

STRATÉGIES D'ÉCHANTILLONNAGE ET ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE PAR LA MÉTHODE DU BILAN HYDRIQUE AU SOL

P. BERTUZZI¹, L. BRUCKLER¹ ET A. CHANZY¹

RÉSUMÉ

Ce travail évalue les conséquences du choix de différentes stratégies d'échantillonnage de la teneur en eau du sol sur la mesure de l'évapotranspiration réelle journalière et cumulée, à l'échelle d'une parcelle cultivée, par la méthode du bilan hydrique au sol. Les données expérimentales de base proviennent du suivi du bilan hydrique d'une culture de soja. Quatre sites tensio-neutroniques (couche de sol 0,0-1,6 m) ont été équipés et suivis au pas de temps journalier sur une durée de 90 jours après le semis. La variabilité des données expérimentales du bilan hydrique est utilisée dans une procédure de simulation stochastique. C'est à partir de cette simulation stochastique que sont comparées quatre stratégies d'échantillonnage de la parcelle :

stratégie 1 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure ;

stratégie 2 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m par un échantillonnage journalier et destructif de 10 profils par gravimétrie ;

stratégie 3 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m sur chaque site fixe. La différence avec la stratégie 2 réside dans la non prise en compte de la variabilité spatiale introduite par l'échantillonnage destructif de 10 profils gravimétriques ;

¹Inra, Unité de Sciences du sol, Domaine Saint Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon cedex 9.

stratégie 4 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques au cours de la campagne de mesure. Cette stratégie diffère de la stratégie 3 uniquement par le changement journalier de sites.

Les résultats obtenus montrent que la variabilité spatio-temporelle de l'ETR journalière est importante. Elle varie entre +/- 1 mm.j⁻¹ à +/- 3 mm.j⁻¹ selon la stratégie d'échantillonnage utilisée. Les stratégies 1 et 2 sont les plus défavorables. La plus faible variabilité est obtenue avec la stratégie 4 qui est néanmoins la plus inadaptée en pratique. La stratégie 3 constitue le meilleur compromis entre la précision attendue de l'estimation de l'ETR et les conditions expérimentales de faisabilité.

INTRODUCTION

Les mesures de l'évapotranspiration réelle (ETR), à différentes échelles d'espace et de temps constituent souvent des mesures de référence utilisées comme variables de calage ou de validation pour la mise au point de modules hydriques de modèles agrométéorologiques (BRISSON *et al.*, 1992) ou de modèles mécanistes de transfert d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère (CAMILLO *et al.*, 1983 ; CHOUDHURY et MONTEITH, 1988 ; WITONO et BRUCKLER, 1989).

Trois grands groupes de méthode, s'appliquant aux trois compartiments différents du continuum sol-plante-atmosphère, sont couramment utilisés :

- dans les basses couches de l'atmosphère, les méthodes microclimatiques, basées sur la mesure des échanges turbulents de masse et de chaleur (PERRIER *et al.*, 1975 ; REICOSKY et PETERS, 1977 ; ITIER, 1981 ; PAL ARYA, 1988) ;
- dans le couvert végétal, les méthodes physiologiques, basées sur des techniques de fluxmètrie qui permettent une mesure directe de l'ETR, supposée limitée dans ce cas à la transpiration des plantes (SAKURATANI, 1981 ; VALANCOGNE et NASR, 1989).
- dans le sol, le bilan hydrique qui utilise les techniques d'humidimètrie neutronique et de tensiomètrie. (DAUDET et VACHAUD, 1977 ; VACHAUD *et al.*, 1978).

Parmi toutes ces méthodes, il n'existe pas une méthode universelle, de référence applicable dans toutes les situations expérimentales et à toutes les échelles (SHARMA, 1985). Chacune présente ses avantages et ses inconvénients. Dans cette étude, nous nous intéressons plus particulièrement au cas du bilan hydrique dans le sol. Un des principaux inconvénients de cette méthode résulte du caractère local du bilan effectué au voisinage du site neutronique. La mesure de l'ETR par cette méthode, à l'échelle d'une parcelle cultivée, dépend de la stratégie d'échantillonnage (PEYREMORTE *et al.*, 1972 ; DUNIN et ASTON, 1981 ;

RAMBAL *et al.*, 1984 ; VAUCLIN *et al.*, 1984). Elle implique la multiplication du nombre de sites neutroniques afin de prendre en compte la variabilité spatiale de la teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques dans le sol. Dans la pratique, cette multiplication du nombre de sites n'est pas toujours compatible avec la durée nécessaire pour les mesures et les moyens humain ou matériel disponibles. De nombreux travaux ont été publiés pour décrire la variabilité spatiale de la teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques (NIELSEN *et al.*, 1973 ; GAJEM *et al.*, 1981). Néanmoins, il existe, à ce jour, peu de travaux s'intéressant à décrire directement la variabilité spatiale de l'ETR. Récemment deux articles publiés par VANDERAVERE *et al.* (1994) décrivent une méthode d'analyse de l'erreur locale et spatiale de l'ETR basée sur une procédure statistique classique d'analyse de la décomposition de la variance associée aux termes du bilan hydrique. Nous avons eu recours à une autre démarche, de type stochastique, afin :

- de simuler les variations spatio-temporelles des teneurs en eau volumique dans le sol et du flux d'eau en profondeur à la base de la couche de sol explorée ;
- et d'évaluer les conséquences de cette variabilité sur la mesure de l'ETR, en fonction du choix de la stratégie d'échantillonnage et des techniques de mesure utilisées sur la mesure journalière et cumulée de l'ETR.

PROCÉDURE DE SIMULATION

OBJECTIF

L'objectif de la procédure de simulation est de générer chaque jour, en 1 000 sites supposés régulièrement répartis sur la parcelle :

- les teneurs en eau (θ) à différentes profondeurs entre la surface du sol et le fond de la couche de sol explorée ;
- le flux d'eau ($q_{z_{\max}}$) en profondeur.

La procédure suppose que la moyenne et la variance des grandeurs (θ , $q_{z_{\max}}$) sont des estimateurs sans biais des « vraies » moyenne et variance observées expérimentalement. La variabilité spatiale, supposée isotrope et aléatoire, est décrite par une loi normale. Cette hypothèse n'est généralement pas vérifiée. Néanmoins, sur le site étudié dans le cadre d'une autre expérimentation (relief plat, même technique de préparation du sol et d'apport d'eau), il a été montré, pour une couche de sol [0,0 - 0,2 m], que les distributions des teneurs en eau et des densités sèches (maillage triangulaire de 52 points sur la parcelle) étaient aléatoires (BERTUZZI *et al.*, 1987).

Pour la teneur en eau (θ), la procédure de simulation commence après chaque apport d'eau, par le tirage de 1000 probabilités [$p(i)$] générées sur une loi normale centrée et réduite. Ensuite, chaque jour, on utilise la moyenne (μ) et l'écart-type (σ) observés expérimentalement à chaque profondeur pour simuler le champ de 1 000 teneurs en eau (θ_i) par la relation :

$$\theta(i) = p(i) \cdot \mu + \sigma$$

Il a été observé expérimentalement la persistance du classement des sites en fonction de l'état d'humectation initial du profil. Au cours du dessèchement, les sites les plus secs restent les plus secs, les plus humides restent les plus humides. Nous avons pris en compte ce fait en imposant, quelle que soit la profondeur, la même probabilité $p(i)$ au cours du dessèchement du sol.

Nous avons appliqué la même procédure pour le flux en profondeur ($q_{z_{\max}}$).

CHOIX DES STRATÉGIES

Quatre stratégies ont été retenues :

stratégie 1 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure ; les mesures de teneurs en eau sont réalisées à partir de 0,15 m jusqu'à 1,55 m avec un pas d'échantillonnage de 0,10 m ;

stratégie 2 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m par un échantillonnage journalier et destructif de 10 profils par gravimétrie (9 couches 0,00-0,01, 0,01-0,02, 0,02-0,03, 0,03-0,04, 0,04-0,05, 0,05-0,07, 0,07-0,10, 0,10-0,15 et 0,15-0,20 m) ;

stratégie 3 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m sur chaque site fixe. La différence avec la stratégie 2 réside dans la non prise en compte de la variabilité spatiale introduite par l'échantillonnage destructif de 10 profils gravimétriques ;

stratégie 4 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques au cours de la campagne de mesure. Cette stratégie diffère de la stratégie 3 uniquement par le changement journalier de sites.

La procédure de simulation utilisée interdit la réutilisation d'un site déjà exploité quelle que soit la stratégie étudiée.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

L'expérimentation a été réalisée sur le site de Poirson (parcelle de 0,3 ha) de l'Institut national de la recherche agronomique à Montfavet. Le sol est de texture limono-argileuse (27 % argile et 62 % de limon). Une culture de soja a été semée et le bilan hydrique a été suivi au pas de temps journalier pendant 73 jours après le semis, puis avec un pas de temps croissant de 2 à 4 jours jusqu'à la récolte (93^{ème} jour après le semis). L'alimentation hydrique de la culture a été assurée principalement par irrigation par aspersion (au total 228,7 mm d'eau en 5 apports principaux). La pluie naturelle ne représente que 17 % des apports totaux.

La parcelle expérimentale est divisée en trois sous-parcelles de surface égale (figure 1). Sur la parcelle centrale, quatre sites tensio-neutroniques ont été installés. Chaque site comprend un tube d'accès neutronique et de 15 tensiomètres (manomètre à mercure) en position circulaire à un rayon de un mètre autour du tube. Les mesures neutroniques sont réalisées de 0,15 m à 1,55 m, avec un pas de résolution de 0,1 m. La sonde à neutrons utilisée a été étalonnée sur le terrain. La précision des teneurs en eau est de environ 0,016 - 0,018 m³.m⁻³.

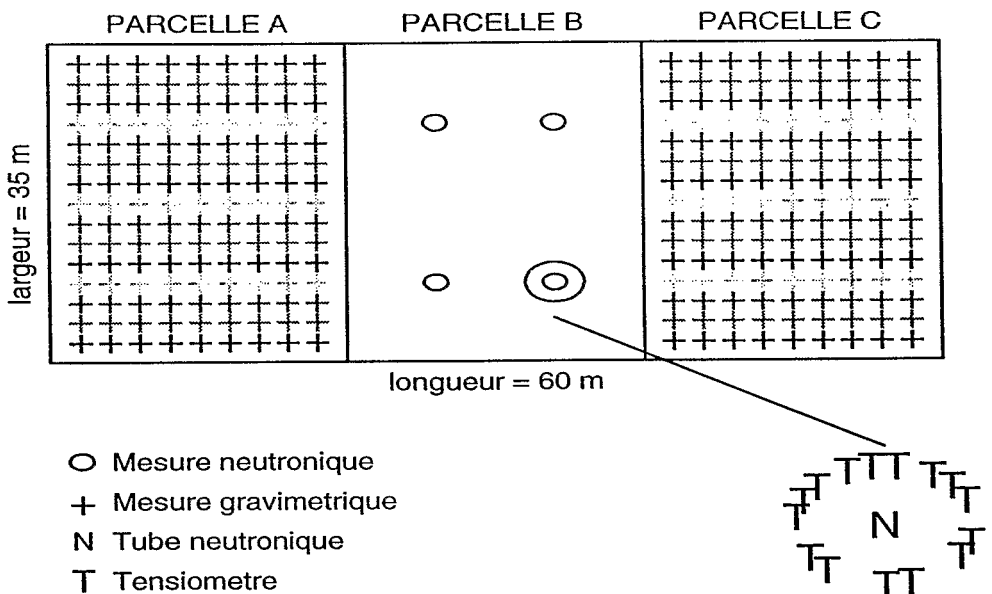


Figure 1 :
Le dispositif expérimental.

Pour connaître plus précisément la contribution des couches de surface [0,00-0,20 m] dans la variation de stock journalière, 8 profils gravimétriques ont été réalisés quotidiennement sur les parcelles latérales, selon un plan d'échantillonnage préalablement établi. Chaque profil est composé de 9 prélèvements de sol (9 couches 0,00-0,01, 0,01-0,02, 0,02-0,03, 0,03-0,04, 0,04-0,05, 0,05-0,07, 0,07-0,10, 0,10-0,15 et 0,15-0,20 m). La teneur en eau volumique (θ) est calculée grâce à l'utilisation du profil moyen de masse volumique sèche qui a été mesuré à l'aide d'une sonde gamma-transmission (BERTUZZI *et al.*, 1987).

La figure 2 décrit la variation temporelle de la teneur en eau volumique moyenne au cours du temps à trois profondeurs. La première profondeur ($z = 0,005$ m) correspond à des prélèvements gravimétriques destructifs. Les deux autres profondeurs ($z = 0,25$ m et $z = 1,05$ m) correspondent aux mesures neutroniques. Les barres verticales visualisent la variabilité des mesures (\pm un écart-type calculé à partir des répétitions des mesures). Elle varie de 0,01 à 0,06 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Elle est plus élevée pour les couches de surface et diminue globalement avec la profondeur. Pour la profondeur $z = 1,05$ m, on remarque une augmentation de cette variabilité entre les jours 55-72. Cette augmentation est sans doute consécutive à l'approfondissement du système racinaire par ailleurs contrôlé au cours de l'expérimentation par des observations de grilles racinaires et des prélèvements à la tarière crantée.

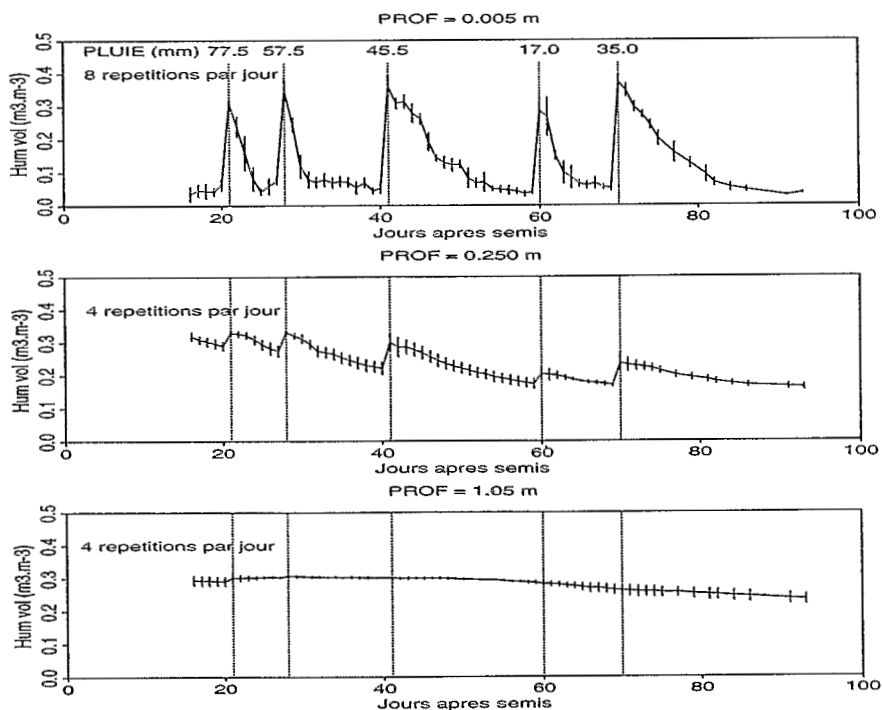


Figure 2 :

Moyenne et écart-type des teneurs en eau à trois profondeurs en fonction du temps.

La figure 3 décrit les variations temporelles respectives du flux en profondeur ($q_{z_{\max}}$) et de l'ETR. Le flux en profondeur ($q_{z_{\max}}$) a été calculé par la loi de Darcy, après le calage de la relation conductivité hydraulique-teneur en eau $[K(\theta)]$ pour chaque site à la profondeur $z=1,55$ m et à partir des données tensiométriques des deux tensiomètres les plus profonds ($z=1,35$ m et $z=1,55$ m). Les flux positifs correspondent à du drainage en profondeur, les flux négatifs à des remontées capillaires. L'ETR est déduite de l'équation classique du bilan hydrique. Il faut noter que ces deux flux (ETR, $q_{z_{\max}}$) présentent une forte variabilité, généralement supérieures à $\pm 1 \text{ mm.j}^{-1}$.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

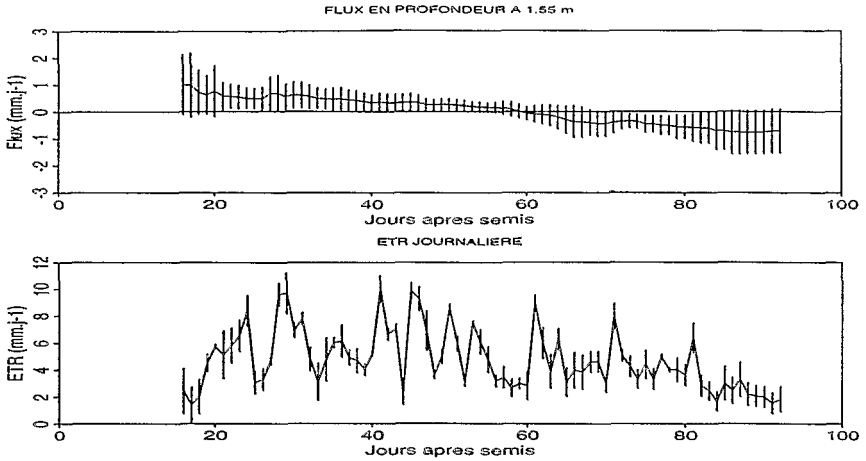
La figure 4 présente un exemple de champ de données journalières issues de la simulation de référence (1 000 sites) pour la teneur en eau (θ), le flux en profondeur ($q_{z_{\max}}$) à 1,55 m et l'ETR. Les figures 5 et 6 décrivent les variations temporelles des ETR journalières et cumulées de la simulation de référence (trait plein) et des ETR obtenues pour les 4 stratégies (symbole +). La figure 7 présente la comparaison des ETR journalières entre elles. La valeur « r » correspond au coefficient de corrélation, la droite en trait plein à la première bissectrice et la droite en tirets à la régression linéaire entre variable. L'analyse de l'ensemble des figures 5, 6, 7 montre que :

- la *stratégie 1* qui correspond à un protocole classique, couramment utilisé dans la pratique, donne les plus mauvais résultats par rapport à la simulation de référence. Les ETR journalières sont globalement sous-estimées induisant une diminution de plus de 50 mm de l'ETR cumulée. Après la ré-humectation du sol en surface, dans la couche 0,00-0,20 m, le calcul de la variation de stock qui utilise la mesure neutronique à 0,15 uniquement est surestimé. Il ne prend pas en compte l'évaporation du sol dans les premiers centimètres et l'ETR calculée est alors sous-estimée ;

- la *stratégie 2* donne des résultats globalement non biaisés. L'ETR cumulée est proche de l'ETR de référence et la pente de la relation linéaire est voisine de 1. Néanmoins, on constate une forte variabilité des ETR journalières d'un jour à l'autre, par rapport à la simulation de référence. Elle est expliquée par l'effet « variabilité spatiale » engendré par l'échantillonnage destructif journalier des teneurs en eau gravimétriques dans la couche [0,00-0,20 m].

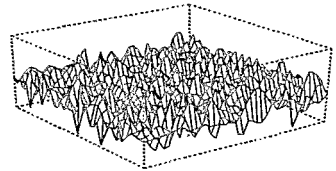
- la *stratégie 3* apparaît être le meilleur compromis entre les conditions de gestion d'un tel dispositif de terrain et la nécessité d'obtenir une bonne précision des mesures d'ETR. Néanmoins, elle suppose l'utilisation de capteurs automatiques d'humidité à résolution verticale fine. L'intérêt métrologique accru vers les méthodes capacitatives et réflectométriques temporelles a permis le développement de capteur répondant aux besoins (GAUDU *et al.*, 1993).

- la *stratégie 4* fournit les résultats les plus proches de la simulation de référence. Néanmoins, sur le plan pratique, elle n'est pas réaliste.

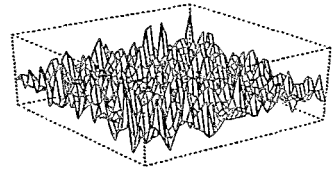
**Figure 3 :**

Les flux en profondeur ($q_{z_{max}}$) et ETR moyens en fonction du temps.

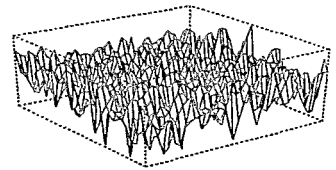
Hum Vol (m³.m⁻³) - Couche 0.00 - 0.005 m
Moy=0.32 Ectp=0.01 Min=0.28 Max=0.36



Flux en profondeur (mm.j⁻¹)
Moy=0.32 Ectp=0.17 Min=-0.08 Max=1.06



Evapotranspiration (mm.j⁻¹)
Moy=8.74 Ectp=0.40 Min=7.63 Max=9.84

**Figure 4 :**

Un exemple de simulation de champs de teneur en eau (θ), flux en profondeur ($q_{z_{max}}$) et ETR journalières sur une grille régulière de 1 000 sites.

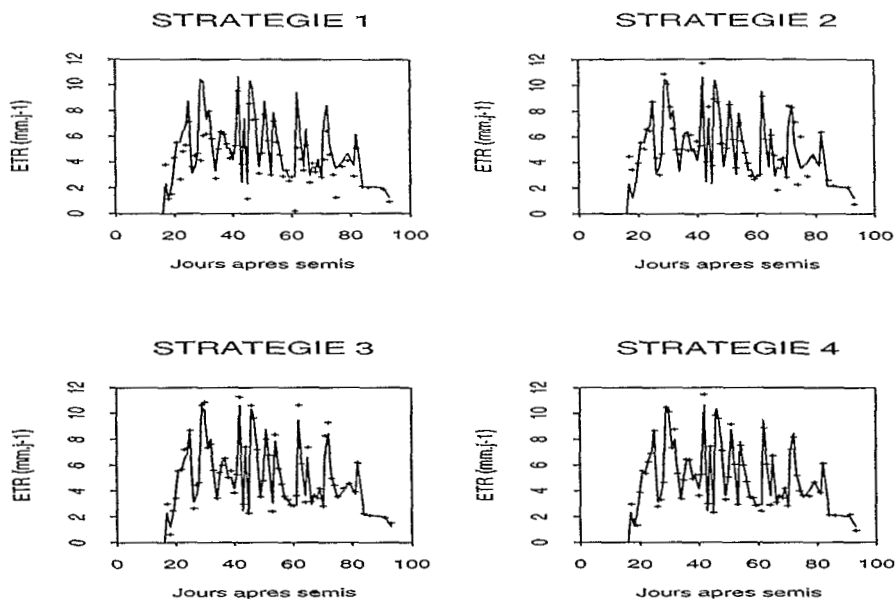


Figure 5 :
 Comparaison de 4 stratégies, ETR journalières en fonction du temps.

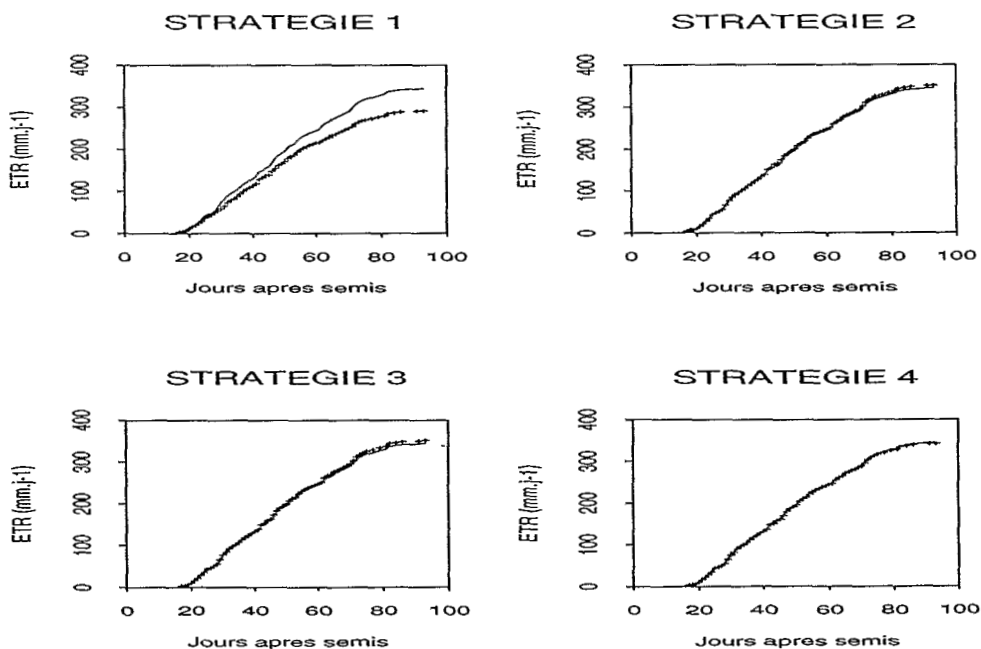


Figure 6 :
 Comparaison de 4 stratégies, ETR cumulées en fonction du temps.

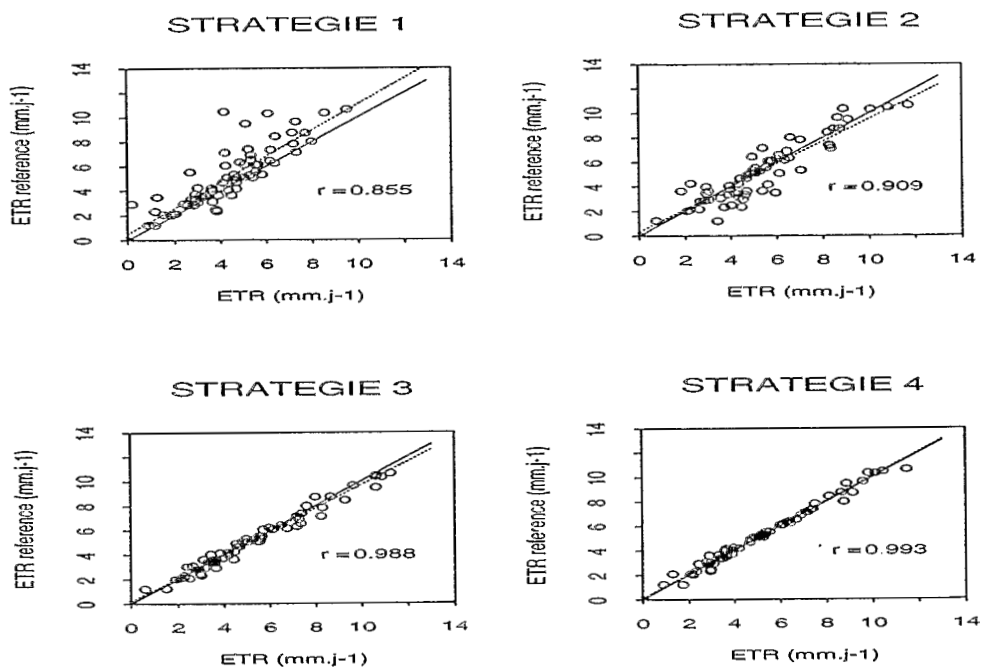


Figure 7 :
Comparaison de 4 stratégies, ETR de référence et ETR simulées.

CONCLUSION

Ce travail de simulation a montré l'importance du choix de la stratégie d'échantillonnage sur l'estimation de l'ETR. Les résultats les plus précis et les moins biaisés sont obtenus avec un protocole, non réaliste sur le plan pratique, d'un échantillonnage quotidien de 10 sites (stratégie 4). Sur le plan méthodologique et métrologique, il confirme :

- l'intérêt de l'utilisation de capteurs automatiques d'humidité surtout pour les couches de surface (stratégie 3) ;
- la difficulté d'obtenir avec la méthode du bilan hydrique des mesures de l'ETR journalière avec une erreur inférieure à 1 mm dans le meilleur des cas.

Ces résultats ont été obtenus en supposant que la variabilité spatiale des teneurs en eau et du flux en profondeur est isotrope et aléatoire. Le travail sur ce point est encore inachevé et devra être complété par l'étude de champs de données spatialement corrélés en utilisant, par exemple, la méthode des bandes tournantes.

BIBLIOGRAPHIE

- BERTUZZI P., BRUCKLER L., GABILLY Y., et GAUDU J.C., 1987. Calibration, field testing, and error analysis of a gamma-ray probe for *in situ* measurement of dry bulk density. *Soil Sci* 144 : 425-436.
- BRISSON N., SEGUIN B., BERTUZZI P., 1992. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agric. For. Meteorol.* 59 : 267-287.
- CAMILLO P.J., GURNEY R.J., SCHMUGGE T.J., 1983. A soil et atmospheric boundary layer model for evapotranspiration et soil moisture studies. *Water Resour. Res.* 19 : 371-380.
- CHOUDHURY B.J., MONTEITH J.L., 1988. A four-layer model for heat budget of homogeneous let surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114 : 373-398.
- DAUDET F.A., VACHAUD G., 1977. La mesure neutronique du stock d'eau et de ces variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. agron.* 28 : 503-519.
- DUNIN F.X., ASTON A.R., 1981. Spatial variability in the water balance of an experimental catchment. *Austr. J. Soil Res.* 19 : 113-120.
- GAJEM Y.M., WARRICK A.W., MYERS D.E. 1981. Spatial dependence of physical properties of a typic torrifuvent soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 709-715.
- GAUDU J.C., MATHIEU J.M., FUMANAL J.C., BRUCKLER L., CHANZY A., BERTUZZI P., STENGEL P., GUENNELON R., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie*, 13 : 57-73.
- ITIER B., 1981. Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. *Agronomie* 10 : 869-876.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERH K.T., 1973. Spatial variability of field-measured soil water properties. *Hilgardia* 42 : 215-260.

- PAL ARYA S., 1988. Introduction to micrometeorology. *Academic Press Inc.*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, San Diego, USA.
- PERRIER A., ITIER B., BERTOLINI J.M., BLANCO DE PABLOS A., 1975. Mesure automatique du bilan d'énergie d'une culture, exemples d'application. *Ann. agron.* 26 : 19-40.
- PEYREMONTE P., PHILIPPEAU G., MARCESSE J., 1972. Optimization of sampling for determining water balances in let under crops by means of neutron moisture meters. In Proceedings of symposium on the use of isotopes et radiation in research on soil-plant relationships including applications in forestry, December 13-17, Vienna (Austria), *I.A.E.A.-SM-51* : 631-647.
- RAMBAL S., IBRAHIM M., RAPP M., 1984. Spatial variability of changes of soil water storage under a forest stet: Application to the optimization of a water balance measurement network. *Catena* 11 : 177-186.
- REICOSKY D.C., PETERS D.B., 1977. A portable chamber for rapid evapotranspiration measurement on field plots. *Agron. J.* 69 : 729-732.
- SAKURATANI T., 1981. A heat balance method for measuring water flow in the stem of intact plants. *J. Agric. Met.* 37 : 9-17.
- SHARMA M.L., 1985. Estimating evapotranspiration. In *Advances in irrigation, Academic Press, Orleto, Florida (USA)*, 3 : 213-281.
- STONE L.R., HORTON M.L., OLSON T.C., 1973. Water loss from an irrigated sorghum field: II. Evapotranspiration et root extraction. *Agron. J.* 65 : 495-497.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.L., 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique d'un sol saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. agron.* 29 : 1-36.
- VALANCOGNE C., NASR Z., 1989. Une méthode de mesure du débit de sève brute dans les petits arbres par bilan de chaleur. *Agronomie* 9 : 609-617.

- VANDERVAERE J.P., VAUCLIN M., HAVERKAMP R., CUENCA R.H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 1. Local standpoint. *J. Hydrol.* 156 : 371-388.
- VANDERVAERE J.P., VAUCLIN M., HAVERKAMP R., CUENCA R.H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 2. Spatial standpoint. *J. Hydrol.* 156 : 351-370.
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G., 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 2. Spatial standpoint. *Soil Sci.* 137 : 141-148.
- WITONO H., BRUCKLER L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. I. Field validation of water flow model. *Water Resour. Res.* 25 : 2423-2435.