear regression of experimental values of  $dI/dt^{1/2}$  with respect to the square root of time in Ouled Assal.

erreurs dues à la lecture du niveau d'eau dans le réservoir, surtout pour les essais proches de la saturation, où le grand écart entre les teneurs initiale et finale du sol entraîne une chute rapide du niveau d'eau pendant les premiers instants, s'accompagnant de la remontée d'une grande quantité de bulles d'air.

Les couples  $(K - h)$  ainsi obtenus sont reportés sur la Fig. 6. On constate que, contrairement à ce qu'on pouvait prévoir, les valeurs de la conductivité hydraulique sont du même ordre de grandeur pour les sols de la zone côtière, en comparaison avec les sols des deux sites Kourchi et Ouled Tazi de la plaine alluviale. Ceci peut être expliqué partiellement par le fait que le site Kourchi se situe dans une région mitoyenne entre la zone côtière et la plaine alluviale.

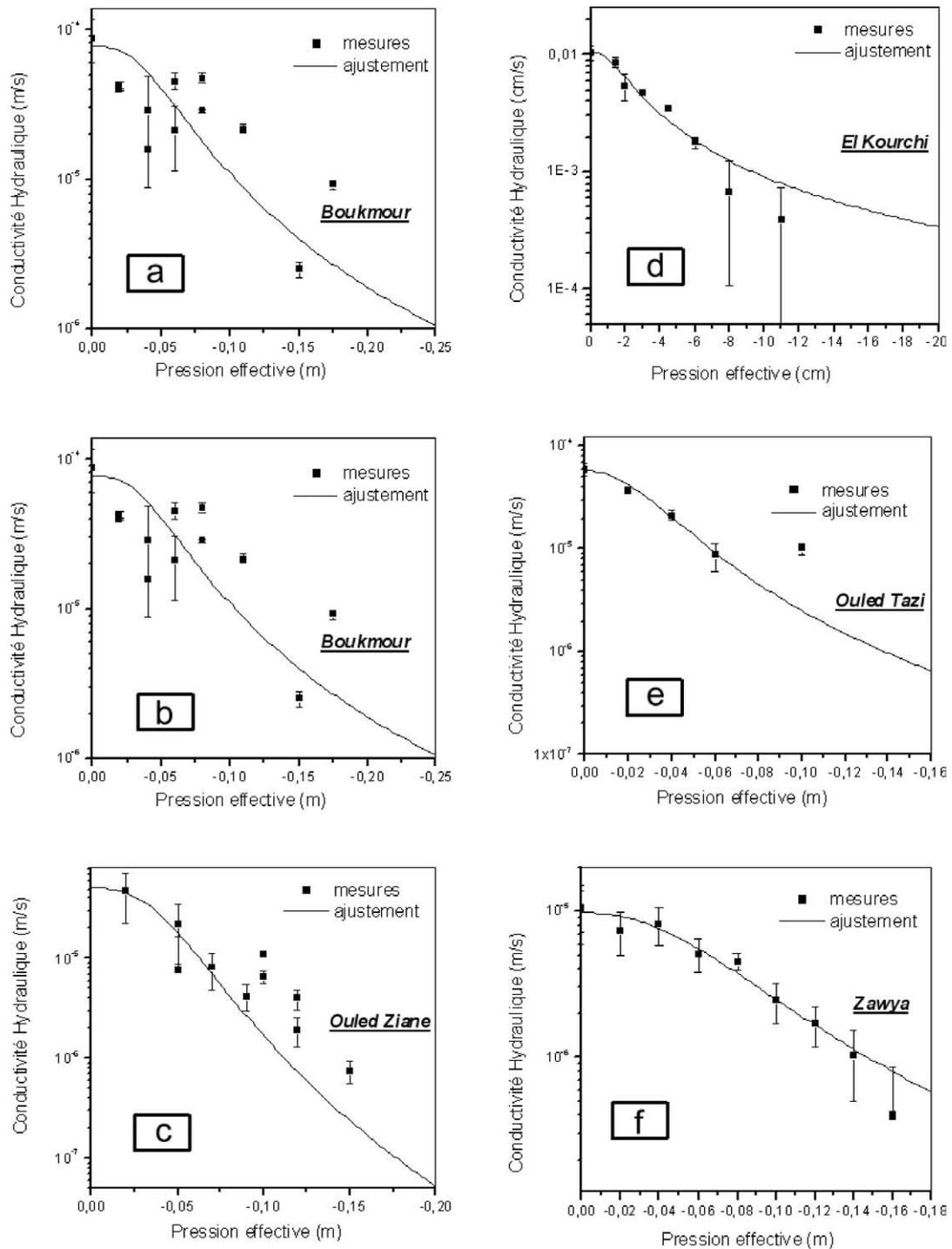


Fig. 6. Courbes de  $K(h)$  des six sols étudiés.

Fig. 6.  $K(h)$  curves for the studied soils.

Tableau 4  
Paramètres du modèle de Brooks & Corey  $K(h)$  des sols étudiés

Table 4  
Brooks & Corey parameters of the studied soils

	Zone côtière			Plaine alluviale		
	Ouled Assal	Boukmour	Ouled Ziane	El Kourchi	Ouled Tazi	Zawya
$K_s$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	$3,8 \times 10^{-5}$	$7,7 \times 10^{-5}$	$5,1 \times 10^{-5}$	$10,6 \times 10^{-5}$	$5,7 \times 10^{-5}$	$9,7 \times 10^{-6}$
$\eta$	5,8	3,5	7,35	5,01	16,03	9,34

On peut constater ceci d'après sa texture (Tableau 1). Seul le site Zawya se caractérise par de faibles valeurs de conductivité hydraulique dues à sa nature très argileuse.

Le Tableau 4 présente une synthèse des valeurs de  $K_s$  et  $\eta$  obtenues par ajustement du modèle de Brooks et Corey [2] sur les points de mesure. La même remarque, effectuée pour le cas des courbes de rétention, peut être avancée pour les sols de la zone côtière. En effet, les trois sols de la zone sableuse sont caractérisés par des paramètres voisins. Par ailleurs, le paramètre  $\eta$  présente une valeur différente pour le site Boukmour. La sous-estimation de ce paramètre de forme est probablement liée à la nature de la courbe  $K(h)$ , donnant des points expérimentaux très dispersés (Fig. 6(b)). Quant aux résultats relatifs aux sols de la plaine alluviale, on constate que la valeur de  $K_s$  relative au site Ouled Tazi est surestimée pour un silt limono-argileux (Tableau 1). Ceci est probablement lié à la méthode utilisée pour déterminer le couple  $(S, K)$  à partir des essais d'infiltration. Notons que cette technique est basée sur l'hypothèse d'uniformité du flux au-dessous du disque de l'infiltromètre [1,4]. Cette hypothèse, d'après une étude de Lin et McInnes [8], n'est pas toujours vérifiée, surtout pour des sols à forte teneur en argile.

Une étude comparative a été effectuée en confrontant les résultats relatifs à la zone côtière de la présente étude, avec ceux calculés par Saâdi [16] concernant le cordon dunaire faisant partie de la même zone. Ce dernier a utilisé une méthode de mise en échelle. Les paramètres  $m$  et  $\theta_s$  sont calculés en utilisant le principe de similitude entre les courbes de rétention et granulométrique [18]. Le paramètre  $\eta$  est déduit de  $m$  à partir du concept de sorptivité capillaire et la capacité d'infiltration du sol [7].  $h_g$  et  $K_s$  étant liés à la dynamique de l'eau, leur optimisation repose sur l'ajustement de l'équation d'infiltration de Green et Ampt [5]

Tableau 5  
Paramètres de la courbe de retentions et de  $K(h)$  de la zone sableuse en comparaison avec l'étude de Saâdi (2001)

Table 5  
Water retention curve and  $K(h)$  parameters of the sandy zone and those calculated by Saâdi (2001)

	Moyenne sur la zone côtière	Saâdi (2001)
$\theta_s$ [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]	0,37	0,4
$\theta_r$ [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]	0	0
$h_g$ [m]	-0,0623	-0,275
$n$	2,84	2,42
$K_s$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	$5,3 \times 10^{-5}$	$8,7 \times 10^{-5}$
$\eta$	5,55	6,58

à quelques mesures d'infiltration à charge positive. Les résultats qu'il a obtenus représentent une moyenne sur presque cent points de mesure, répartis sur la zone sableuse de Mnasra. La concordance des résultats est assez bonne (Tableau 5), à l'exception du paramètre  $h_g$ , qui est un paramètre d'échelle, sujet à une très grande variabilité spatiale. La comparaison n'a pas pu être faite pour les sols de la plaine alluviale, étant donné qu'aucune autre étude n'a encore été effectuée pour cette région.

#### 4. Conclusion

Nous avons utilisé, pour caractériser hydrodynamiquement les sols de Mnasra, une méthode basée sur l'infiltrométrie, associée à un modèle d'infiltration en régime transitoire. Cette méthode a l'avantage d'être simple, peu coûteuse et rapide. Ceci nous a permis d'étudier différents sols de la région en effectuant plusieurs essais pour chaque sol. Les paramètres obtenus constituent une très bonne estimation, étant donné la variabilité spatiale touchant une partie des paramètres des fonctionnelles  $K(h)$  et  $\theta(h)$ , notamment  $h_g$  et  $K_s$ .

De même, nous avons constaté une bonne concordance avec les résultats de l'étude de Saâdi [16], basée sur la texture des sols du cordon dunaire faisant partie de la zone côtière, et surtout pour les paramètres  $m$ ,  $\eta$  et  $\theta_s$  liés à la texture du sol.

Les résultats présentés dans cette étude ne constituent qu'une approche préliminaire pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols de Mnasra. Pour une évaluation plus précise, basée sur les essais d'infiltration effectués, il serait intéressant d'utiliser un code numérique simulant les transferts hydriques à partir de l'infiltromètre, en utilisant un schéma inverse. Ceci permettrait de déterminer le jeu de paramètres pour lequel les résultats des simulations coïncident avec les lames d'eau mesurées.

## Références

- [1] M.D. Ankeny, M. Ahmed, T.C. Kaspar, R. Horton, Simple-field method for determining unsaturated hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 55 (1991) 467–470.
- [2] R.H. Brooks, C.T. Corey, Hydraulic properties of porous media, *Hydrol. Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins, 1964.
- [3] N.T. Burdine, Relative permeability calculation from pore size distribution data, *Prt. Trans. Amer. Inst. Mining Metal. Eng.* 198 (1953) 71–77.
- [4] B.E. Clothier, I. White, Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 45 (1981) 241–245.
- [5] W.H. Green, G.A. Ampt, Studies in soil physics. I. The flow of air and water through soils, *J. Agric. Sci.* 4 (1911) 1–24.
- [6] R. Haverkamp, P.-J. Ross, K.R.J. Smetten, J.-Y. Parlange, Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physical based infiltration equation, *Water Resour. Res.* 30 (1994) 2931–2935.
- [7] R. Haverkamp, F. Bouraoui, D. Zammit, R. Angulo-Jaramillo, Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone, in: J.W. Delleut (Ed.), *The Handbook of Groundwater Engineering*, CRC Press, LLC, 1999, pp. 190–223.
- [8] H. Lin, K.J. McInnes, Water flow in clay soil beneath a tension infiltrometer, *Soil Sci.* 159 (1995) 375–382.
- [9] D.W. Marquard, An algorithm for least-square estimation of non-linear parameters, *SIAM J. Appl. Math.* 11 (1963) 431–441.
- [10] D. Nayagum, G. Schafer, R. Mose, Approximation par les éléments finis mixtes d'une équation de diffusion non linéaire modélisant un écoulement diphasique en milieu poreux, *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. IIB* 239 (2001) 87–90.
- [11] K.M. Perroux, I. White, Design for disc permeameters, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 52 (1988) 1205–1215.
- [12] J.R. Philip, The theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equation, *Soil Sci.* 84 (1957) 257–264.
- [13] J.R. Philip, The theory of infiltration, *Adv. Hydrosol.* 5 (1969) 215–296.
- [14] M.B. Quadri, L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications, Thèse, Université de Grenoble, 1993.
- [15] W.D. Reynolds, D.E. Elrick, Determination of hydraulic conductivity using tension infiltrometer, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 55 (1991) 633–639.
- [16] A. Saâdi, Premières tentatives de modélisation des transferts d'eau et d'azote dans les sols agricoles de Mnasra, Thèse, Université Ibn Tofail, Kenitra, 2001.
- [17] A. Saâdi, A. Maslouhi, M. Zeraoui, J.-P. Gaudet, Analyse et modélisation des variations saisonnières des concentrations en nitrates dans les eaux souterraines de la nappe de Mnasra, Maroc, *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. IIA* 329 (1999) 579–585.
- [18] A. Saâdi, A. Maslouhi, M. Zeraoui, J.-P. Gaudet, First attempts for predicting seasonal nitrate concentration variation at Mnasra aquifer, *Environ. Technol.* 21 (2000) 671–680.
- [19] K. Tamoh, A. Maslouhi, Modélisation bidimensionnelle des transferts d'eau et de solutés dans la région du Gharb, in: 2nd Int. Conf. on Appl. Math. Eng. Sci., CIMASI '98, EST Casablanca, 1998.
- [20] J.-L. Thony, G. Vachaud, B.E. Clothier, R. Angulo-Jaramillo, Field measurement of the hydraulic properties of soil, *Soil Technol.* 4 (1991) 111–123.
- [21] M.T. Van Genuchten, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44 (1980) 892–898.
- [22] J.-P. Vandervaere, M. Vauclin, D. Elrick, Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 64 (2000) 1263–1272.
- [23] J.-P. Vandervaere, M. Vauclin, D. Elrick, Transient flow from tension infiltrometers. II. Four methods to determine sorptivity and conductivity, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 64 (2000) 1272–1284.
- [24] R.A. Wooding, Steady infiltration from a shallow circular pond, *Water Resour. Res.* 4 (1968) 1259–1273.
- [25] M. Zeraoui, Pollution par les nitrates. Premiers résultats de la situation actuelle dans la nappe des Mnasra (décembre 1992 – janvier 1993), Office régional de mise en valeur agricole du Gharb, Département de développement agricole, Service des études de développement agricole, Bureau Agro-Pédologique, 1993.