

Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone (Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991). LAHS Publ. no. 199, 1991.

Caractérisation de la diversité hydrodynamique d'un sol ferrugineux tropical, différencié sur sable dunaire en milieu soudano-sahélien

S. DAOUDA OUSMANE, M. SICOT & P. MARINI

Département de Radioagronomie, Institut des Radio-Isotopes, Université de Niamey, BP 10727, Niamey, Niger

Résumé Les caractéristiques hydrodynamiques: capacité de rétention, conductivité hydraulique, courbe caractéristique d'un sol ferrugineux tropical peu lessivé, différencié sur sable dunaire, ont été mesurées en cinq sites représentatifs de la morphologie et de la topographie de l'environnement. Les résultats ont été étendus à l'ensemble d'un champ de 3 ha à partir de relevés de profils hydriques et d'analyses géostatistiques. Le but final est la connaissance de la dynamique de fonctionnement hydrique de cette unité, afin d'établir un bilan hydrique aussi objectif et précis que possible.

INTRODUCTION

Les aléas des précipitations atmosphériques sont tamponnés par le sol, qui emmagasine l'eau excédentaire, pour la restituer à la plante en période sèche. Ce rôle de volant hydrique est assuré par la capacité du réservoir que constitue le sol pour l'eau et par ses modalités de remplissage et de vidange. Il devient d'autant plus important que les pluies sont déficitaires et mal réparties. C'est précisément le cas pour les environs de Niamey, en zone soudano-sahélienne.

En conséquence, la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol a été un préalable à l'étude du comportement hydrique et de la résistance à la sécheresse du mil, étude entreprise conjointement par l'ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération), l'IRI (Institut des Radio-Isotopes) et la Faculté d'Agronomie de l'Université de Niamey.

Une méthode simplifiée d'analyse des caractéristiques hydrodynamiques du sol a été appliquée. Les résultats sont exposés dans cet article.

MATERIEL ET METHODES

Le terrain expérimental d'une superficie de 3 ha est situé sur les terrasses de la rive droite du fleuve Niger.

Sur le plan morphologique, c'est un creux de sable interdunaire composé de l'adossement à la terrasse fluviale au nord (site 1), de deux dômes de



sable arasés latéraux (site 4 à l'ouest, site 5 à l'est) délimitant un couloir interdunaire (site 2), lequel après un dénivelé de 2.5 m, aboutit à un replat (site 3), faisant office de cuvette pour l'ensemble. Pour hétérogène et complexe que puisse paraître la morphologie de ce champ, elle rassemble des unités couramment rencontrées en milieu dunaire. Elle doit permettre d'appréhender le fonctionnement géodynamique de l'eau dans ce milieu particulier.

Le sol est, dans son ensemble, un sol ferrugineux tropical sur sable dunaire, peu évolué, peu lessivé et désaturé, pauvre en éléments fins, en matière organique et éléments minéraux. Au niveau de l'adossement, cette unité pédologique surmonte d'une épaisseur de 60 cm un intergrade entre sols ferrugineux tropicaux et sols bruns subarides différencié à partir de la terrasse fluviale. Ce complexe plus riche en argile (20%) et en éléments minéraux a une meilleure rétention hydrique (Tableaux 1 et 2).

Tableau 1 Caractéristiques texturales du champ d'expérience

Site	Profondeur (cm)	Argile (%)	Limon fin (%)	Limon gros (%)	Sable fin (%)	Sable gros (%)
1	0-60	4.76	0.58	0.46	27.97	65.40
	60-120	17.92	0.95	0.56	31.42	48.40
	120-160	24.46	2.95	2.06	33.13	36.13
	200-230	8.69	2.98	1.30	21.31	64.77
2	0-30	4.32	1.03	0.42	20.20	74.33
	30-80	4.93	0.28	0.39	13.0	81.03
	80-150	3.02	0.51	0.11	10.73	84.57
3	150-230	2.43	0.83	0.21	7.67	88.27
	0-30	2.70	0.79	0.24	16.50	78.63
	30-60	4.89	0.97	0.18	10.27	82.73
	80-100	5.45	1.31	0.51	10.93	80.33
4	100-120	3.93	0.87	0.77	7.57	84.10
	120-180	8.15	1.71	0.40	7.87	79.30
	180-200	9.79	1.96	0.49	3.83	82.83
	0-30	3.58	0.57	0.22	16.0	77.90
5	30-140	4.70	0.92	0.49	23.33	69.23
	140-180	5.77	1.33	0.30	21.77	69.97
	180-230	7.05	1.75	0.52	19.03	71.20
	0-30	2.69	0.41	0.06	18.60	76.43
	30-70	4.82	0.56	0.22	19.20	73.72
5	70-100	6.78	0.46	0.46	15.13	76.00
	100-180	6.73	0.61	0.23	12.90	78.60
	180-230	7.80	0.88	0.09	16.67	73.00

Les caractéristiques hydrodynamiques ont été déterminées *in situ*, au moyen d'un dispositif d'irrigation à double anneau, suivant la méthode du drainage interne de Hillel *et al.* (1972), en protégeant le ressuyage de l'évaporation par une bâche surmontée de 10 cm de terre.

Nécessitant des calculs longs et laborieux, elles ont été mises en équation suivant une méthode citée par Libardi *et al.* (1980) développée par Chong *et al.* (1981) et vulgarisée par Vauclin & Vachaud (1987). Cette formulation est

Tableau 2 Taux d'humidité volumique à différents pF du sol du champ d'expérience

Site	Profondeur (cm)	pF 4.2 (cm ³ cm ⁻³)	pF 3.0 (cm ³ cm ⁻³)	pF 2.5 (cm ³ cm ⁻³)	pF 2.0 (cm ³ cm ⁻³)
1	0-60	0.027	0.033	0.046	0.076
	60-120	0.039	0.120	0.149	0.226
	120-160	0.163	0.222	0.271	0.354
	160-200	0.163	0.222	0.271	0.354
	200-230	0.066	0.090	0.115	0.171
2	0-30	0.018	0.025	0.033	0.060
	30-80	0.032	0.038	0.043	0.063
	80-150	0.018	0.022	0.028	0.045
	150-230	0.015	0.022	0.023	0.035
3	0-30	0.015	0.018	0.035	0.055
	30-80	0.027	0.037	0.048	0.068
	80-100	0.035	0.045	0.063	0.078
	100-120	0.038	0.046	0.071	0.110
	120-180	0.055	0.073	0.101	0.156
	180-200	0.060	0.080	0.106	0.164
4	0-30	0.018	0.020	0.040	0.071
	30-140	0.028	0.035	0.058	0.098
	140-180	0.030	0.043	0.061	0.108
	180-230	0.025	0.037	0.060	0.103
5	0-30	0.015	0.017	0.033	0.058
	30-70	0.030	0.035	0.050	0.086
	70-100	0.038	0.053	0.073	0.123
	100-180	0.038	0.048	0.068	0.110
	180-230	0.042	0.056	0.080	0.131

basée sur plusieurs hypothèses:

- l'écoulement monodimensionnel du flux de ressuyage;
- la condition de flux nul en surface;
- l'évolution du stock $S(t)$ suivant une loi puissance:

$$\log[S(t)] = d \log(t) + \log(c)$$

- le drainage gravitaire: si H est la charge hydraulique et z la profondeur, on a:

$$\text{grad}(dH/dz) = -1$$

- l'évolution linéaire de la teneur en eau Θ à une cote, par rapport à l'humidité moyenne du sol au-dessus de cette cote ou, ce qui revient au même, par rapport au stock d'eau;
- l'évolution de la teneur en eau $\Theta(t)$ selon une loi puissance:

$$\log(\Theta) = \beta \log(t) + \log(\alpha)$$

hypothèses qui, si elles sont vérifiées, conduisent à la formulation suivante, de la conductivité hydraulique: $K(\Theta) = a\Theta^b$ (Vachaud *et al.*, 1990).

RESULTATS

La capacité de rétention

La teneur en eau des différentes couches du sol évolue suivant les courbes de la Fig. 1. En coordonnées semi-logarithmiques, chacune de ces courbes peut être scindée en deux droites dont les équations du type $\Theta(t) = \Theta_0 e^{-\alpha t}$, caractérisent la première, une cinétique rapide ou gravitaire sous l'action de la pesanteur, la seconde, une cinétique lente sous l'action des forces capillaires.

Le suivi du ressuyage pendant 1000 h, soit plus de 40 jours, permet d'explicitier la cinétique lente avec un coefficient de régression généralement supérieur à 95%. La teneur en eau à la capacité de rétention est Θ_0 , ordonnée à l'origine de la droite représentative de la cinétique lente (Marcesse, 1967).

Le Tableau 3 donne pour les cinq sites de mesure les valeurs des paramètres Θ_0 et α de la cinétique lente et du stock d'eau cumulé sur 0-100 et 0-250 cm à la capacité de rétention.

On notera la tendance à l'augmentation du taux d'humidité et de la réserve hydrique avec la profondeur dans la plupart des sites et la grande variabilité du stock d'eau.

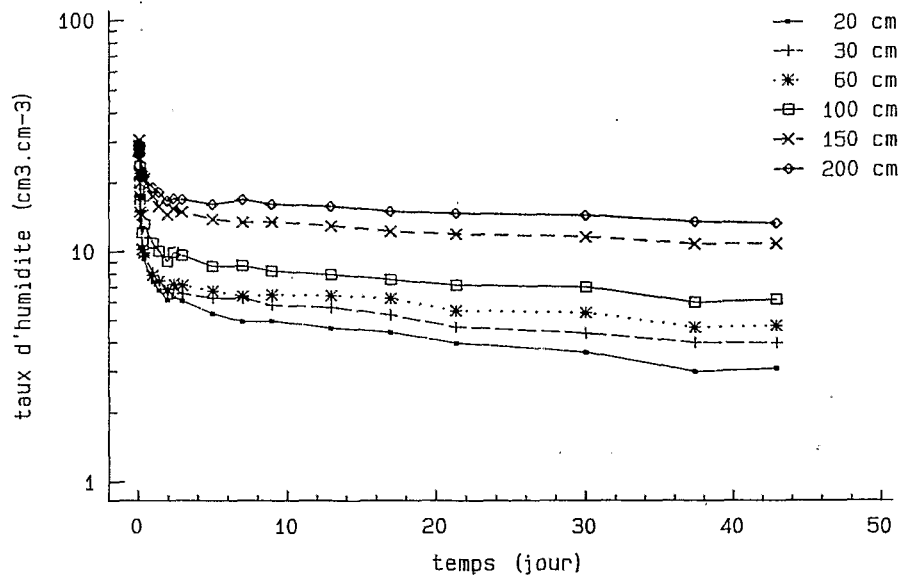


Fig. 1 Evolution temporelle du taux d'humidité au site 4.

Les autres caractéristiques hydrodynamiques

Le flux d'irrigation est focalisé vers la profondeur dans l'anneau central par la pression des 5 cm de la lame d'eau et l'infiltration dans l'anneau de garde.

Tableau 3 Paramètres de la cinétique lente et réserve hydrique aux points de mesure tensiométrique

Prof. (cm)	Site 1:		Site 2:		Site 3:		Site 4:		Site 5:	
	Θ_0	α	Θ_0	α	Θ_0	α	Θ_0	α	Θ_0	α
20	0.058	-7.63	0.070	15.21	0.057	-6.87	0.089	-0.87	0.065	-2.25
30	0.068	-6.65	0.081	-3.55	0.061	-7.33	0.093	-0.73	0.083	-2.06
40	0.087	-6.30			0.078	-8.33	0.069	-0.62	0.088	-2.08
60	0.157	-4.42	0.075	-1.78	0.092	-6.35	0.071	-0.57	0.120	-2.37
80	0.188	-4.33	0.070	-1.41	0.114	-6.57	0.077	-0.62	0.126	-2.03
100	0.205	-4.41	0.082	-1.50	0.143	-6.25	0.092	-0.54	0.151	-1.89
150	0.265	-2.83	0.086	-1.51	0.167	-5.75	0.142	-0.64	0.111	-2.32
175	0.262	-3.02	0.075	-2.58	0.187				0.102	-2.34
200	0.163	-4.62	0.064	-4.15	0.197		0.158	-0.44	0.134	-2.06
s100	131		67		91		78		106	
s200	336		147		267		228		215	
	-170		-114,5		-77,6		53,2		66,7	
	24,136		105,5		189,4		174,8		148,3	

$\Theta(t)$: taux d'humidité après un temps t de ressuyage $\Theta(t) = \Theta_0 e^{\alpha t}$;

Θ_0 : capacité de rétention (cr) en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$;

t : temps de ressuyage en minute;

α : paramètre de ressuyage; valeur multiple de 10^{-4} ;

s100: réserve hydrique à la cr en mm d'eau de 0 à 100 cm;

s200: réserve hydrique à la cr en mm d'eau de 0 à 200 cm.

On considère que dans ces conditions, le flux de ressuyage reste vertical. La bâche et la terre recouvrant la surface du sol irrigué, bloquent l'évaporation et on n'observe pas de descente progressive du plan de flux nul dans les profils tensiométriques. Le gradient de charge hydraulique n'est généralement pas égal -1 . Il est uniforme, mais prend localement une valeur comprise entre -0.85 et -1 , ce qui conduit à diviser l'expression de $K(\Theta)$ correspondant au drainage gravitaire, par la valeur absolue de la mesure du gradient de charge. L'évolution de la teneur en eau et du stock d'eau du sol $\Theta(t)$ et $S(t)$ suivant des lois puissance se vérifient dans la plupart des cas, avec des coefficients de détermination élevés. La précision de l'ajustement diminue avec la profondeur.

Il en est de même pour la relation linéaire liant la teneur en eau à une cote donnée, au stock d'eau du sol entre la surface et cette cote.

En résumé, les hypothèses simplificatrices pour le calcul de $K(\Theta)$ se vérifient dans la plupart des cas, notamment dans la couche 0-100 cm de sol.

Au Tableau 4 sont regroupées les valeurs des paramètres a et b , c et d , relatifs aux relations $K(\Theta) = a\Theta^b$ et $h(\Theta) = c\Theta^d$ aux points de mesures tensiométriques, lorsqu'il a été possible de les calculer.

Il en ressort qu'en dehors de la strate argileuse du site 1, la conductivité hydraulique $K(\Theta)$ est élevée pour des valeurs de Θ proches de $20 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$. A 1 m de profondeur au site 2 où la capacité de rétention vaut $0.082 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ par exemple, la conductivité hydraulique atteint $117.3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$, lorsque le taux d'humidité est fixé à $0.2 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$. Il se vérifie en outre, que le ressuyage est négligeable au voisinage de la capacité au champ: $K(\Theta)$ n'est plus que $1.09 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ quand Θ vaut $0.10 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$, dans l'exemple précédent.

Tableau 4 Paramètres des fonctions puissance donnant $K(\theta)$ et $h(\theta)$

Site	Profondeur (cm)	$K(\theta)$ ($m s^{-1}$):		$h(\theta)$ (hPa):	
		a	b	c	d
1	20	1.418	5.12	-31.32	-0.25
	30	2.450	5.51	-40.34	-0.28
	40	2.200	5.83	-19.32	-0.48
	60	1.59 E2	11.33	-3.77	-1.45
	80	0.93 E4	12.87	-0.44	-2.85
	100	0.22 E7	17.22	-0.09	-3.89
	150	0.41 E4	14.45		
2	20	0.019	3.39	-0.12	-0.75
	30	0.413	5.41		
	40				
	60	0.90 E6	10.96		
	80	1.28 E6	10.67		
	100	0.24 E9	13.34		
	150	1.44 E5	10.16		
	175	0.48 E3	6.75		
3	200	0.35 E2	5.54		
	20	2.32	5.40	-16.74	-0.47
	30	2.40	5.25	-29.30	-0.35
	40	3.32	5.38	-23.73	-0.36
	60	7.63	5.95	-7.61	-0.69
	80	3.43 E1	7.18	-8.20	-0.74
	100	2.00 E3	8.75	-0.92	-1.86
	150	6.77 E2	8.14	-3.02	-1.00
	175	2.92 E2	8.89	-37.28	-0.28
4	200	0.41 E2	7.94	-4.13	-0.69
	20	2.333	5.32	-20.26	-0.43
	40	0.93 E2	6.84	-16.36	-0.48
	60	0.93 E2	8.58	-18.25	-0.54
5	80	0.90 E3	7.80	-10.35	-0.58
	20	5.17 E2	7.92	-13.78	-0.57
	100	0.78 E1	6.13	-25.60	-0.16
	150	0.97 E1	6.13	-14.45	-0.33

DISCUSSION

Une fonction puissance rendrait compte tout aussi précisément de l'évolution de la teneur en eau du sol que la double fonction exponentielle usuellement utilisée (Fig. 1). Le concept de continuité de flux de ressuyage et de matière qui en résulterait serait plus immédiat, moins artificiel que celui de discontinuité de flux (cinétiques lente et rapide) et de matière (macro et micro-porosité, capacité de rétention, capacité au champ) qui prévaut actuellement.

La granulométrie du substrat pédologique explique la meilleure rétention hydrique au site 1 et conjointement à la morphologie de la parcelle, l'importante variabilité intersite du taux d'humidité et du stock d'eau à la capacité de rétention. La cartographie de la dispersion spatiale de l'eau du sol après une pluie de 101 mm présentée à la Fig. 2, dont la configuration se retrouve en période sèche, rend bien compte de la situation et donne les bases d'extrapolation des valeurs de caractéristiques hydrodynamiques déterminées.

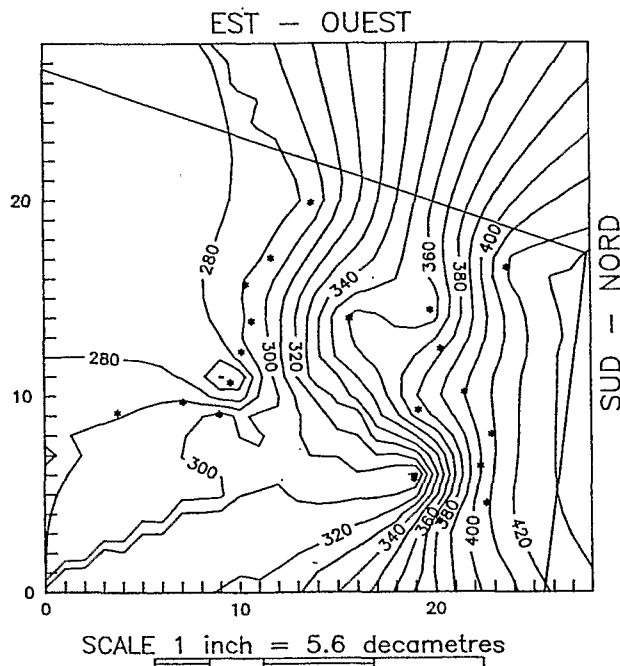


Fig. 2 Stock d'eau du sol sur 0-250 cm au 8 août 1989.

En effet, bien que l'ensemble des tubes neutroniques utilisé ne constitue pas un réseau de mesures homogène et régulier, il permet de cerner la grande amplitude de variation du stock d'eau du sol, le déplacement et la concentration de l'eau en bas de pente (sud-ouest), la zone d'exportation hydrique à l'est et au nord-est, ainsi que le couloir de transit hydrique au centre. Ce transit naturel de l'eau dans le champ, inhérent à la morphologie du site, est vraisemblablement à l'origine des perturbations hydriques observées dans la dynamique de l'eau dans ce sol, et des difficultés rencontrées lors de la détermination de ses caractéristiques hydrodynamiques, en profondeur notamment.

En définitive, malgré une infiltrabilité très importante, la capacité de rétention hydrique du sol mesurée *in situ* est élevée dans la majeure partie du champ, par défaut ou ralentissement du drainage qui n'est pas gravitaire.

CONCLUSION

En raison de sa configuration en cuvette interdunaire, la dynamique de l'eau dans le sol du champ d'expérimentation est tributaire à la fois d'une grande infiltrabilité du substrat et du ralentissement du flux de drainage en bas de pente.

Ce drainage n'est d'ailleurs pas gravitaire en profondeur et une importante variabilité spatiale du stockage de l'eau en résulte.

La détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol est par suite, laborieuse mais non impossible. La méthode simplifiée de calcul est applicable dans bien des cas, de 0 à 100 cm, tout spécialement.

REFERENCES

- Chong, S. V., Green, R. E. & Ahuja, L. R. (1981) Simple *in situ* determination of hydraulic conductivity by power function. *Wat. Resour. Res.* 17 (4), 1109-1114.
- Hillel, D., Krentos, V. D. & Stylianou, Y. (1972) Procedure and test of internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics *in situ*. *Soil Sci.* 114, 395-400.
- Libardi, P., Worhardi, K., Nielsen, D. & Biggar, J. W. (1980) Simple field method for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 3-7.
- Marcesse, J. (1967) Détermination *in situ* de la capacité de rétention d'un sol au moyen de l'humidimètre à neutrons. In: *Isotope and Radiation Technics in Soil Physics and Irrigation Studies*, 23-27. IAEA, Vienna.
- Vachaud, G., Vauclin, M. & Laty, R. (1990) CARHYD: A computer-aided system for characterisation of the hydraulic conductivity of field soil. *Soil Technol.* 3, 131-144.
- Vauclin, M. & Vachaud, G. (1987) Caractérisation hydrodynamique des sols: analyse simplifiée des essais de drainage interne. *Agronomie* 7, 647-665.



**Soil Water Balance
in the
Sudano-Sahelian
Zone**

Edited by

M. V. K. SIVAKUMAR

J. S. WALLACE

C. RENARD & C. GIROUX





Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone

Edited by

M. V. K. SIVAKUMAR

*ICRISAT Sahelian Center, BP 12404,
Niamey, Niger*

J. S. WALLACE

*Institute of Hydrology, Wallingford,
Oxfordshire OX10 8BB, UK*

C. RENARD & C. GIROUX

*ICRISAT Sahelian Center, BP 12404,
Niamey, Niger*

Proceedings of an international workshop held at Niamey, Niger, from 18 to 23 February 1991. The workshop was hosted by the International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (ICRISAT) in collaboration with WMO, the Institute of Hydrology, Wallingford, the British Overseas Development Administration and the International Association of Hydrological Sciences.

