



HAL
open science

Modélisation hydrologique semi-globale par simulation couplée des variations de stock en eau dans la Zone Non Saturée et de l'évolution des niveaux piézométriques.

Dominique Thiéry

► **To cite this version:**

Dominique Thiéry. Modélisation hydrologique semi-globale par simulation couplée des variations de stock en eau dans la Zone Non Saturée et de l'évolution des niveaux piézométriques.. 4ème Symposium international sur l'application de l'analyse des systèmes à la gestion des ressources en eau, Oct 1988, Rabat, Maroc. 12 p. hal-01070957

HAL Id: hal-01070957

<https://brgm.hal.science/hal-01070957>

Submitted on 2 Oct 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

4ème SYMPOSIUM INTERNATIONAL SUR L'APPLICATION DE L'ANALYSE DES SYSTEMES
A LA GESTION DES RESSOURCES EN EAU
11-13 octobre 1988 - Rabat, Maroc
(Texte français).

**MODELISATION HYDROLOGIQUE SEMI-GLOBALE PAR SIMULATION COUPLEE
DES VARIATIONS DE STOCK EN EAU DANS LA ZONE NON SATURÉE
ET DE L'EVOLUTION DES NIVEAUX PIEZOMETRIQUES**

par

Dominique THIÉRY

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES
Service DSGN/4S/3E
B.P. 6009 - 45060 ORLEANS CEDEX 2 (FRANCE)

RESUME

Un nouveau type de modèle hydrologique -qualifié de "semi-global"- a été mis au point pour tenter de mieux approcher le fonctionnement physique d'un bassin versant. Ce modèle, appelé "Gardensol", simule globalement le bassin dans son extension spatiale, mais il reproduit -au moins approximativement- les phénomènes réels avec des paramètres physiques qui pourraient être mesurés sur le terrain :

- perméabilité verticale à saturation,
- teneur en eau résiduelle correspondant à une perméabilité verticale d'infiltration quasi-nulle.

Etant donné qu'il peut être calé simultanément sur les variations d'humidité dans la zone non saturée et sur les variations piézométriques, le modèle est beaucoup plus fiable et plus robuste qu'un modèle pluie-niveau qui ne reproduit les niveaux qu'à partir d'un coefficient d'emmagasinement généralement mal connu. En particulier, l'estimation de la recharge doit être beaucoup plus précise et le modèle peut être utilisé en extension de données pour analyser les fluctuations des ressources en fonction de la variabilité climatique.

Trois exemples d'application sont présentés :

- simulation couplée du stock en eau dans la zone non saturée et du niveau piézométrique à Mézières-les-Cléry (Loiret),
- simulation du stock en eau pendant 8 ans dans une parcelle du bassin expérimental de l'Orgeval du CEMAGREF,
- simulation couplée du stock en eau dans la zone non saturée et du niveau piézométrique sur le site expérimental de Lille-Sainghin.

INTRODUCTION

Les modèles hydrologiques globaux pluie-débit ou pluie-niveau sont utilisés classiquement en extension de données dans un bassin versant ou pour estimer la recharge naturelle d'un aquifère par les pluies. Le modèle hydrologique à réservoirs *Gardenia* (Roche et Thiéry, 1984), par exemple, permet de simuler de manière fiable, à partir de 4 paramètres globaux, le débit d'un cours d'eau ou d'une source à l'exutoire d'un bassin versant. A partir de 6 paramètres globaux, il permet de modéliser la variation du niveau en un point d'une nappe alimentée par les précipitations (Thiéry, 1988-a).

Après ajustement des paramètres du modèle sur les observations de niveaux piézométriques, on peut obtenir la valeur de la recharge de la nappe. Ce type de modèles est, en fait, doublement global :

- global pour l'extension spatiale : car on considère que tout un bassin est décrit par les mêmes paramètres,
- global pour le fonctionnement : car les paramètres du modèle ne peuvent être mesurés sur le terrain et traduisent des phénomènes globaux.

Les paramètres du modèle ne peuvent donc être déterminés que par calage sur des séries d'observations. Il peut ainsi arriver que plusieurs jeux de paramètres produisent des simulations quasi-identiques en période normale, mais risquent de donner des résultats différents en réaction à des scénarios de variations climatiques extrêmes.

Diverses applications -en particulier Thiéry, 1987- montrent également que, dans le cas de nappes amorties dont le coefficient d'emmagasinement est mal connu, si on ne dispose pas de données de ruissellement superficiel sur le bassin versant, un calage satisfaisant peut parfois être obtenu pour plusieurs jeux de paramètres donnant lieu à des bilans hydrologiques différents.

Pour lever l'indétermination, un modèle semi-global -le modèle **Gardensol**- a été mis au point avec le concours de la Commission des Communautés Européennes. Ce modèle est qualifié de semi-global puisque, bien que l'extention spatiale du bassin soit représentée globalement, les écoulements à travers la zone non saturée sont simulés -au moins approximativement- par des lois physiques simplifiées dont les paramètres ont une dimension physique et pourraient être déduits d'expériences ou de mesures sur le terrain :

- perméabilité verticale à saturation,
- teneur en eau à saturation,
- teneur en eau résiduelle (correspondant à une très forte succion),
- teneur en eau correspondant à une perméabilité quasi nulle.

Les paramètres du modèle peuvent donc être prédéterminés approximativement et ajustés pour permettre de reproduire simultanément les relevés de variations de niveau piézométrique dans la nappe (ou de débit à l'exutoire du bassin) et les variations de stock en eau (ou de teneur en eau moyenne) dans une tranche de la zone non saturée.

Des modèles comme celui décrit par Rambal (1987) ou par Johansson (1987), permettent également la modélisation des variations de stocks en eau, mais l'originalité du model **Gardensol** est de permettre la modélisation simultanée de l'évolution du stock en eau dans la zone non saturée et du niveau piézométrique en un point de la nappe. Le modèle est beaucoup plus fiable et plus robuste qu'un modèle pluie-niveau classique qui ne reproduit les niveaux qu'à partir d'un coefficient d'emmagasinement généralement mal connu. En particulier, l'estimation de la recharge doit être beaucoup plus précise et le modèle peut être utilisé en extension de données pour analyser les fluctuations des ressources en fonction de la variabilité climatique.

SCHEMA DE FONCTIONNEMENT DU MODELE GARDENSOL

Un sol non saturé peut être décrit par deux relations caractéristiques de l'état de saturation :

- une relation perméabilité - teneur en eau,
- une relation succion - teneur en eau.

En pratique, ces relations prennent généralement la forme :

$$K = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{b_k} \tag{1}$$

$$h = h_t \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{b_t} \tag{2}$$

- avec K = perméabilité [LT⁻¹]
- K_s = perméabilité à saturation [LT⁻¹]
- θ = teneur en eau volumique [L³/L³]
- θ_s = teneur en eau à saturation [L³/L³]
- θ_r = teneur en eau résiduelle [L³/L³]
- h = pression (= -succion) [L]
- h_t = pression à demi-saturation [L]
- b_k) exposants
- b_t)

Pour obtenir des solutions intégrables, on a choisi les lois très simples :

. Percolation

On a choisi b_k = 1, c'est-à-dire que la perméabilité décroît linéairement de la valeur K_s à saturation à la valeur 0 pour une teneur en eau θ_k, et on a supposé un gradient unitaire dans tous les cas.

$$PERC = K = K_s (\theta - \theta_k) / (\theta_s - \theta_k) \text{ si } \theta > \theta_k \tag{3}$$

$$PERC = 0 \text{ si } \theta \leq \theta_k$$

avec PERC = percolation

θ_k = teneur en eau correspondant à une perméabilité quasi nulle

. Evapotranspiration

Pour tenir compte du fait que la succion augmente quand la teneur en eau diminue et contrebalance partiellement la diminution de perméabilité, on a supposé une décroissance linéaire de l'évapotranspiration réelle avec l'état de saturation :

$$FL_{ETR} = FL_{ETP} \cdot (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \tag{4}$$

avec FL_{ETR} = flux d'évapotranspiration réelle [LT⁻¹]

FL_{ETP} = flux d'évapotranspiration potentielle [LT⁻¹]

. Ruissellement

La couche supérieure du sol d'un bassin donne lieu généralement à un phénomène de "rétention" (dû en partie à l'interception par la végétation et dans les dépressions du relief). Cet éventuel phénomène peut être simulé par une (faible) capacité d'interception. Quand l'éventuelle capacité d'interception est saturée, le ruissellement est proportionnel à l'état de saturation du sol :

$$FL_{RUI} = FL_{ALI} \cdot CRUIS \cdot (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (5)$$

- avec FL_{RUI} = flux de ruissellement [LT⁻¹]
- FL_{ALI} = flux d'alimentation = P - FL_{ETP} [LT⁻¹]
- P = flux de pluie [LT⁻¹]
- CRUIS = coefficient de ruissellement [sans unités]

On s'intéresse à une épaisseur utile E de sol. On écrit alors l'équation de conservation de l'eau :

$$E \cdot \frac{d\theta}{dt} = FL_{ALI} - PERC - FL_{ETR} - FL_{RUI} \quad (6)$$

En remplaçant les termes de droite par leur expression donnée par les équations (3) à (5), on obtient une équation différentielle qui, étant linéaire, peut être résolue exactement sans faire intervenir de discrétisation des calculs. Seules les conditions aux limites (flux de pluie, flux d'ETP) sont discrétisées à pas de temps fixe.

Le schéma de simulation d'un bassin est présenté sur la figure 1.

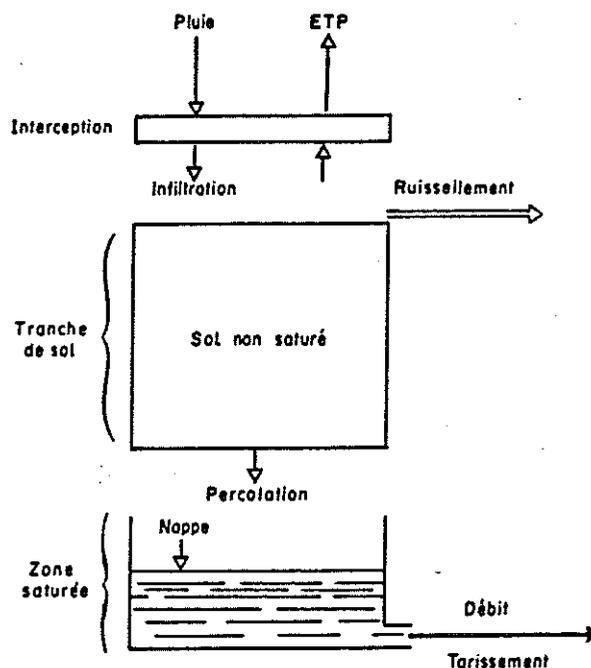


FIGURE 1 - Modèle GARDENSOL - Schéma de fonctionnement

EXEMPLES D'APPLICATION

Trois exemples d'application sont présentés :

- simulation couplée du stock en eau dans la zone non saturée et du niveau piézométrique à Mézières-les-Cléry (Loiret),
- simulation du stock en eau pendant 8 ans dans une parcelle du bassin expérimental de l'Orgeval du CEMAGREF,
- simulation couplée du stock en eau dans la zone non saturée et du niveau piézométrique sur le site expérimental de Lille-Sainghin.

Exemple 1 - Site de Mézières-les-Cléry (Loiret)

Le site de Mézières-les-Cléry se trouve à quelques kilomètres d'Orléans (France) et il a été équipé en 1979 et 1980 pour suivre la migration de boues industrielles dans le sol dans le cadre d'un contrat avec le Ministère de l'Environnement français (Sauter, 1980, Barrès et Sauter, 1985). Une parcelle témoin (non influencée par les boues) a été équipée de 8 tensiomètres répartis entre 20 cm et 175 cm de profondeur. Les teneurs en eau ont également été relevées à la sonde à neutrons 20 fois tous les 20 cm sur 240 cm d'épaisseur de juin 1979 à novembre 1980.

Des sondages ont montré que le sol était composé de 20 cm de terre végétale puis de 10 mètres de sables et graviers (sables rouges) suivis de 7 mètres de marnes surmontant le calcaire aquitainien. Un forage situé à proximité a permis un suivi de la nappe sous-jacente au cours des 5 années de la période 1979/1983. Pendant cette période, 107 mesures de niveau sont disponibles, soit environ 2 mesures par mois. Au cours de cette période, les niveaux étaient compris entre 12 et 15 mètres de profondeur. La nappe était localement légèrement captive près du site, mais elle était libre et alimentée par les pluies à travers le sol de mêmes caractéristiques, à peu de distance.

Un calage a été réalisé en ajustant le modèle -au pas de temps journalier- simultanément sur la série piézométrique et la série des stocks en eau de 0 à 2,40 m de profondeur. Les pluies utilisées sont celles relevées à Mézières de mai 1979 à 1983. Les valeurs nécessaires à l'initialisation des calculs (janvier 1978 à avril 1979), ainsi que quelques valeurs manquantes, ont été prises dans les relevés de la Météorologie Nationale à Orléans-Bricy. L'évapotranspiration potentielle mensuelle a été calculée par la formule de Turc (Turc, 1961) avec les données d'Orléans. L'intégration des profils d'humidité minimale et maximale correspond à des stocks compris entre 283 mm et 335 mm, soit en moyenne pour une tranche de 2,40 m à une teneur en eau minimale de 11,8 % et maximale de 14,0 %.

La figure 2 montre qu'on obtient un très bon ajustement :

- coefficient de corrélation = 0.94 avec les niveaux,
- coefficient de corrélation = 0.93 avec les stocks en eau.

Les paramètres identifiés sont les suivants :

- Zone superficielle
 - . capacité de rétention (et d'interception) : 5 mm
- Zone non saturée
 - . teneur en eau à saturation : 15.8 %
 - . teneur en eau de perméabilité nulle : 12.4 %
 - . teneur en eau résiduelle : 12.0 %
 - . perméabilité à saturation : $8.1 \cdot 10^{-8}$ m/s

- Zone saturée (nappe)
 - . temps de demi-tarissement : 5 mois*
 - . coefficient d'emmagasinement : 8.2 %
 - . niveau de base local : 17.00 m sous le sol

* soit une transmissivité de $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ pour une distance à un exutoire de 1 km.

Le bilan annuel moyen des 5 années 1979-1983 s'écrit alors (en mm/an) :

- pluie	761	-
- évapotranspiration réelle	-	386
- ruissellement superficiel	-	-
- infiltration	-	383
- différence de stock	8	-
TOTAL	769	769

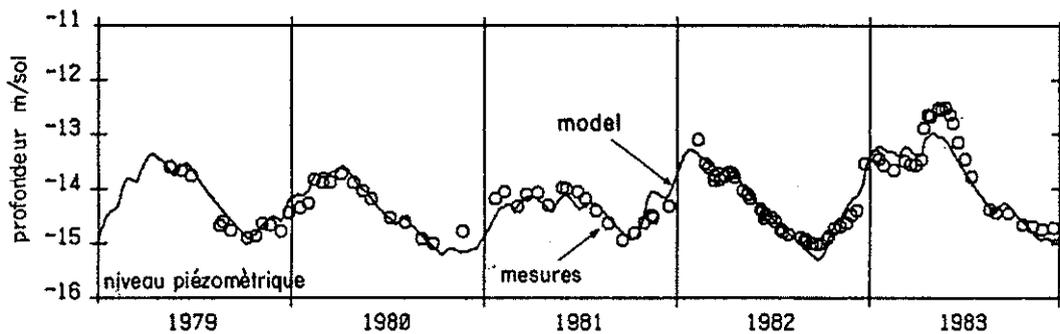
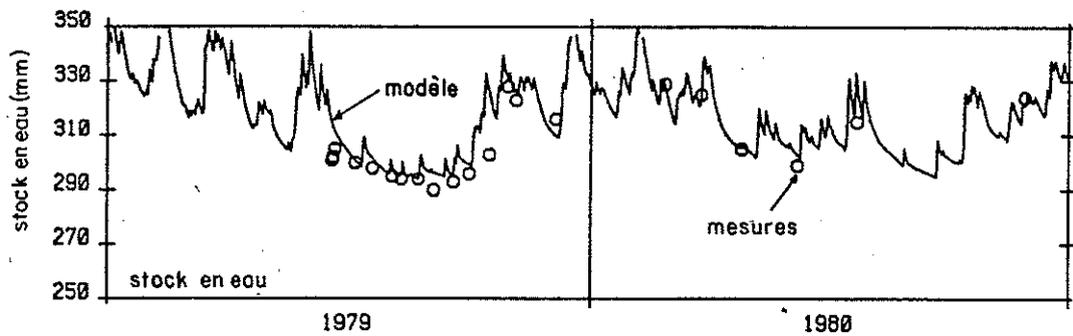


FIGURE 2 - Site de Mézières-les-Cléry

Exemple 2 - Site de Lille-Sainghin

Le modèle **Gardensol** a été appliqué au site de Sainghin en Mélançois, à 8 km au sud-est de Lille. Ce site a été suivi par le BRGM en 1977 et 1978, dans le cadre des contrats d'étude 76-0-1131 et 76-0-1132 avec la Direction Générale à la Recherche Scientifique et Technique (**Ausseur et al.**, 1979). Des mesures dans la zone non saturée étaient réalisées à partir du sol et dans un puits de 1,80 m de diamètre et de 8,30 m de profondeur. La teneur en eau était mesurée tous les 20 cm de profondeur par sonde à neutron. Les hauteurs piézométriques ont été relevées en continu dans 2 piézomètres (P2 et P3) à 100 m du puits de mesure mais seules celles du piézomètre P2 -les plus régulières- ont été exploitées dans cet exemple d'application. Le calage du modèle a été réalisé en ajustant le modèle au pas de temps journalier, simultanément sur les 305 observations de niveau piézométrique et sur les 16 valeurs de stock en eau de 0 à 4 m. Les pluies utilisées sont celles relevées sur le site même (complétées en 1976 par les pluies de Lille pour l'initialisation des états du modèle). L'évapotranspiration potentielle a été calculée par la formule de Turc avec les données moyennes de Lille.

La figure 3 montre un bon ajustement à la fois sur les niveaux (corrélation : 0,99) et sur les stocks en eau (corrélation : 0,91). Les paramètres identifiés lors de cette application sont les suivants :

- Zone superficielle
 - . capacité de rétention (et d'interception) : 31 mm
- Zone non saturée
 - . teneur en eau à saturation : 43.6 % (1743 mm pour 4 m)
 - . teneur en eau de perméabilité nulle : 36.3 % (1451 mm pour 4 m)
 - . teneur en eau résiduelle : 32.4 % (1297 mm pour 4 m)
 - . perméabilité à saturation : $2.4 \cdot 10^{-7}$ m/s
- Zone saturée (nappe)
 - . temps de demi-tarissement : 5.7 mois*
 - . coefficient d'emmagasinement : 4.9 %
 - . niveau de base local : 12.38 m/sol

* soit une transmissivité de $9.2 \cdot 10^{-4}$ m²/s pour une distance à un exutoire de 1 km.

Le bilan hydrologique annuel de la période 1977/1978 est donné dans le tableau 1.

TABLEAU 1 - Bilan hydrologique moyen en mm/an de la période 1977-1978 à Lille-Sainghin

- pluie	625	-
- évapotranspiration réelle	-	438
- ruissellement superficiel	-	-
- infiltration	-	178
- différence de stock	-	9
TOTAL	625	625

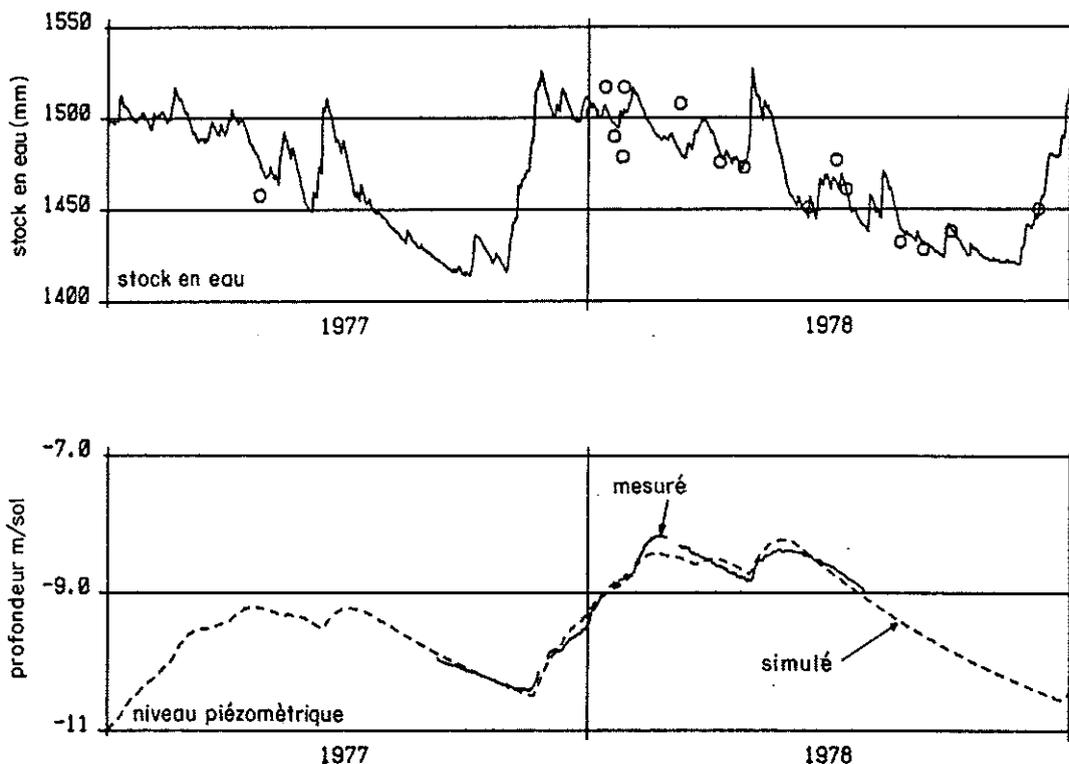


FIGURE 3 - Site de Lille-Sainghin 1977/1978

Exemple 3 - Bassin de l'Orgeval (sous-bassin de Mélarchez)

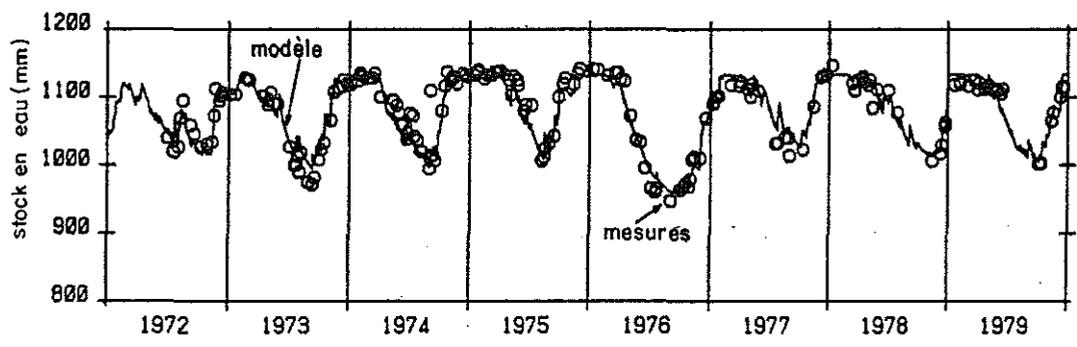
Les données de stock en eau proviennent du tube n° 10 implanté jusqu'à 3,10 m de profondeur dans la parcelle de Boissy-le-Chatel (C. Loumagne, 1984). Cette parcelle drainée (drains à 0,70 m sous le sol) de 615 m², qui ne donne lieu à aucun ruissellement de surface appréciable, fait partie du sous-bassin de Mélarchez (7 km²), inclus dans le bassin expérimental de l'Orgeval du CEMAGREF. Les teneurs en eau ont été relevées 200 fois à la sonde à neutron jusqu'à 3,05 m de profondeur pendant les 8 années de la période 1972/1979. Les données de stock en eau de cette très longue série, ainsi que la pluie journalière relevée de 1971 à 1979 à Boissy-le-Chatel ont été communiquées par le CEMAGREF. L'évapotranspiration potentielle est celle calculée pendant la même période par la formule mensuelle de Turc, avec les données de Paris.

Un calage -sur les 200 mesures de stock en eau- a permis un bon ajustement (coefficient de corrélation : 0,95), comme le montre la figure 4a. Pour contrôler la fiabilité et la robustesse du modèle, deux autres calages ont été réalisés sur des périodes de 4 années : 1972/1975 et 1976/1979. Les figures 4b et 4c montrent que un modèle calé sur 4 ans permet très bien de simuler les stocks des 4 autres années.

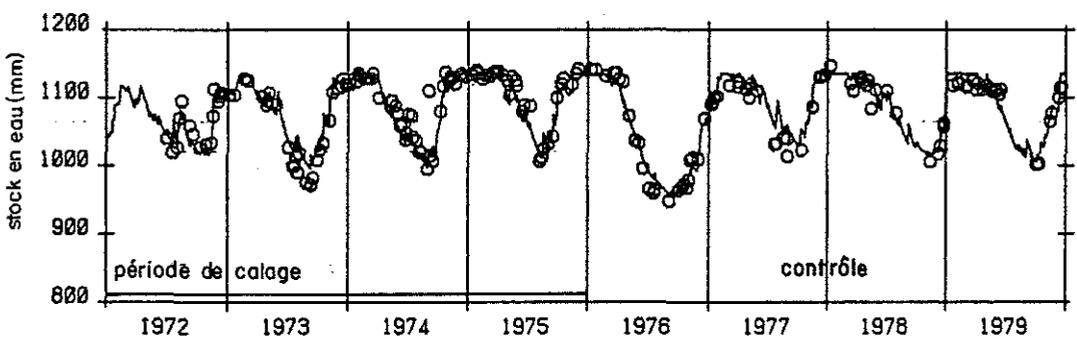
La capacité de prédiction du modèle peut être appréciée au moyen du critère d'efficacité CE de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) défini par

$$CE^2 = 1 - s^2/E^2 \tag{7}$$

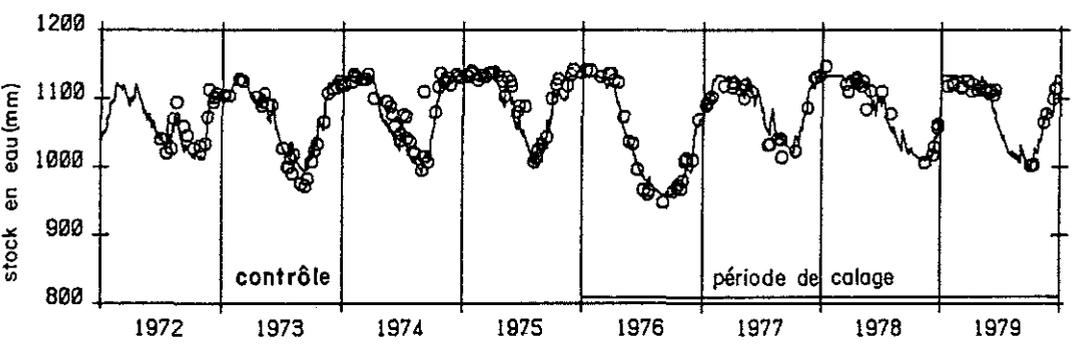
avec : s^2 = écart quadratique moyen sur la période de contrôle
 E^2 = variation quadratique moyenne du stock observé sur la période de contrôle, par rapport à la moyenne du stock sur la période de calage



a) Calage sur toute la période 1972/1979



b) Calage sur la période 1972/1975



c) Calage sur la période 1976/1979

FIGURE 4 - Stock en eau parcelle de Mélarchez, bassin de l'Orgeval

Les paramètres identifiés sont décrits dans le tableau 2.

TABEAU 2 - Paramètres de calage du modèle sur le site de Mélarchez

	Période de calage		
	1972/1979	1972/1975	1976/1979
- Zone superficielle			
. capacité de rétention et d'interception (mm)	55	56	67
- Zone non saturée			
. teneur en eau à saturation %	39.7	39.6	39.1
. teneur en eau de perméabilité nulle %	35.4	35.6	35.0
. teneur en eau résiduelle % *	30.7	30.6	30.8
. perméabilité à saturation m/s	$7.4 \cdot 10^{-4}$	$9.9 \cdot 10^{-4}$	$8.6 \cdot 10^{-4}$
. coefficient d'ajustement	0.951	0.936	0.970
. critère d'efficacité de Nash	-	0.966	0.928

*Cette valeur élevée de perméabilité ne doit pas être prise dans l'absolu, compte tenu des drains qui sont responsables de la diminution des stocks d'eau.

Cette application montre que le modèle permet de bien simuler une longue série avec, en particulier, des années très sèches (1976 avec un stock très bas) et des années humides (1972, 1978, 1979). La simulation est nettement meilleure que celle qu'on obtiendrait avec un simple modèle à capacité de rétention qui s'assèche de la même manière tous les étés.

Le bilan annuel moyen des 8 années 1972-1979 est donné dans le tableau 3.

TABEAU 3 - Bilan moyen annuel en mm/an de la période 1972-1979

- pluie	669	-
- évapotranspiration réelle	-	520
- ruissellement superficiel	-	-
- infiltration	-	120
- différence de stock	-	29
TOTAL	669	669

CONCLUSION

Le modèle **Gardensol**, qui est décrit dans cette communication, permet de représenter efficacement les variations de teneur en eau d'un sol soumis à la pluie, à l'évapotranspiration potentielle et au drainage naturel. Il permet ainsi de prévoir simultanément les variations de teneur en eau dans la zone non saturée et les variations de niveau piézométrique dans la nappe sous-jacente. Trois exemples d'applications ont été présentés et une étude de robustesse a montré que le calage est stable puisqu'un calage réalisé sur 4 ans (à Mélarchez-Orgeval) a permis d'extrapoler les teneurs en eau sur les 4 autres années. Le modèle peut donc être utilisé en extension de données pour apprécier -après calage sur quelques années d'observations- la variabilité de la ressource à partir d'une longue série de données climatiques. D'autres applications plus récentes (par exemple **Thiéry**, 1988b) ont confirmé l'intérêt de ce modèle. Dans les cas, assez rares cependant, où l'on dispose également de chroniques de mesures de charges dans la zone non-saturée et de données de perméabilité dans la zone non saturée, il est certainement plus intéressant d'utiliser un modèle physique suivant la loi de Richards comme celui décrit par **Thiéry** (1988c) bien que sa mise en oeuvre soit plus longue et plus délicate.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Ausseau J.Y., Bonnet M., Sauty J.P., Vandenbeusch M. (1979).- Recharge des nappes à travers la zone non saturée. Mesures et modélisation.- Rapport BRGM 79 SGN 787 HYD.

Barrès M., Sauter M. (1985).- Etude sur site expérimental de la migration en terrain semi-perméable d'effluents issus de boues industrielles.- ANRED, Ministère de l'Environnement, contrats n° 83-145 et 83-284.- Rapport BRGM 85 SGN 015 EAU.

Johansson P.O. (1987).- Methods for estimation of natural groundwater recharge directly from precipitations -comparative studies in sandy till- NATO Advances Research Workshop on Estimation of natural recharge of groundwater, Antalya, Turquie, 7-15 march, 1987.- In : Estimation of natural groundwater recharge, ed. by I. Simmers.- Dordrecht : Reidel, 1988, pp. 239-270 (NATO Asi Series. C. Mathematical and Physical Sciences, 222).

Loumagne C. (1984).- Prévision du coefficient d'écoulement.- Rapport de stage, juin 1984.- Université de Paris-Sud, Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique, et CEMAGREF Antony, Division d'Hydrologie-Hydraulique.

Nash J.E. and Sutcliffe S.V. (1970).- Riverflow forecasting through conceptual models.- J. Hydrol., vol. 10.

Rambal S. (1987).- Evolution de l'occupation des terres et ressources en eau en région méditerranéenne karstique.- Journ. Hydrol., vol. 93, pp. 339-357.

Roche P.A. and Thiéry D. (1984).- Simulation globale de bassins hydrologiques.- Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA.- BRGM Rapp. 84 SGN 337 EAU.

Sauter M. (1980).- Etude sur site expérimental de la migration en terrain semi-perméable d'effluents issus de boues industrielles.- Thèse de doctorat de 3ème cycle à l'Université d'Orléans UER de Sciences fondamentales et appliquées.- Ressources et matériaux minéraux.- Novembre 1980.

Thiéry D. (1987).- Analysis of long-duration piezometric records from Burkina-Faso used to determine aquifer recharge.- NATO Advanced Research Workshop on Estimation of natural recharge of groundwater, Antalya, Turquie, 7-15 march, 1987.- In : Estimation of natural groundwater recharge, ed. by I. Simmers.- Dordrecht : Reidel, 1988, p. 477-489 (NATO Asi Series. C. Mathematical and Physical Sciences. 222).

Thiéry D. (1988a).- Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model.- J. Hydrol., vol. 97, pp. 129-148.

Thiéry D. (1988b).- Evaluation par modèle semi-global de la recharge d'un aquifère par les pluies à travers la zone non-saturée.- Application à un site de stockage en surface de déchets radioactifs de faible et moyenne activité.- Colloque international Hydrogéologie et sûreté des dépôts de déchets radioactifs et industriels toxiques.- AIH Orléans, France, juin 1988.

Solving Richards equation

Thiéry D. (1988c).- Calculation of natural aquifer recharge from rainfall with an unsaturated zone model.- Communication au Symposium International de l'AIRH sur "Interaction entre eaux souterraines et eaux de surfaces", 30 mai-3 juin 1988, Ystad, Suède.

Turc L. (1961).- Evaluation des besoins en eau d'irrigation.- Evapotranspiration potentielle.- Ann. Agron., 12.