



HAL
open science

Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano sahélien par modélisation hydrologique globale: application à dix sites au Burkina Faso.

Christophe Filippi, Frédéric Milville, Dominique Thiéry

► To cite this version:

Christophe Filippi, Frédéric Milville, Dominique Thiéry. Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano sahélien par modélisation hydrologique globale: application à dix sites au Burkina Faso.. Hydrological Sciences Journal, 1990, 35 (1-2), pp. 29 47. 10.1080/02626669009492403 . hal-01061972

HAL Id: hal-01061972

<https://brgm.hal.science/hal-01061972>

Submitted on 8 Sep 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.

Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: Application a dix sites au Burkina Faso

C. FILIPPI, F. MILVILLE & D. THIERY

Département Eau, Environnement et Energie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BP 6009, 45060 Orléans, Cédex, France

Résumé L'essor considérable de l'exploitation des eaux souterraines en région soudano-sahélienne a rendu nécessaire d'évaluer l'alimentation naturelle des aquifères à partir des précipitations de pluie. Une recherche par un groupement international d'organismes a été réalisée en 10 sites regroupés en trois régions du Burkina-Faso. Chaque site a été équipé d'une station climatique et d'un dispositif de suivi en continu des niveaux de la nappe en 1985 et 1986 et a fait l'objet de pompages d'essai. Les données piézométriques de chaque site ont été analysées séparément par des modèles hydrologiques globaux pluie-ETP-ruissellement-recharge. La mise en oeuvre des modèles globaux a montré qu'en l'absence de mesures locales du ruissellement superficiel il n'est pas possible de les caler de manière unique compte tenu des difficultés d'évaluation du coefficient d'emmagasinement des aquifères. Une analyse des mesures de ruissellement superficiel dans des bassins voisins associée à une hypothèse d'homogénéité des paramètres des modèles dans une même région a permis d'obtenir un calage unique qui constitue le meilleur compromis possible entre toutes les données. Une simulation des niveaux piézométriques de la période 1954-1986 et de la recharge, à partir des relevés piézométriques disponibles en 4 stations synoptiques, a permis d'évaluer la variabilité de la recharge et de situer statistiquement la période d'observation de 1985-1986. La recharge annuelle calculée varie d'une année à l'autre dans un rapport 1 à 2 ou 1 à 3 selon le site. La simulation fait apparaître que la recharge calculée en 1985 est proche du minimum de la période 1954-1986 dans les régions de Katchari, Silmissin et Barogo et proche de la moyenne dans la région de Sideradougou.

Evaluation of natural recharge to aquifers in the Sudan-Sahel climate using global hydrological modelling: application to ten sites in Burkina Faso

Abstract The considerable effort made to exploit groundwater in the Sudan-Sahel region made necessary the evaluation of the

natural aquifer flow due to rainfall. Research by an international group of organisations was performed at ten sites within three regions of Burkina-Faso. Each site was equipped with a climate station and a continuous groundwater-level recorder during 1985 and 1986 in order to make pumping tests. The piezometric measurements at each site have been separately analysed using lumped hydrological models simulating the processes of rainfall, evapotranspiration, streamflow and recharge. The operation of the models showed that, in the absence of surface flow measurements, it is not possible to resolve uniquely the difficulties of estimating the storage coefficient of aquifers. An analysis of surface flow measurements in neighbouring basins associated via a hypothesis of model parameter homogeneity within a given region has allowed a conclusion to be reached which constitutes the best possible compromise between all the data. A simulation of piezometric levels and recharge in the period 1954–1986, from available piezometric abstracts at four synoptic stations, permitted the evaluation of the variability of recharge and a statistical assessment of the 1985–1986 period of observation. The calculated annual recharge varies from year to year in the ratio of one to two or one to three according to the site. The simulation indicated that the recharge calculated for 1985 is near the minimum of the period 1954–1986 in the regions of Katchari, Silmissin and Barogo, and near the mean in the region of Sideradougou.

INTRODUCTION

Depuis une dizaine d'années, l'exploitation de l'eau souterraine captée dans les roches de socle en zone soudano-sahélienne a connu un essor considérable. Des milliers de forages ont été réalisés et exploités dans des régions considérées comme pauvres en eau. Prévoir la durée d'une exploitation et le débit à lui associer passe par une évaluation de la ressource renouvelable c'est-à-dire de la recharge: cette connaissance est en effet indispensable pour définir une limite d'exploitation et garantir la pérennité de cette dernière, par delà la saison sèche, ou mieux, une série d'années à précipitations déficitaires. Il est bien sûr possible de prélever plus que la recharge moyenne par surexploitation mais il s'agit d'une exploitation de type minier puisque l'on entame les réserves non renouvelables: un tel mode d'exploitation ne peut être que très limité dans le temps.

Tant que les points de prélèvement sont largement disséminés avec des objectifs de consommation limités à quelques $\text{m}^3 \text{ jour}^{-1}$, le problème de la recharge se pose avec peu d'acuité. Par contre dès qu'il s'agit de prélèvements ponctuels importants, soit pour l'alimentation de centres urbains, soit pour l'irrigation de périmètres de petite ou moyenne hydraulique, la gestion de la ressource en eau souterraine nécessite que l'on évalue la recharge annuelle et sa variabilité interannuelle.

Une opération de recherche réalisée par le groupement BRGM-

AQUATER avec la participation de la Direction de l'Hydraulique et de l'Équipement Rural du Burkina Faso (HER) et du Comité Inter États d'Études Hydrauliques (CIEH) et financée par la Communauté Economique Européenne, le Ministère français de la Coopération et du Développement et le Ministère italien des Affaires Etrangères a permis d'étudier la possibilité d'évaluer la recharge des aquifères en climat soudano-sahélien Carlier *et al.*, 1986). Dix sites ont été sélectionnés au Burkina Faso dans les trois régions suivantes (Fig. 1):

Région sud: 3 stations dans le région de Banfora - Niangoloko: climat Sud-Soudanien;

Région centre: 4 stations dans la région de Ouagadougou - Ziniaré et Boussé: climat Nord Soudanien; et

Région nord: 3 stations dans la région de Dori Aribinda et Gorom Gorom: climat Sahélien.

Chaque site a été équipé d'une station climatique ainsi que d'un dispositif de suivi en continu des niveaux de la nappe. Des pompages d'essai

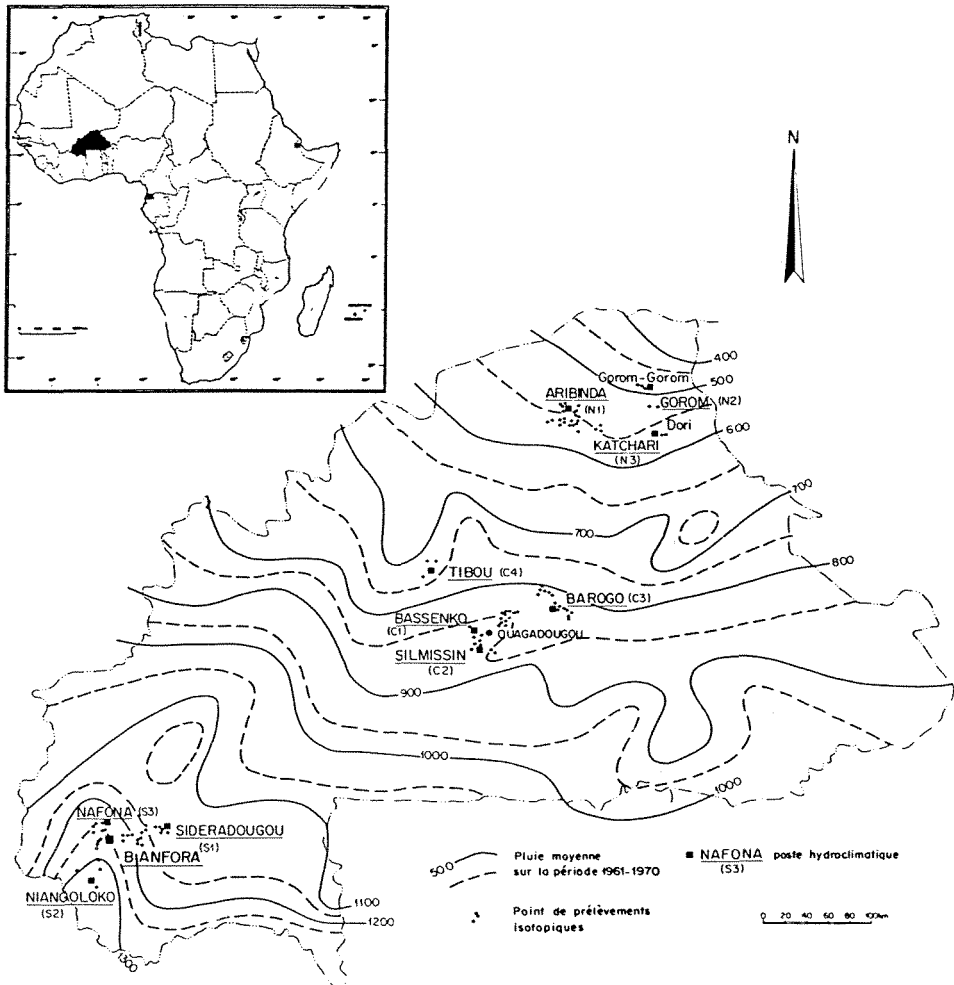


Fig. 1 Localisation des sites de mesures.

ont, en outre, été réalisés pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Une campagne de mesures isotopiques a également été réalisée mais elle ne fait pas l'objet de cette publication.

CHOIX DE LA METHODE DE CALCUL DE LA RECHARGE

La recharge des aquifères par les pluies est soumise à des variations très importantes à l'échelle d'une région ou de tout le pays. En un site donné, la recharge varie également considérablement d'une année à l'autre sous l'influence de fluctuations climatiques interannuelles. Pourtant, tous les projets d'exploitation d'eaux souterraines sont conditionnés par l'importance de la ressource disponible qui est, à long terme, limitée par la recharge des nappes par les pluies. L'objectif fixé est d'évaluer cette recharge sur les dix sites étudiés pendant l'année 1985 par une modélisation hydrologique globale pluies-niveaux. Si les résultats obtenus une année donnée, en dix sites particuliers, ne permettent pas de prédire directement la valeur de la recharge moyenne en d'autres sites au Burkina-Faso (sans mesures au site), ils constituent un échantillon de valeurs destinées à servir de références et permettant une extension de données.

L'évaluation de la recharge naturelle des nappes souterraines a toujours été très difficile et diverses techniques ont été envisagées classiquement pour y parvenir, requérant le plus souvent un équipement sophistiqué et coûteux des sites d'observation. Parmi celles-ci, les méthodes les plus proches des mesures directes du phénomène, évaluant la recharge par simple différence entre termes du bilan d'eau, sont dites climatiques. Elles consistent à mesurer précisément l'évapotranspiration réelle et la pluie sur des stations hydroclimatiques; très lourdes, elles ne se prêtent pas à une mise en oeuvre sur des sites multiples répartis sur tout le pays. De plus ces méthodes ne permettent pas de quantifier la part des pluies efficaces transformées en écoulements de surface et la part des pluies efficaces réellement infiltrée et ne peuvent être contrôlées in situ.

D'autres techniques, conçues initialement pour l'aménagement agricole et l'irrigation, consistent à suivre en continu dans le temps l'état d'humidité et de pression (suction) dans le sol. Elles permettent de quantifier les flux d'infiltration effectifs des premiers mètres du sol vers la nappe, dans la zone non saturée située au-dessus de la nappe. De telles méthodes (dites à plan de flux nul, loi de Richards) présentent l'inconvénient d'être d'application très locale (à l'échelle du mètre carré) et de nécessiter, aussi, une instrumentation et un suivi très lourds (profils fréquents à la sonde à neutrons, relevés et entretien d'une batterie de tensiomètres). Elles ne se prêtent pas non plus à une analyse sur des sites multiples éloignés les uns des autres.

Les méthodes de simulation numérique de l'effet de la recharge sur les nappes elles-mêmes permettent de remonter au calcul de l'infiltration dans des contextes climatiques et géologiques divers.

Ce type de simulation consiste à analyser les réactions de la nappe

aux pluies et à l'évapotranspiration pour déduire les lames d'eau infiltrées qui provoquent la recharge (Thiery, 1987, 1988e). Il repose sur l'établissement des fonctions de production et de transfert entre un flux entrant - l'excédent de pluies - un flux sortant - l'évapotranspiration réelle et le ruissellement - et le transit souterrain de l'eau qui engendre la recharge.

Ces calculs sont réalisés au pas de temps journalier avec le modèle global de relation pluies-niveaux GARDENIA du BRGM (Roche & Thiery, 1984, Thiery, 1988a).

DONNÉES DISPONIBLES

Pluviométrie

On dispose sur chacun des dix sites d'un pluviographe qui a enregistré les pluies journalières de mars ou avril 1985 à septembre 1986, soit dix huit mois au minimum. L'initialisation des calculs avant la période d'observations des niveaux a nécessité que l'on complète les chroniques de données recueillies in situ par des chroniques pluviométriques recueillies, en 1983 et 1984, en des postes voisins: Gorom-Gorom, Ouagadougou et Banfora.

Evapotranspiration potentielle

Les évapotranspirations potentielles mensuelles ont été calculées par la formule mensuelle de Turc (Turc, 1961) en utilisant les données climatiques (température de l'air, durée d'insolation, humidité relative) mesurées sur le site avec les appareils suivants: thermographe, pluviographe, thermomètre maxima, thermomètre minima et limnigraphe horizontal. Ces données ont été complétées par les valeurs d'insolation et d'humidité relative de l'air mesurées dans les stations synoptiques de Dori, Ouagadougou et Bobodioulasso. Pour l'année 1986, l'absence de données a conduit à utiliser les moyennes mensuelles interannuelles calculées sur la période 1953-1983 à ces stations. L'évapotranspiration potentielle de tous les jours d'un mois est considérée comme constante et égale au 1/30 du total mensuel.

Lithologie et piézométrie

Les limnigrammes des dix sites ont été discrétisés au pas de temps journalier. Plusieurs graphiques piézométriques montrent une rémanence non négligeable des effets des pompages d'essai effectués en fin de foration au début de 1985. Selon le cas, une à trois semaines de mesures piézométriques immédiatement après les essais ont donc été écartées. La durée des enregistrements retenus pour la modélisation ainsi que la nature lithologique de l'aquifère (qui est toujours recouvert de 10 à 20 mètres d'arènes argileuses) est indiquée dans le Tableau 1.

Tableau 1 Durée des enregistrements de niveaux non perturbés et nature lithologique de l'aquifère

Stations	Niveau moyen (m sol)	Amplitude de variation du niveau durant l'enregistrement (m)	Début de l'enregistrement utilisée	Fin de l'enregistrement utilisée	Durée de l'enregistrement (mois)	Lithologie
Nord						
Gorom-Gorom	39.0	0.8	31.03.85	01.10.86	18.0	gabbro + gneiss
Aribinda	35.5	1.0	22.02.85	09.09.86	18.5	schistes
Kaichari	29.0	2.6	14.03.85	08.07.86	15.5	diorite
Centre						
Basseko	6.5	1.7	15.12.84	15.09.86	21.0	granite
Silmissin	17.5	1.0	23.03.85	15.09.86	17.5	granite
Barogo	19.0	2.7	09.03.85	16.09.86	17.0	roches vertes + V
Tibou	16.5	2.5	23.03.85	15.09.86	17.5	schistes
Sud						
Niangoloko	15.0	2.4	13.01.85	24.07.86	18.5	granite
Nafona	6.0	9.6	29.01.85	19.09.86	19.5	schistes + Q
Sideradougou	5.0	6.1	21.01.85	18.09.86	19.5	gabbros

V = volcanites; Q = quartzite

Ruissellement

Il n'était pas prévu, dans le cadre du projet décrit dans ce texte, de mesurer les écoulements superficiels.

Le trois zones étudiées appartiennent respectivement aux bassins versants du Gorouol au Nord, de la Volta Blanche au Centre et de la Comoe au Sud-Ouest.

La station de Dolbel sur le Gorouol contrôle un bassin versant de 7500 km². Cette rivière, affluent en rive droite du Niger, est temporaire avec un étiage toujours nul, généralement situé entre décembre et avril.

La lame d'eau écoulée annuellement sur la période 1961-1973 varie entre 18.7 et 54.7 mm - c'est-à-dire dans un rapport 1 à 3 - autour d'une valeur médiane déterminée sur 13 ans qui est de 34.4 mm.

Dans la même région nord, sept sous bassins du bassin endoréique de la Mare d'Oursi, de superficies comprises entre 0.8 et 105 km², ont été étudiés par l'ORSTOM entre 1976 et 1981 (Chevalier, 1982, 1985, Chevalier *et al.*, 1985). Quinze à vingt crues par an ont été observées sur ces bassins pour lesquels la précipitation annuelle moyenne est de l'ordre de 450 mm.

Le Tableau 2 (extrait de Chevalier *et al.*, 1985) récapitule les coefficients d'écoulement annuel cités pour ces cours d'eaux. Le coefficient d'écoulement annuel est le rapport entre le volume total écoulé à l'exutoire d'un bassin versant dans une année hydrologique et le volume total des pluies reçues pendant cette année.

Tableau 2 *Variabilité du coefficient d'écoulement*

<i>Nom du bassin</i>	<i>Surface (km²)</i>	<i>Coefficient d'écoulement (% de la pluie annuelle)</i>	<i>Période</i>
<i>Jalafanka</i>	<i>0.8</i>	<i>30 à 45</i>	<i>1977-1981</i>
<i>Kolel</i>	<i>1.1</i>	<i>3 à 32</i>	<i>1976-1981</i>
<i>Polaka</i>	<i>9.1</i>	<i>9 à 22</i>	<i>1876-1980</i>
<i>Tchalol</i>	<i>9.2</i>	<i>15 à 37</i>	<i>1976-1980</i>
<i>Outardes</i>	<i>16.5</i>	<i>14 à 26</i>	<i>1976-1980</i>
<i>Gountoure</i>	<i>24.6</i>	<i>13 à 37</i>	<i>1976-1980</i>
<i>Taïma</i>	<i>105.0</i>	<i>11 à 22</i>	<i>1976-1981</i>

Dans la zone centrale, la station de Lumbila sur le Massili, affluent de rive droite de la Volta Blanche, contrôle un bassin versant de 2100 km². Cette rivière est temporaire avec un écoulement qui se manifeste de mai à octobre. Les lames d'eau écoulées annuellement sur la période 1956-1970 sont comprises entre 3.7 et 47.7 mm autour d'une valeur moyenne inter-annuelle de 19.3 mm (Moniod *et al.*, 1977; ORSTOM, 1977).

La zone sud-ouest est drainée vers la Comoe. Les données concernant la Comoe dont on dispose se réfèrent à la station d'Aniassue qui contrôle un bassin versant de 66 500 km². Pour les années 1968-1969 et 1969-1970, les proportions d'écoulements annuels sont respectivement de 15 et 10%. Il

convient toutefois de signaler que la région étudiée se situe en tête du bassin versant et que les données précédentes, concernant un grand bassin versant, sont difficilement transposables à de petites unités emboîtées dans ce grand bassin. Il existe également des valeurs d'écoulement annuels de petits bassins sahéliens (Rodier, 1975, 1985) et en région tropicale (Rodier, 1976a, 1976b).

MODELISATION DES VARIATIONS DE NIVEAU PIEZOMETRIQUE

Principe du modèle GARDENIA

C'est un modèle global à réservoirs qui établit un bilan entre les pluies, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration. L'infiltration est traduite en niveau de nappe (jour par jour) qui est comparé avec les observations (Thiery, 1988a).

Le modèle est composé de trois réservoirs superposés (Fig. 2). Le premier réservoir RU est caractérisé par sa capacité de rétention maximale ou plutôt par son déficit maximal. Il représente l'effet de rétention des premiers centimètres du sol. Ce réservoir est alimenté par les précipitations et vidangé par l'évapotranspiration. On ne peut observer de ruissellement, ni d'infiltration avant qu'il ne soit saturé ce qui est une simplification de la réalité surtout en période de crues violentes. Il prend en compte à la fois l'effet d'interception dans les dépressions du sol et schématise "l'effet de clapet" du sol non saturé selon son état d'humidité.

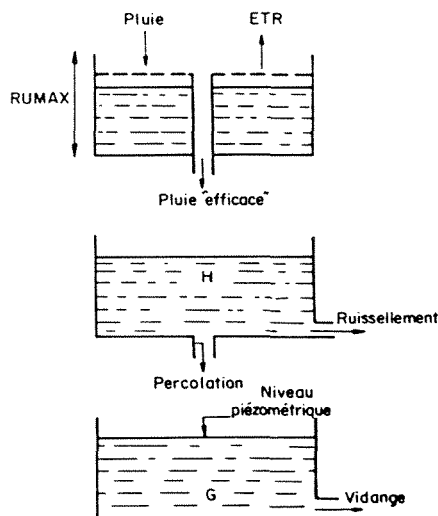


Fig. 2 Schéma de fonctionnement du modèle hydrologique GARDENIA pour la simulation des niveaux piézométriques.

Le deuxième réservoir H alimenté quand le réservoir RU est saturé assure le transfert à la nappe à travers la zone non saturée et la répartition

entre ruissellement et infiltration: plus le niveau dans ce réservoir est élevé - à la suite de fortes précipitations - plus la proportion de ruissellement sera grande. Sa vidange par percolation suit une loi exponentielle.

Le troisième réservoir G, alimenté par le réservoir intermédiaire H, se vidange gravitairement sous forme d'un débit souterrain, suivant une loi exponentielle. Ce réservoir simule une bande d'aquifère limitée d'un côté par une crête piézométrique et de l'autre par une condition de drainage (marigot). Il fait intervenir un coefficient d'emmagasinement en nappe libre.

L'ensemble des flux calculés représente, jour par jour, les termes du bilan hydrologique: l'évapotranspiration, le ruissellement, l'infiltration et la recharge des aquifères. Les valeurs optimales des paramètres ne peuvent être mesurés sur le terrain. Elles sont déterminées par un processus de calcul itératif, à partir de valeurs initiales, qui recherche le meilleur ajustement entre les niveaux piézométriques mesurés et les niveaux piézométriques calculés.

L'inertie hydrologique d'un système sol-nappe étant parfois considérable, le calcul des premières valeurs de la piézométrie dépend considérablement des pluies des années précédentes. Pour la prendre en compte, on doit démarrer les calculs plusieurs années avant la période d'observations.

Calage des modèles de simulation

Le pas de temps journalier a été retenu pour toutes les simulations. Il permet une identification fine de la relation pluies-niveaux et une répartition précise des termes du bilan hydrologique, en tenant compte du rôle d'écêtement joué par la capacité de rétention en eau du sol.

Le processus de calage idéal consisterait à introduire dans le modèle, en complément de la série des niveaux piézométriques observés une série de mesures de débits de ruissellement superficiel et la valeur du coefficient d'emmagasinement libre de l'aquifère. On a expliqué plus haut que des mesures de débit n'étaient pas envisageables dans le cadre de ce projet.

La complexité d'observation du ruissellement à l'échelle de la parcelle, avant collecte par des cours d'eau temporaires rend en effet très difficile toute mesure directe. La proportion de ruissellement sera évaluée par le modèle et confrontée avec les valeurs plausibles déterminées sur des bassins analogues.

Des pompages d'essais ont permis de déterminer le coefficient d'emmagasinement et la transmissivité en chaque site. Les transmissivités obtenues sont comprises entre 3×10^{-5} et $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Les coefficients d'emmagasinement déterminés dans les aquifères qui sont légèrement captifs en réaction à des sollicitations rapides dans des pompages d'essai correspondent à la compressibilité de l'eau et au tassement des terrains: leurs valeurs sont comprises entre 1×10^{-5} et 5×10^{-4} . Les "coefficients d'emmagasinement" à introduire dans les modèles correspondent par contre aux emmagasineurs de nappe libre, pour tenir compte du fait que les fluctuations lentes du niveau de l'eau se situent, dans la plupart des cas, dans les altérites qui sont en milieu ouvert.

Pour les coefficients d'emmagasinement en nappe libre, nous avons donc relevé les valeurs de sites comparables et mieux connus par des forages en

nombre suffisant. Nous avons estimé que l'ordre de grandeur de ce paramètre est compris entre 1‰ et 5%.

Unicité des calages Dans le cas d'aquifères à réactions très rapides les données de niveau piézométrique permettent à elles seules de déterminer la capacité de rétention du sol: si la valeur est trop faible, les niveaux calculés réagiront trop souvent et trop tôt à des séquences de précipitation; si elle est trop forte, ils réagiront trop tard et parfois ne réagiront pas du tout.

La répartition entre ruissellement et infiltration de la "pluie efficace" calculée se fait alors de manière unique par une répartition non linéaire de l'eau du réservoir H. Cette fonction du modèle ne donne pas un pourcentage fixe d'infiltration, mais écrête les fortes pluies efficaces. Ce réglage de l'écrêtement des fortes pluies efficaces régularise le partage entre infiltration et ruissellement. L'infiltration est alors transformée en variations de niveau piézométrique dont les amplitudes sont inversement proportionnelles aux valeurs choisies du coefficient d'emménagement.

Dans le cas d'aquifères à réactions rapides, un seul couple de valeurs (capacité de rétention et coefficient d'emménagement libre) permet un calage du modèle sur la série piézométrique observée: les valeurs de ces deux paramètres permettent d'établir un bilan hydrologique unique compatible avec la série piézométrique observée.

Dans le cas d'un aquifère très amorti ceci n'est plus valable. Une première série de simulations de dégrossissage réalisées avec différentes valeurs de capacité de rétention et du coefficient d'emménagement libre a montré que pour tous les sites une assez large plage de valeurs de ces deux paramètres conduit à des calages satisfaisants, (Tableaux 3 et 4). Les capacités de rétention identifiées par ces premiers calculs varient de 0 à 70 mm pour les sites du Nord, de 5 à 30 mm pour ceux du Centre et de 0 à 40 mm pour ceux du Sud. En même temps, les coefficients d'emménagement

Tableau 3 Plages de valeurs de la capacité de rétention en eau du sol identifiées par le précalage et valeurs "régionales" retenues

<i>Stations</i>	<i>Plage de valeurs de la capacité de rétention en eau du sol (mm)</i>	<i>Valeur "régionale" retenue (mm)</i>
<i>Nord</i>		
<i>Gorom-Gorom</i>	<i>1 à 20</i>	
<i>Aribinda</i>	<i>10 à 70</i>	<i>10</i>
<i>Katchari</i>	<i>0 à 70</i>	
<i>Centre</i>		
<i>Basseko</i>	<i>5 à 15</i>	
<i>Silmissin</i>	<i>10 à 30</i>	
<i>Barogo</i>	<i>10</i>	<i>10</i>
<i>Tibou</i>	<i>10 à 30</i>	
<i>Sud</i>		
<i>Niangoloko</i>	<i>0 à 40</i>	
<i>Sideradougou</i>	<i>0 à 30</i>	<i>30</i>

Tableau 4 *Plages de valeurs du coefficient d'emmagasinement équivalent identifiées par le précalage et valeurs retenues*

<i>Stations</i>	<i>Plage de valeurs de la capacité de rétention en eau du sol (mm)</i>	<i>Valeur "régionale" retenue (mm)</i>
<i>Nord</i>		
<i>Gorom-Gorom</i>	0.1	0.1
<i>Aribinda</i>	0.1 à 5	5
<i>Kaichari</i>	0.3 à 3	1
<i>Centre</i>		
<i>Basseko</i>	1 à 5	1
<i>Silmissin</i>	1 à 3	3
<i>Barogo</i>	4 à 6	5
<i>Tibou</i>	1 à 5	5
<i>Sud</i>		
<i>Niangoloko</i>	1 à 5	1
<i>Sideradougou</i>	1 à 5	1

varient de 0.1 à 5% pour les sites du Nord, de 1 à 5% pour les sites du Centre et du Sud.

Le site de Nafona, situé dans la région du Sud, n'a pu faire l'objet d'un seul calage satisfaisant et a dû être exclu de la suite des calculs. En effet, la série piézométrique présente une incohérence marquée du niveau de base de l'ordre de deux mètres entre les deux étiages observés.

Ces premiers résultats montrent qu'il est nécessaire de préciser la valeur d'au moins un de ces deux paramètres pour chacun des sites.

Régionalisation des paramètres de calage Nous avons donc été conduits à poser l'hypothèse complémentaire suivante: il existe une relative similitude régionale des sols et l'on recherche la valeur unique de la capacité de rétention qui permet d'obtenir le calage le plus satisfaisant de tous les sites d'une même région. Cette hypothèse tend à rapprocher artificiellement les sites d'une même région mais présente l'avantage de conduire à une évaluation de la recharge qui se rapproche un peu d'une moyenne régionale et surtout d'obtenir un calage stable et unique en limitant la variance globale des paramètres.

Les coefficients d'emmagasinement qui seront identifiés devront être en outre situés dans une plage justifiée par des critères géologiques propres à chaque site.

Les valeurs des paramètres adoptées pour le calage définitif sont présentées dans le Tableau 5. Des capacités de rétention de 10 mm pour les régions du nord et du centre, et de 30 mm pour le Sud ont été adoptées; les coefficients d'emmagasinement libre varient de 0.1% à 5% selon les sites. Les coefficients d'ajustement (qui ont la dimension de coefficients de corrélation) sont généralement très satisfaisants, un seul d'entre eux étant inférieur à 0.90 (site de Sideradougou: 0.88). Les Figs 3 à 5 montrent en effet que les niveaux de la période 1985-1986 sont correctement simulés.

Tableau 5 Paramètres de calage (période 1985–1986)

Stations	Capacité de rétention (mm)	Coefficient d'emmagasinement équivalent (%)	Coefficient d'ajustement
Nord			
Gorom-Gorom	10	0.1	0.94
Aribinda	10	5	0.95
Katchari	10	1	0.90
Centre			
Basseko	10	1	0.94
Silmissin	10	3	0.94
Barogo	10	5	0.93
Tibou	10	5	0.94
Sud			
Niangoloko	30	1	0.96
Sideradougou	30	1	0.88

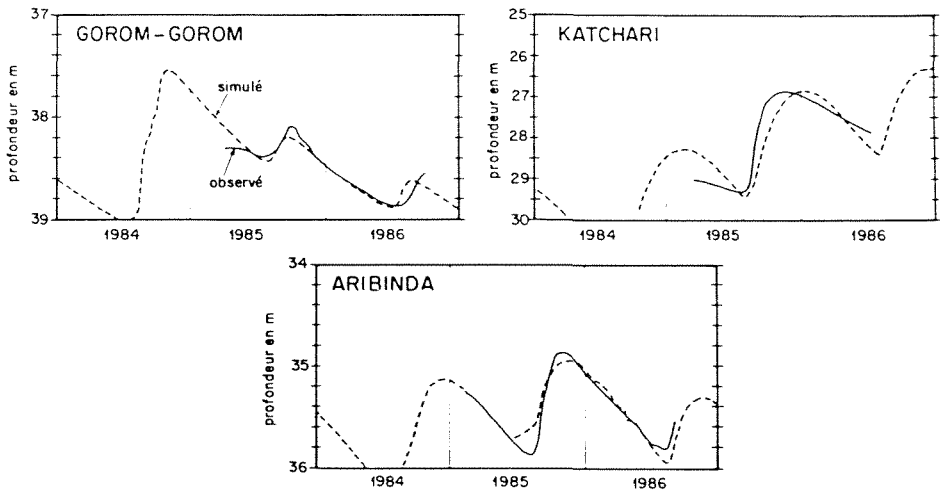


Fig. 3 Simulation des niveaux piézométriques des stations de la région Nord.

Exploitation des modèles de chacun des 9 sites

Evaluation de la recharge en 1985 (Fig. 3 à 5) Le premier résultat produit par le modèle est l'évaluation de la recharge en chaque site, exprimée en lame d'eau pour l'année 1985. Le Tableau 6 rassemble les termes du bilan hydrologique de l'année 1985 pour les 9 sites modélisés avec un bilan journalier.

On constate que, selon les sites, la recharge annuelle calculée pour 1985 varie dans un rapport de 1 à 2 pour le Centre et le Sud et dans un rapport de 1 à 2.6 pour le Nord. Cette variabilité peut être expliquée en remarquant que:

les pluies annuelles présentent une grande variabilité spatio-temporelle

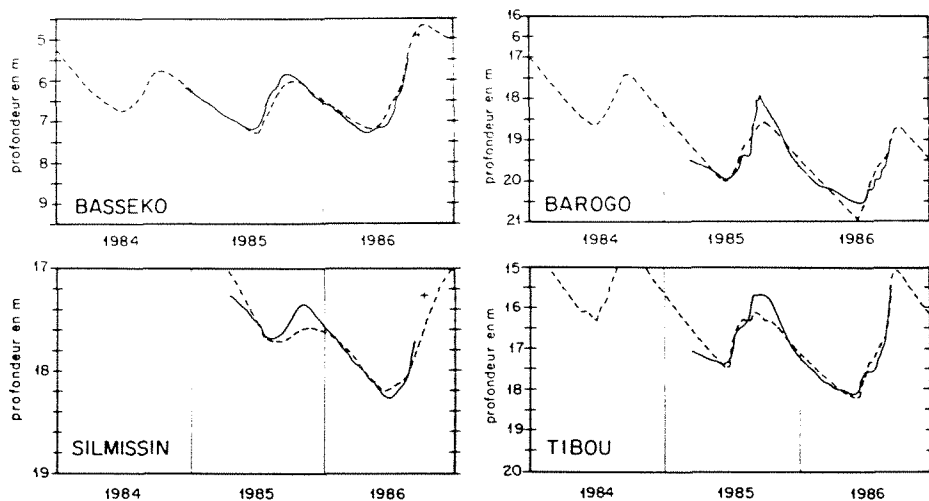


Fig. 4 *Simulations des niveaux piézométriques des stations de la région Centre. Profondeurs en mètres par rapport au sol; — niveaux observés - - - niveaux simulés.*

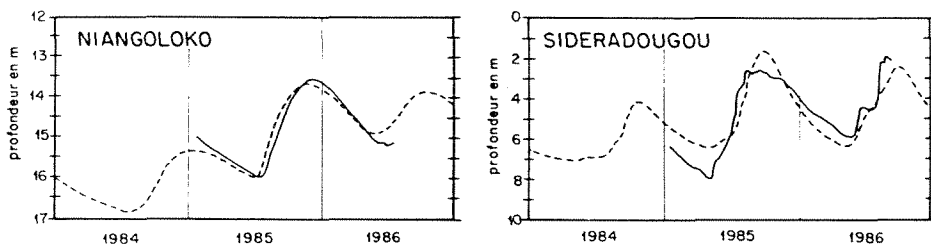


Fig. 5 *Simulations des niveaux piézométriques des stations de la région Sud. Profondeurs en mètres par rapport au sol; — niveaux observés - - - niveaux simulés.*

même à l'échelle d'une région:

la région du Nord, la moins pluvieuse, présente une variabilité de la recharge interannuelle et spatiale accrue, du fait que l'évapotranspiration reprend l'essentiel des apports pluviométriques et que la recharge est très sensible à ces variations. De plus, elle présente des types de sol qui se prêtent mal à l'infiltration.

Ce phénomène est également sensible au Sud. Des écarts de seulement 61 mm sur 1000 mm de pluie annuelle entre les deux sites du Sud et de 22 mm d'ETR sur 650 mm se traduisent par un écart, cette année là, de 138 mm sur la recharge, soit un rapport de 1 à 2 environ.

Evaluation de la recharge sur la période 1954–1986 L'exploitation en extension de données de quatre de ces modèles a permis de reconstituer les évolutions du niveau piézométrique (Fig. 6) et de la recharge (Fig. 7) à l'aide des valeurs des pluies et de l'ETR de la période 1954–1986. Ces 4 sites sont Katchari au Nord, Barogo et Silmissin au Centre, Sidéradougou au Sud.

Tableau 6 Paramètres des calages sur la période 1985-1986 et termes du bilan hydrologique de l'année 1985

1985	Region nord			Region centre			Region sud		
	Gorom-Gorom	Aribinda	Katchari	Basseko	Silmissin	Barogo	Tibou	Niangoloko	Sideradougou
Capacité de rétention (mm)	10	10	10	10	10	10	10	30	30
Coefficient d'emmagasinement équivalent (%)	0.1	5	1	1	3	5	5	1	1
Pluie (mm an ⁻¹)	263	400	430	553	674	522	480	963	1024
Evapotranspiration (mm an ⁻¹)	214	249	250	364	379	336	354	654	632
Ruissellement (mm an ⁻¹)	*2	47	57	24	64	0	0	152	114
Recharge (mm an ⁻¹)	47	111	125	177	133	134	125	129	267
Recharge/pluie (%)	18	28	29	32	20	26	26	13	26

* valeur probablement sous-estimée par le modèle
 (On remarque dans ce tableau que la somme de l'ETR + Ruissellement + Recharge n'est pas exactement égale à la pluie compte tenu des différences de stock entre le début et la fin de la période de calcul)

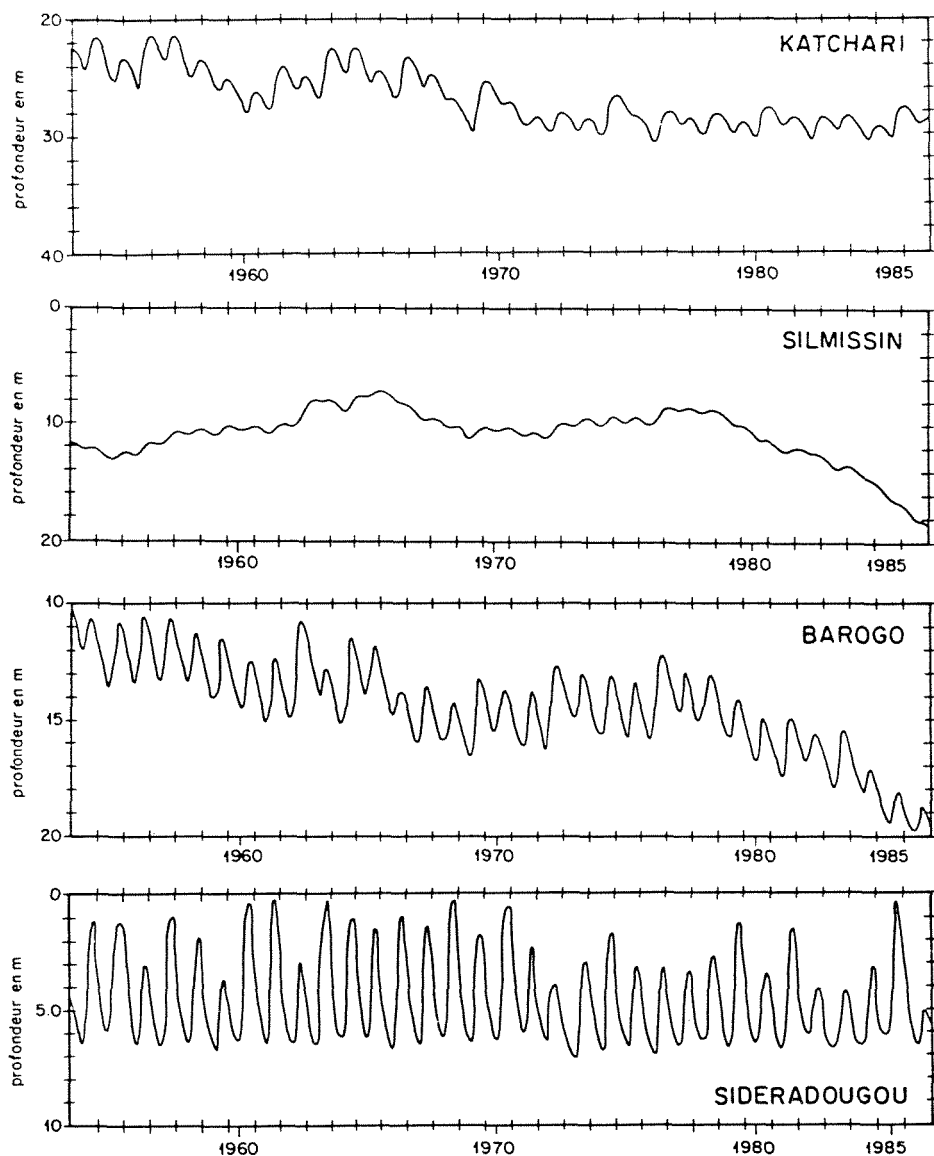


Fig. 6 Reconstitution par extension de données de l'évolution du niveau piézométrique. Sites de Katchari (nord), Silmissin et Barogo (centre), Sideradougou (sud); période 1954-1986; profondeur en mètres par rapport au sol.

Les chroniques pluviométriques proviennent respectivement des stations synoptiques de Dori, Ouagadougou et Bobodioulasso pour la période 1954-1986.

Le bilan hydrologique moyen calculé pour ces 4 sites est reporté dans le Tableau 7.

La période modélisée qui inclut des années très pluvieuses et des années

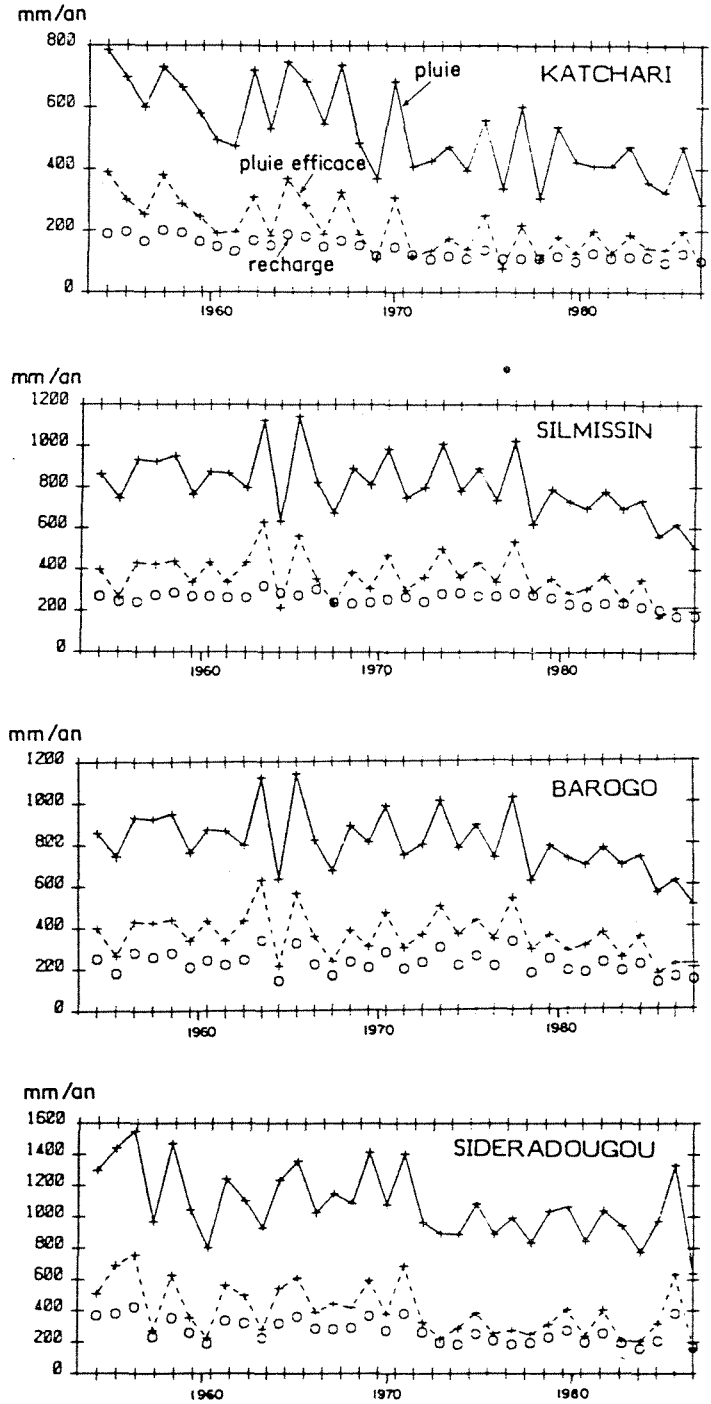


Fig. 7 Reconstitution de l'évolution de la recharge annuelle par extension de données pour 4 sites du projet: Katchari (Nord), Silmissin et Barogo (Centre), Sideradougou (Sud); période 1954-1986; valeurs annuelles en mm.

Tableau 7 *Simulations en extension de données sur la période 1954–1986: Bilan hydrologique moyen*

	<i>Region nord</i> <i>Katchari</i>	<i>Region centre</i> <i>Silmissin</i>	<i>Barogo</i>	<i>Region sud</i> <i>Sidéradougou</i>
<i>Capacité de rétention (mm)</i>	10	10	10	30
<i>Coefficient d'emmagasinement équivalent (%)</i>	1	3	5	1
<i>Pluie moyenne (mm an⁻¹)</i>	513	807	807	1076
<i>Evapotranspiration moyenne (mm an⁻¹)</i>	310	446	446	674
<i>Ruissellement moyen (mm an⁻¹)</i>	69	111	137	134
<i>Recharge moyenne (mm an⁻¹)</i>	136	251	221	266

(On remarque dans ce tableau que la somme de l'ETR + Ruissellement + Recharge n'est pas exactement égale à la pluie compte tenu des différences de stock entre le début et la fin de la période de calcul.)

très sèches révèle des recharges annuelles variant dans des proportions allant de 1 à 1.9 jusqu'à 1 à 2.7 selon les sites. Les valeurs extrêmes des recharges annuelles sont indiquées dans le Tableau 8.

Les niveaux reconstitués (Fig. 6) indiquent une baisse piézométrique dans tous les sites à partir de 1980. Cette baisse est particulièrement sensible pour Barogo et Silmissin (région centre). Elle résulte d'une diminution des pluies qui induit une réduction de la recharge (Tableau 9).

La Figure 7 montre que les recharges annuelles calculées avec le modèle ne descendant jamais audessous de 99 mm pour Katchari (Nord), 130 mm pour Barogo et 175 mm pour Silmissin (Centre), 160 mm pour Sidéradougou (Sud). Rappelons que ces valeurs ont été établies sur la base des pluies mesurées sur les stations synoptiques; il conviendrait d'appliquer à ces pluies le coefficient correcteur spécifique de la région.

Ceci explique qu'à Silmissin les recharges évaluées en 1985 et en 1986, avec les pluies mesurées au site même (respectivement 133 mm et 175 mm) sont inférieures à la recharge annuelle minimale calculée pour la période 1954–1986 avec les pluies de Ouagadougou.

Ces valeurs de recharge sont en contradiction avec l'idée généralement admise pour les climats arides (zone sahélienne du nord du Burkina Faso)

Tableau 8 *Valeurs moyennes et extrêmes de la recharge calculées sur la période 1954–1986.*

	<i>Region nord</i> <i>Katchari</i>	<i>Region centre</i> <i>Silmissin</i>	<i>Barogo</i>	<i>Region sud</i> <i>Sidéradougou</i>
<i>Recharge annuelle minimum (mm an⁻¹)</i>	99	175	130	160
<i>Recharge annuelle maximum (mm an⁻¹)</i>	200	325	338	425
<i>Recharge annuelle moyenne (mm an⁻¹)</i>	136	251	221	266

Tableau 9 Comparaisons de la pluie et de la recharge annuelle de l'année 1985 avec la moyenne de la période 1954-1986

	Region nord Katchari	Region centre Silmissin	Barogo	Region sud Sidéradougou
Pluie moyenne 1954-1986 (mm an ⁻¹)	513	807	807	1076
Pluie 1985 (mm an ⁻¹)	430	674	522	1024
Recharge moyenne 1954-1986 (mm an ⁻¹)	136	251	221	266
Recharge 1985 (mm an ⁻¹)	125	133	134	267

d'une recharge pratiquement nulle pendant les années exceptionnellement sèches. Il est cependant possible qu'il y ait des apports latéraux soit souterrains soit plus probablement à la surface du sol suivant le processus habituel ruissellement, concentration, infiltration.

Le Tableau 10 exprime le rapport des recharges annuelles aux pluies. Loin d'être constant, ce rapport, dit coefficient de recharge, présente une dispersion élevée en valeur relative, de 0.16 à 0.34 selon les sites bien évidemment à cause de la répartition des pluies journalières au cours de l'année.

Si l'on appliquait ce coefficient de recharge moyen aux pluies annuelles pour estimer les recharges, l'erreur dépasserait 30% dans un sens ou dans l'autre à Silmissin et à Katchari.

PERSPECTIVES FUTURES

Un bassin expérimental situé à Barogo est suivi de manière très détaillée depuis le début de l'année 1987 dans le cadre de la thèse de F. Milville. Le ruissellement à l'exutoire de 6.5 km² est mesuré en continu. Les variations de teneur en eau sont suivies à la sonde à neutrons en 10 emplacements du bassin ainsi que la pression de l'eau dans la zone saturée à l'aide de 10

Tableau 10 Simulations en extension de données: valeurs du coefficient de recharge

	Region nord Katchari	Region centre Silmissin	Barogo	Region sud Sidéradougou
Coefficient de recharge minimum *	0.18	0.24	0.23	0.21
Coefficient de recharge maximum	0.35	0.45	0.32	0.29
Coefficient de recharge moyen	0.26	0.31	0.27	0.25
Dispersion du coefficient recharge **	0.33	0.34	0.17	0.16

*Coefficient de recharge = Recharge annuelle/pluie annuelle

** $(C_{max} - C_{min.})/2 C_{moy}$.

tensiomètres en chaque emplacement. Un dispositif permet également de mesurer le ruissellement direct sur des parcelles de 15 m². Les variations piézométriques naturelles sont suivies en 2 points de la nappe (ainsi que dans 3 puits exploités manuellement). Il est espéré que le suivi très détaillé de ce petit bassin pendant deux saisons des pluies permettra de mieux apprécier le mécanisme de la recharge, sur ce bassin au moins, par modélisation fine des écoulements à travers la zone non saturée (suivant la méthode décrite par Thiery, 1988b) ou par modélisation semi-globale (Thiery, 1988c, 1988d).

CONCLUSION

Les séries piézométriques de la période 1985–1986 sur 9 sites ont été simulées de manière satisfaisante au pas de temps journalier par un modèle hydrologique global à réservoirs, faisant intervenir des coefficients d'emmagasinement ayant des valeurs proches de moyennes régionales déterminées par ailleurs, et des capacités de rétention en eau du sol ayant des valeurs régionales comprise entre 10 et 30 mm.

Les recharges annuelles de l'année 1985 pour les 9 sites étudiés s'échelonnent entre 47 mm et 267 mm.

Le ruissellement moyen, certes très imprécis faute de données comparatives à l'échelle de l'unité aquifère, et calculé sur la base de simulations étendues à la période 1945–1986 varie de 134 mm pour le site du Sud à 111 et 137 mm pour deux sites du centre et à 69 mm pour celui du Nord. Ces valeurs nettement supérieures à l'écoulement total exprimé en lame d'eau qui a pu être calculé par l'ORSTOM sur de grands bassins, laissent penser que ces eaux pourront être en partie reprises par l'évaporation dans des marigots et qu'une partie seulement atteindra les grands cours d'eau.

REFERENCES

- Carlier, P., Leblanc P., Milville, F., Normand, M., Pointet, T., Ricolvi, M. & Thiery, D. (1986) La recharge naturelle des aquifères de socle sous climats sahélien et soudanien. Etude expérimentale du Burkina Faso. *Rapport BRGM* no 86 BFA 177 EAU.
- Chevallier, P. (1982) Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta). *Cah. ORSTOM, Série Hydrol.*, 29(4).
- Chevallier, P. (1985) Analyse et modélisation du ruissellement en région sahélienne (mare d'Oursi, Burkina Faso). *La Houille Blanche* no 6/7, 574-580.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B. & Bernard, A. (1985) Pluies et crues au Sahel. *Hydrologie de la Mare d'Oursi, Burkina Faso (1976-1981)*. Travaux et documents de l'ORSTOM, Paris, France.
- Moniod, F., Pouyaud, B. & Sechet, P. (1977) *Le Bassin du Fleuve Volta*. Monographies hydrologiques ORSTOM no 5, Paris, France.
- ORSTOM (1977) *République de Haute Volta: Précipitations Journalières de l'Origine des Stations à 1965*. République Française, Ministère de la Coopération Orstom, Service Hydrologique.
- Roche, P. & Thiery, D. (1984) Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. *Rapport BRGM* no 84 SGN 337 EAU.
- Rodier, J. A. (1975) *Evaluation de l'Écoulement Annuel dans le Sahel Tropical Africain*. Travaux et documents de l'ORSTOM no 46, Paris, France.
- Rodier, J. A. (1976a) Estimation des débits de crues décennales pour les petits bassins forestiers en Afrique tropicale: Etude préliminaire. *Cah. ORSTOM, Série Hydrol.* 13(4), 243-267.
- Rodier, J. A. (1976b) Evaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches

- d'Afrique occidentale. *Cah. ORSTOM, Série Hydrol.* 13(4), 249-306.
- Rodier, J. A. (1985) Caractéristiques des crues des petits bassins versants représentatifs au Sahel. *Cah. ORSTOM, Série Hydrol.* 21(2), 1-125.
- Thiery, 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. I. Simmers, Dordrecht: Reidel, (NATO ASI Series C. Mathematical and Physical Sciences, 222) 477-489.
- Thiery, D. (1988a) Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. *J. Hydrol.* 97, 129-148.
- Thiery, D. (1988b) Calculation of natural aquifer recharge from rainfall with an unsaturated zone model solving Richards equation. In: *AIRH Interaction Entre Eaux Souterraines et Eaux de Surfaces*, Actes du Symp. Int. Airh, 30 mai-3 juin 1988, Ystad, Suède, ed. P. Dahlblom & L. Gunnar, 45-57.
- Thiery, D. (1988c) 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. In: *Int. Symp. Hydrogeology and Safety of Radioactive and Industrial Hazardous Waste Disposal*, AIH, Orléans, France, Juin 1988, 177-186.
- Thiery, D. (1988d) 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. Communication au *4th Symp. Int. sur l'Application de l'Analyse des Systèmes à la Gestion des Ressources en Eau*, octobre 1988, Rabat (Maroc), 89-100.
- Thiery, D. (1988e) Influence de la variabilité du climat sur les performances des méthodes d'évaluation des ressources en eau. Commission des Communautés Européennes. Contrat CLI-88-F (RS) *Rapport BRGM* no 88, SGN 155 3E.
- Turc, L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. *Ann. Agronom.* 12.

Received 9 November 1987; accepted 20 March 1989