HAL
open science

Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina Faso - Étude de la variabilité climatique

Jean Martin, Dominique Thiéry

To cite this version:

Jean Martin, Dominique Thiéry. Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina Faso - Étude de la variabilité climatique. Hydrogéologie, 1987, 2, pp.137-145. hal-01070996

HAL Id: hal-01070996

https://brgm.hal.science/hal-01070996

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.

Hydrogéologie, n°2, 1987, pp. 137-145, 10 fig.

Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina Faso

Etude de la variabilité climatique

Jean MARTIN*, Dominique THIERY*

Mots-clés : Piézométrie, Modèle numérique(Modèle GARDENIA), Simulation, Précipitation atmosphérique, Remontée nappe Burkina Faso

Résumé

Une longue chronique piézométrique observée par le CIEH pendant 8 ans à Ouagadougou (Burkina Faso) a été analysée avec un modèle hydrologique global pluie-niveau. Le modèle permet une très bonne simulation de la série observée qui est pourtant dans une phase de tarissement exceptionnel depuis 1978.

Pour obtenir une évaluation précise de la recharge, il faut connaître également le coefficient d'emmagasinement et disposer de mesures de ruissellement superficiel, et si possible de teneurs en eau dans la zone non saturée. Le modèle a cependant été utilisé en extension de données et a produit des résultats très stables.

Il met en évidence que la période récente (1978-1985) présente les niveaux les plus bas depuis 60 ans au moins, et il montre qu'un retour de précipitations plus abondantes conduirait à une remontée des niveaux en 7 à 10 ans.

Abstract

An 8-year water-level record for an observation well in a granite environment in Ouagadougou (Burkina Faso) is analysed using a lumped-parameter hydrological model. The model computes aquifer levels from rainfall and potential evapotranspiration data, and is calibrated with observed levels. Very satisfactory calibration is achieved, although aquifer levels have been dramatically declining since 1978.

It appears that, even with small computational time-steps, a unique solution for calibration is only possible if the precise storage coefficient is known or if surface runoff data are available. In the absence of such data, multiple calibrations displaying the same agreement with observed data give different values for aquifer recharge, although relative variation is the same from year to year. When used in conjunction with a long set of *in-situ* rainfall records, however, the various sets of parameters applied result in almost-identical extension of water-level data, an important advance.

The model shows that the 1978-1985 period is typified by the lowest water levels encountered in at least 60 years, and that a return to a rainfall sequence near the long-term average would cause the level to rise, although only after a period of 7 to 10 years.

Introduction

La forte variabilité interannuelle des précipitations en Afrique sahélienne induit une variabilité encore plus importante de la recharge des aquifères, et donc des niveaux piézométriques. La sécheresse marquée observée depuis les années 70 a souvent produit de fortes baisses des niveaux malgré de faibles remontées saisonnières. Il est rare de disposer de longues chroniques d'observations, cependant des séries de 5 à 10 ans peuvent être utilisées pour analyser l'évolution possible des niveaux des nappes pour différents scénarios de pluies.

Un piézomètre a été implanté dans la nappe des granites à Ouagadougou (Burkina Faso) jusqu'à une profondeur de 20 m. Ses crépines s'étendent de 6 à 20 m et captent 5 m d'arène, 4 m de granite et 5 m de granite sain. Il est suivi depuis 1978 par le CIEH qui nous en a fait parvenir les données des 8 années de la période 1978-1985. Ces données ont été analysées en détail avec un modèle global dans un but d'extension de données.

1 - Les données disponibles

1.1 - Niveaux piézométriques

Les niveaux d'eau dans le piézomètre du CIEH à Ouagadougou, ont été suivis manuellement par le CIEH, pendant la période 1978-1985 [C. Diluca et W. Muller, 1985]. Une série mensuelle en a été déduite par interpolation entre les mesures. La figure 1 montre qu'on observe une baisse continue du niveau moyen qui passe d'environ 6 m de profondeur par rapport au sol en 1978 à un peu plus de 10 m de profondeur en 1985 (soit 0,45 m/an). On observe cependant chaque année une remontée d'environ 0,80 m pendant quelques mois (à l'automne) avant la reprise de la descente.

* Bureau de recherches géologiques et minières, Département eau, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02

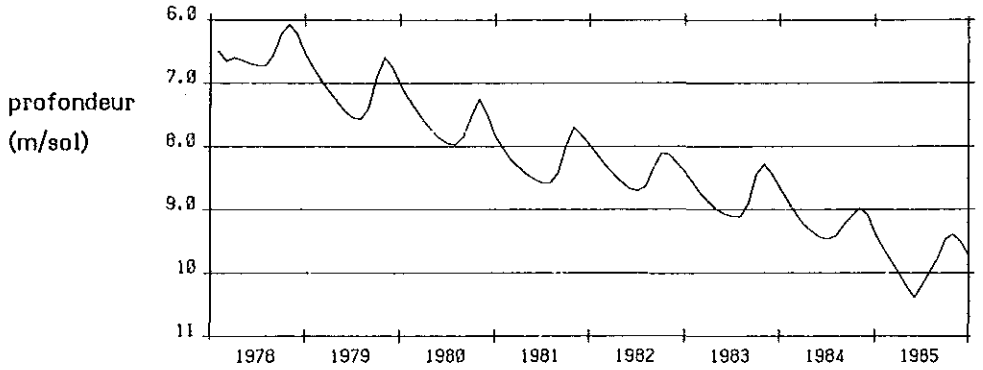

Fig. 1 - Evolution du niveau d'eau au piézomètre du CIEH à Ouagadougou (Burkina Faso) de 1978 à 1985

1.2 - Caractéristiques hydrodynamiques

Aucune donnée n'est disponible, seul un pompage d'essai de très courte durée (1 h) ayant été réalisé en mai 1978 à proximité du site étudié. En particulier, le coefficient d'emmagasinement (ou la porosité efficace) n'est pas connu, mais compte tenu de la nature des terrains, on peut estimer qu'il doit être de l'ordre de 1 à 5 %. L'ordre de grandeur de la transmissivité déduite de cet essai est 3 à 7 10^{-5} m^2/s.

1.3 - Précipitations

On dispose des précipitations journalières de 1959 à 1985 (soit 27 années) qui nous ont été fournies par l'ORSTOM et le CIEH. Les précipitations annuelles sont égales à 852 mm/an en moyenne sur la période 1959-1985, mais seulement à 690 mm/an sur la période 1978-1985. Le nombre de jours de pluie est de 73 par an sur la période 1959-1985, mais seulement de 60 par an de 1978 à 1985. Les précipitations mensuelles sont également disponibles sur la période 1929-1958.

1.4 - Evapotranspiration potentielle (ETP)

Les valeurs utilisées dans le modèle ont été calculées à Ouagadougou par la formule mensuelle de Turc. Seules les valeurs moyennes interannuelles (sur une période inconnue) ont pu être relevées sur un atlas [L. Lemoine et J.C. Prat, 1972]. Les valeurs mensuelles sont reportées dans le tableau 1. La somme annuelle de l'ETP moyenne est de 2 084 mm/an.

Tabl. 1 - Evapotranspiration potentielle (ETP) à Ouagadougou selon la formule mensuelle de Turc

Mois	ETP (mm/mois)
Janvier	207
Février	207
Mars	230
Avril	190
Mai	165
Juin	155
Juillet	140
Août	125
Septembre	140
Octobre	160
Novembre	180
Décembre	185
Total annuel	2 084

2 - Le modèle global utilisé

Pour réaliser un bilan entre précipitation, évapotranspiration potentielle, ruissellement et infiltration, on a utilisé le modèle GARDENIA du BRGM. C'est un modèle hydrologique global à réservoirs qui permet de faire un bilan local en particulier au pas journalier et de calculer l'évapotranspiration réelle (ETR), le ruissellement, l'infiltration et le niveau ponctuel à la nappe. Ce modèle est décrit en détail par P.A. Roche et D. Thiery [1984] et nous en rappelons ici brièvement le principe.

2.1 - Principe de fonctionnement

Le modèle est composé de 3 réservoirs superposés (fig.2). Le premier réservoir RU est caractérisé par sa capacité de rétention maximale (RUMAX). Il représente l'effet de rétention des premiers mètres 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 soit saturé. 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.

Le deuxième réservoir H est caractérisé par deux paramètres :

- un temps de demi-percolation THG,
- une hauteur d'équi-ruissellement RUIPER.

Il 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. Quand le niveau du réservoir est égal à la hauteur d'équi-ruissellement, il y autant d'infiltration que de ruissellement ; quand il est inférieur il produit une plus grande proportion d'infiltration.

Le troisième réservoir G est uniquement caractérisé par son temps de demi-tarissement. Il représente le tarissement exponentiel de la nappe. D. Thiery [1985] a montré que ce schéma correspond pratiquement à un aquifère bordé d'un côté par une

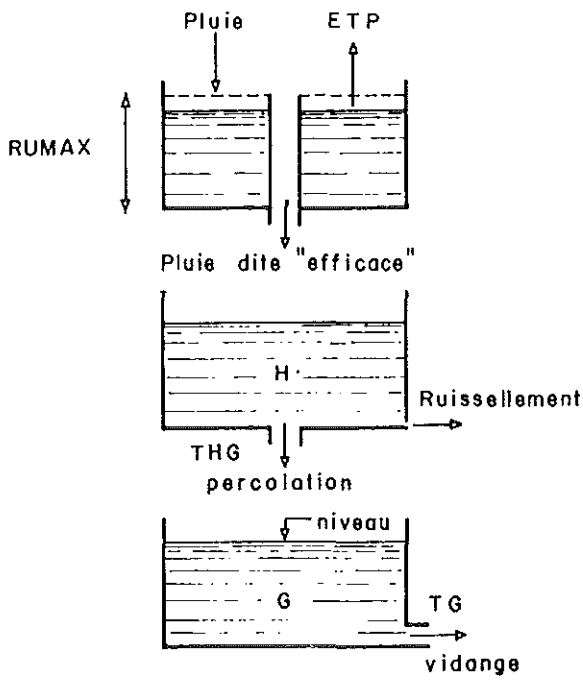

Fig. 2 - Principe du modèle hydrologique GARDENIA pour la simulation des niveaux piézométriques

limite imperméable rectiligne et de l'autre par une limite rectiligne à niveau imposé. Si le piézomètre n'est pas situé trop près de la limite à niveau imposé le niveau piézométrique NI se déduit du niveau G dans le réservoir G par :

$$NI = G/EMM + NB$$

avec

NI	niveau piézométrique
G	niveau dans le réservoir
EMM	coefficient d'emmagasinement libre ou porosité efficace équivalente
NB	niveau de base

Les paramètres à déterminer sont donc au nombre de 4 :

- la capacité de rétention RUMAX qui contrôle à elle seule la valeur de l'évapotranspiration réelle ETR,
- le temps de demi-percolation THG et la hauteur d'équi-ruissellement RUIPER qui contrôlent la proportion de ruissellement et le retard entre excédent au sol et remontée de la nappe,
- le temps de demi-tarissement TG qui règle la rapidité de tarissement de la nappe,

ainsi que les deux paramètres d'amplitude :

- le niveau de base NB :
- le coefficient d'emmagasinement (ou la porosité efficace) EMM.

2.2 - Principe du calage du modèle

Pour effectuer un bilan dans de bonnes conditions, il faudrait idéalement disposer de données (pas forcément simultanées) de séries :

- de ruissellement,
- etd'infiltration
  ou
  de niveau piézométrique et du coefficient d'emmagasinement de la zone de fluctuation de la surface libre.

Les paramètres du modèle seraient alors ajustés pour reproduire au mieux les 2 séries. En pratique, et c'est le cas de notre exemple :

- on ne dispose pas toujours de données de ruissellement (sauf quand on peut supposer qu'il est nul ou négligeable),
- on connaît mal le coefficient d'emmagasinement libre (mais plutôt un coefficient d'emmagasinement de nappe captive qui n'a rien à voir avec la recharge).

On peut penser cependant a priori que les données de niveau piézométrique permettent à elles seules de déterminer la capacité de rétention RUMAX : si la valeur du modèle 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.

La répartition en ruissellement et infiltration de la "pluie efficace" calculée se fera alors de manière unique par le schéma non linéaire du réservoir H qui ne donne pas un pourcentage fixe d'infiltration, mais écrête surtout les fortes pluies efficaces. Le réglage de l'écrêtement des fortes pluies efficaces (par le paramètre RUIPER) règlera alors le partage entre infiltration et ruissellement.

L'infiltration sera alors transformée en variation de niveau piézométrique par le temps de demi-tarissement TG, l'amplitude étant inversement proportionnelle au coefficient d'emmagasinement.

Un tel calage ne poserait pas de difficulté si les niveaux piézométriques variaient rapidement en réaction à des séquences de précipitations isolées et non périodiques. En pratique, comme on le verra dans le chapitre suivant, les niveaux piézométriques sont souvent très amortis et ne réagissent pas à une séquence de précipitations, mais plutôt à une "saison des pluies". La série des niveaux est donc une pseudo-sinusoïde en réponse à la pseudo-sinusoïde des pluies lissées. Le calage consiste à reproduire la pseudo-sinusoïde des niveaux qui est décalée par rapport à celle des pluies. Le coefficient d'emmagasinement doit être connu avec précision pour que les variations de niveaux puissent être ramenées à des millimètres de recharge.

3 - Calage du modèle

Nous avons vu que l'évapotranspiration (ETR) n'était réglée que par un seul paramètre : la capacité de rétention du sol RUMAX. Ce paramètre est donc essentiel, car il permet de déterminer la "pluie efficace" égale à la pluie moins l'ETR. Cette pluie efficace est elle-même répartie en ruissellement et recharge par le paramètre RUIPER (associé au temps de demi-percolation THG). La rapidité du tarissement n'est réglée que par le temps de demi-tarissement TG. Ce paramètre n'a aucune influence sur la recharge, ni sur le bilan. Il permet cependant d'étaler la recharge dans le temps et de simuler le niveau observé (en association avec le niveau de base et le coefficient d'emmagasinement).

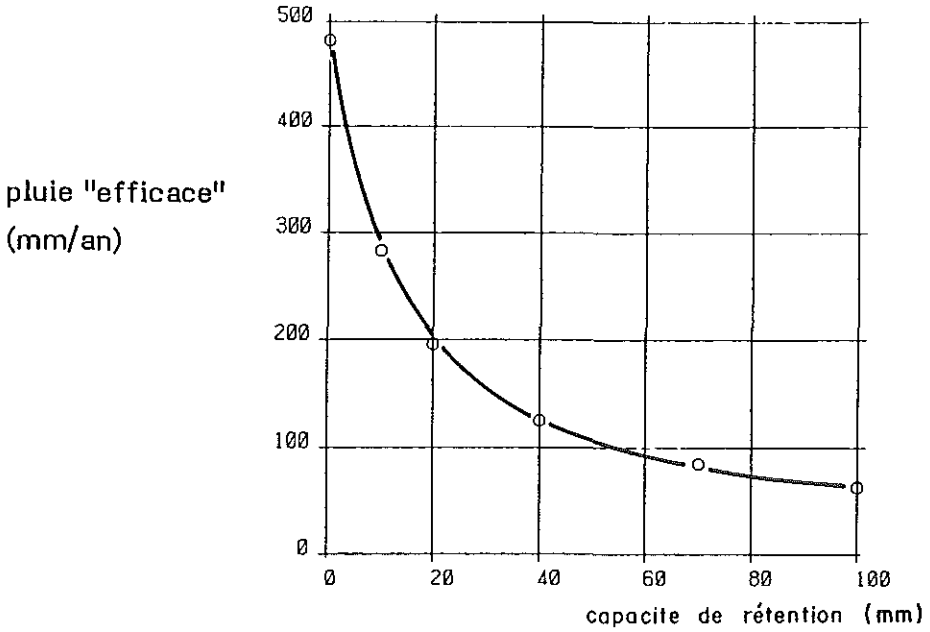

Fig. 3 - Relation entre la "pluie efficace" et la capacité de rétention du modèle

Il apparaît donc que deux paramètres ont une importance fondamentale sur le calcul de la recharge :

- la capacité de rétention du sol RUMAX
- la hauteur d'équi-ruissellement RUIPER.

3.1 - Détermination de la capacité de rétention du sol

Six calculs ont été réalisés en fixant la capacité de rétention du sol, respectivement à 0, 10, 20, 40, 70 et 100 mm. La figure 3 montre la valeur de la pluie efficace (ruissellement + infiltration) obtenue sur la période 1978-1985 en fonction de la capacité de rétention. La figure 4 montre que les résultats les meilleurs sont obtenus pour une capacité de rétention inférieure à 40 mm. Pour une capacité de 40, 70 et surtout 100 mm, le calage devient mauvais avec en particulier des années sans aucune remontée du niveau (en 1984, 1985). La figure 3 montre que la pluie efficace calculée dépend beaucoup de la capacité de rétention ; elle décroît de 482 mm/an pour une rétention nulle à 196 mm/an pour une rétention de 20 mm.

On remarque la très grande sensibilité de ce paramètre. Quand la capacité de rétention augmente de 0 à 20 mm, l'évapotranspiration (réelle) augmente de 286 mm/an, soit 14 fois la valeur de la capacité. Une capacité de rétention de 20 mm passe donc en moyenne 14 fois par an d'un état saturé à un état complètement sec. Ceci est dû à la fois à la forte évapotranspiration potentielle (2 084 mm/an, soit près de 6 mm/j en moyenne), et à l'irrégularité des pluies journalières. La sensibilité de la capacité de rétention est un problème pour une éventuelle extension des paramètres à d'autres sites, mais il convient de remarquer que cette sensibilité diminue fortement pour les plus fortes capacités (augmentation de l'évapotranspiration de 62 mm/an, pour une capacité passant de 40 mm à 100 mm, soit un facteur très proche de 1).

3.2. - Détermination de la proportion de ruissellement

Cette proportion est réglée par les paramètres RUIPER (hauteur d'équi-ruissellement) et THG (temps de demi-percolation). 6 calculs ont été réalisés : pour 3 valeurs de capacité de rétention (10, 20 et 30 mm) associées à 2 valeurs de coefficient d'emmagasinement (1 % et 4 %). La figure 5 montre que les 6 simulations sont acceptables (coefficients de corrélation tous compris entre 0,965 et 0,980). Les ajustements obtenus avec un coefficient d'emmagasinement de 1 % ou de 4 % sont aussi bons l'un que l'autre (la valeur optimale de la capacité de rétention étant dans les 2 cas de 10 à 30 mm). Le coefficient d'emmagasinement global ne peut donc pas être déterminé par simple analyse des variations naturelles de niveaux. La figure 6 présente les variations de ruissellement superficiel associées aux 6 hypothèses de calcul. Il apparaît très nettement que les débits ruisselés sont très différents suivant les hypothèses : ils sont beaucoup plus sporadiques avec une capacité de rétention de 30 mm qu'avec 0 mm et leur amplitude est supérieure de 50 % environ si on fait l'hypothèse d'un coefficient d'emmagasinement de 1 % au lieu de 4 %.

Une analyse fine a montré que, bien que l'algorithme de calcul de la répartition entre infiltration et ruissellement soit non linéaire, les faibles pluies efficaces journalières produisant davantage d'infiltration que les fortes, la proportion d'infiltration cumulée sur la saison des pluies est à peu près constante. Etant donné l'inertie de la nappe, c'est surtout le cumul de l'infiltration sur plusieurs mois qui permet de reproduire les niveaux observés. La répartition exacte de cette infiltration d'un jour à l'autre, qui est réglée par la hauteur d'équi-ruissellement du modèle, a donc peu d'influence sur les niveaux, mais beaucoup plus sur le ruissellement.

4 - Extension de données

4.1 - Unicité du calage

Quand on s'aperçoit que le calage n'est pas unique, c'est-à-dire que plusieurs jeux de paramètres permettent de simuler aussi bien une courte période

d'observation (1978-1985 dans notre cas), il est tentant de penser qu'on obtiendrait une solution unique sur une plus longue période. En effet, on peut penser qu'une longue période d'observations (égale à au moins 4 ou 5 fois le temps de demi-tarissement) doit intégrer à la fois des années très excédentaires, d'autres très déficitaires et des séquences exceptionnelles. Les paramètres doivent alors jouer sur toute leur plage : par exemple, la rétention du sol doit être nulle à certaines périodes et saturée à d'autres ; d'autre part, la nappe doit atteindre des cotes suffisamment basses pour bien identifier le tarissement et le niveau de base.

Pour vérifier cette hypothèse, on a utilisé toute la période d'observation des précipitations journalières à Ouagadougou (1959-1985) et on a simulé l'évolution du niveau de la nappe avec tous les jeux de paramètres identifiés. La profondeur initiale a été supposée égale à 6 m au début de 1959. Les résultats sont décrits par la figure 7. Cette figure montre que sur la période de 17 ans les niveaux calculés sont pratiquement identiques avec les différents jeux de paramètres. On peut donc admettre qu'une longue période d'observation ne permettrait pas mieux d'identifier un jeu unique de paramètres.

Pour obtenir un calage bien défini, nous pensons qu'une série d'observations de niveaux piézométriques n'est pas suffisante, même si on dispose d'une valeur de coefficient d'emmagasinement précise. Il faut disposer également de mesures de ruissellement "direct" et "retardé" et/ou de mesures tensiométriques et de teneur en eau dans la zone non saturée. On disposera alors de tous les termes du bilan :

- ruissellement (mesuré),
- infiltration et évapotranspiration réelle d'après les mesures dans la zone non saturée,
- variation de niveau de nappe (mesurée).

Le rôle du modèle serait alors uniquement d'interpoler entre les dates de mesure et d'assurer le meilleur compromis entre les 3 termes du bilan.

4.2 - Fiabilité du modèle

Le modèle a été calé sur les 8 années de la période 1978-1985. Avant de l'utiliser en extension de données, il convient de vérifier son comportement en extrapolation. Dans ce but, pour 3 capacités de rétention (0,20 et 40 mm), on a réalisé un calage sur les 4 premières années et calculé les niveaux des 4 dernières années sans modifier le calage. On a également réalisé l'opération inverse (calage sur les 4 dernières années et contrôle sur les 4 premières). La figure 8 montre que les résultats sont très satisfaisants. Le calage sur la période 1978-1981 permet très bien de prévoir les niveaux de 1982 à 1985, bien que ceux-ci soient nettement plus bas que ceux de la période de calage. Le calage sur la période finale 1982-1985 permet également —quoique un peu moins bien— de calculer les niveaux de 1978 à 1981. Les coefficients d'ajustement sur la période complète sont tous supérieurs à 0,91 et même 0,94 pour 5 coefficients sur 6. Malgré la non-unicité des paramètres de calage, le modèle est donc fiable en extension de données.

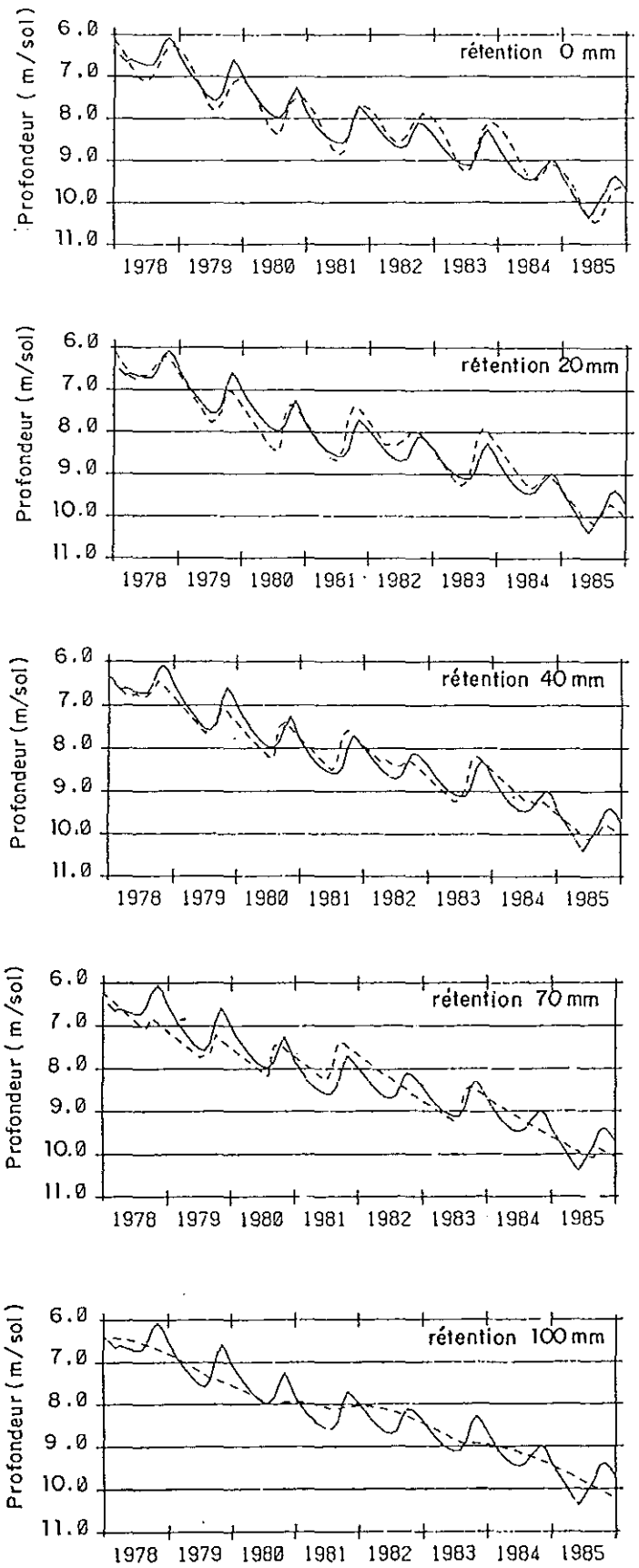

Fig. 4 - Simulation des niveaux avec une capacité de rétention de 0 à 100 mm

——— niveaux observés ···· niveaux calculés

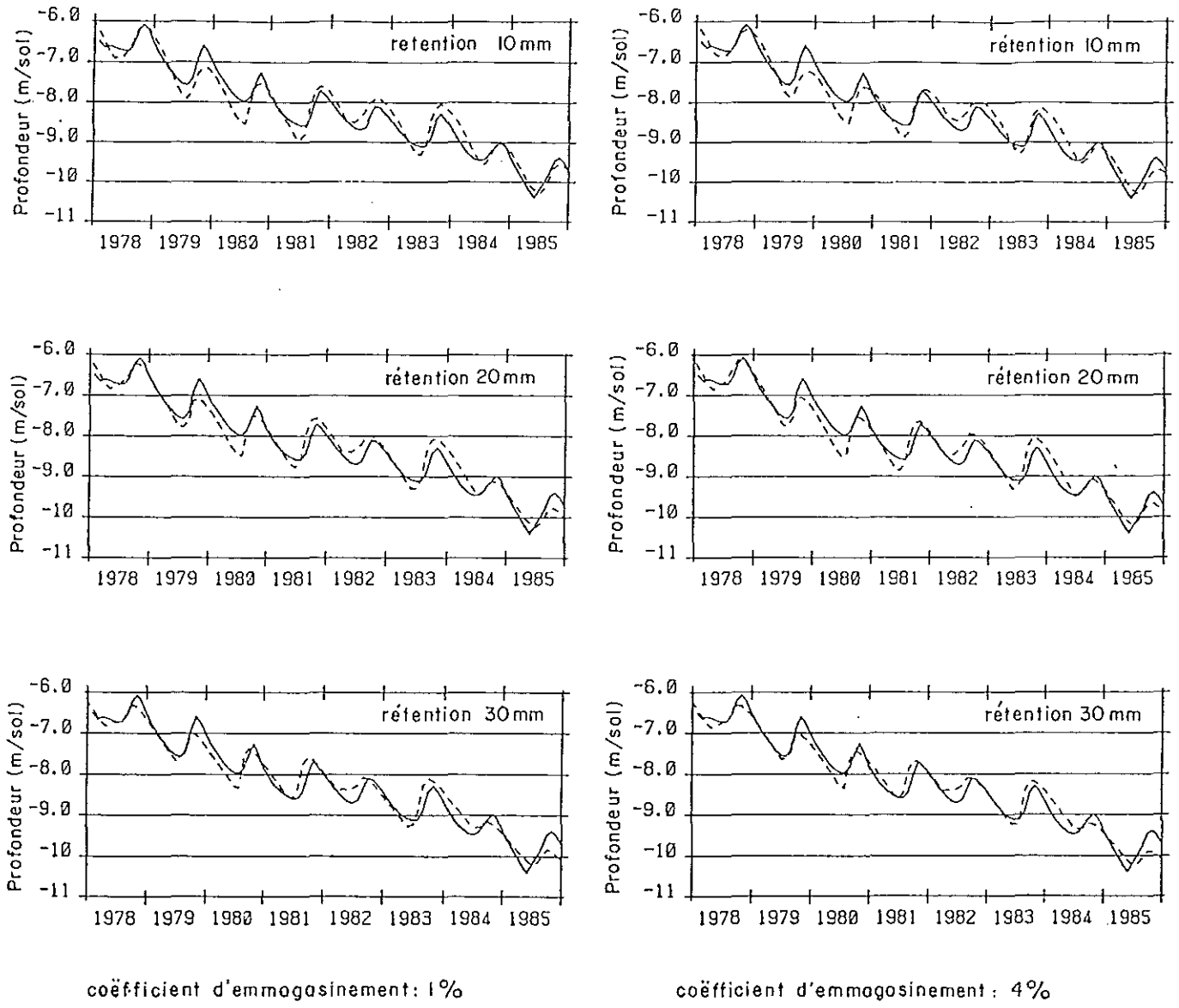

Fig. 5 - Simulation du niveau piézométrique pour 3 valeurs de capacité de rétention et 2 valeurs du coefficient d'emmagasinement
——— observé ----- calculé

4.3 - Simulation d'un retour à des précipitations plus abondantes

L'analyse de la recharge annuelle calculée sur la période 1959-1985 montre que, pour tous les jeux de paramètres, la recharge de 1981 est très proche de la recharge moyenne de la période. On a donc simulé après 1985 une séquence de 10 années avec la pluie de 1981 pour voir comment et à quelle vitesse la nappe réagirait.

La figure 9 calculée pour 4 hypothèses de calcul montre une remontée qui s'effectue très lentement puisqu'il faut plus de 10 ans pour atteindre un nouvel équilibre (auquel se superpose la fluctuation saisonnière). Une seule année moyenne comme 1981 ne produirait qu'une légère remontée après un an, et ne rechargerait pas la nappe "pour plusieurs années", comme on pourrait le croire. Ceci est bien évidemment dû à l'inertie de la nappe qui a un temps de demi-tarissement supérieur à 4 ans. Le temps nécessaire pour la remontée est bien entendu du même ordre de grandeur que celui nécessaire à la descente.

Pour situer la période actuelle (1978-1985), on a utilisé toute la période des pluies de 1929 à 1985. Dans ce but, le modèle a été réajusté pour fonctionner avec des pluies mensuelles (les seules dont nous disposions de 1929 à 1958), et un calage très satisfaisant a été obtenu (coefficient de corrélation de 0.96).

Toute la période 1929-1985 a alors été simulée et pour voir l'influence d'un retour à des précipitations abondantes, on a supposé qu'on retrouvait après 1985 la séquence des 57 années de 1929 à 1985. La figure 10 montre d'une part que les niveaux de la période 1978-1985 sont les plus bas depuis 1929 et d'autre part que si une séquence plus humide survenait après 1985, on observerait une remontée des niveaux qui prendrait 7 à 10 ans pour remonter à une profondeur de 6 m par rapport au sol.

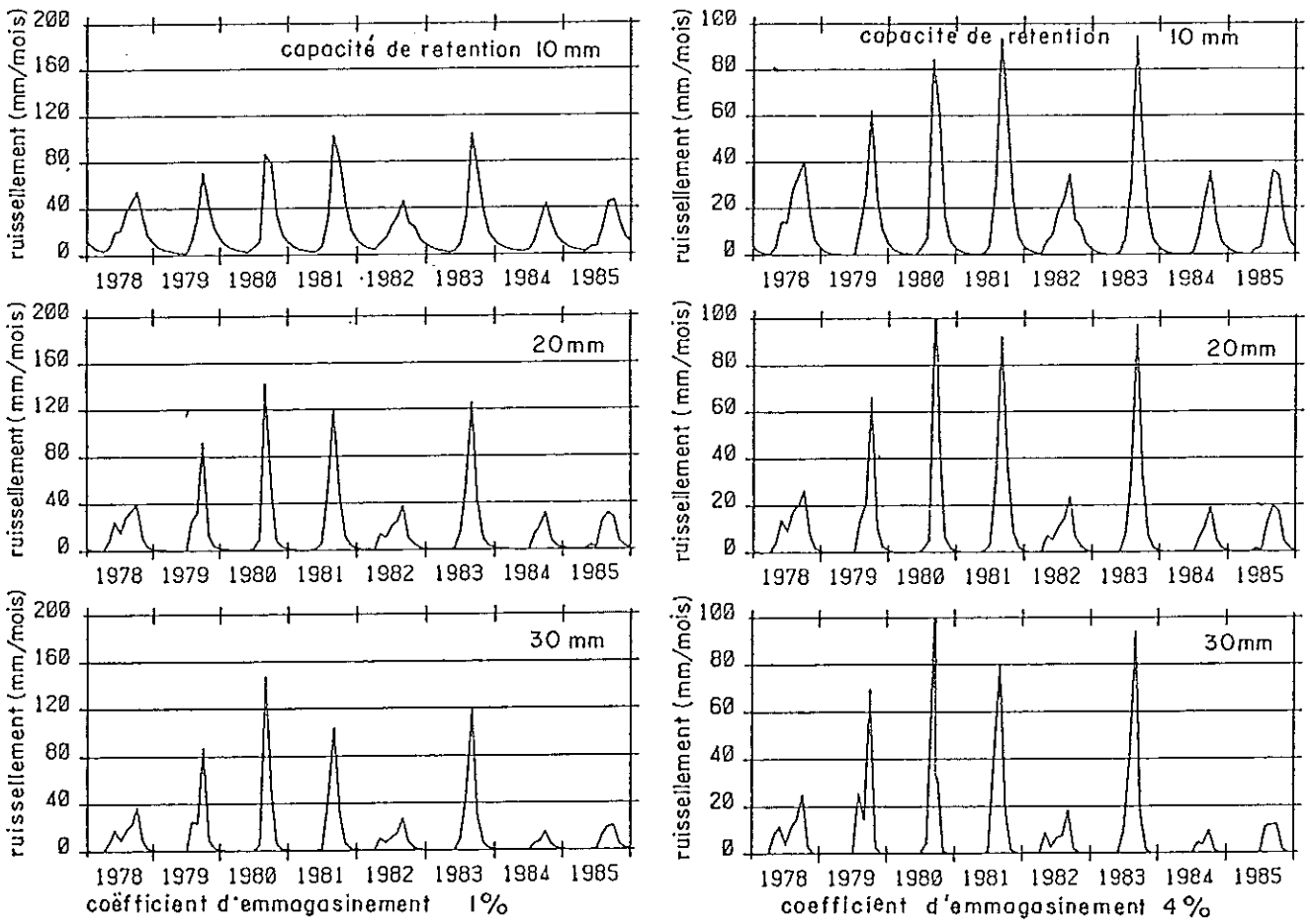

Fig. 6 - Ruissellement superficiel simulé pour 3 capacités de rétention du sol et 2 valeurs du coefficient d'emmagasinement

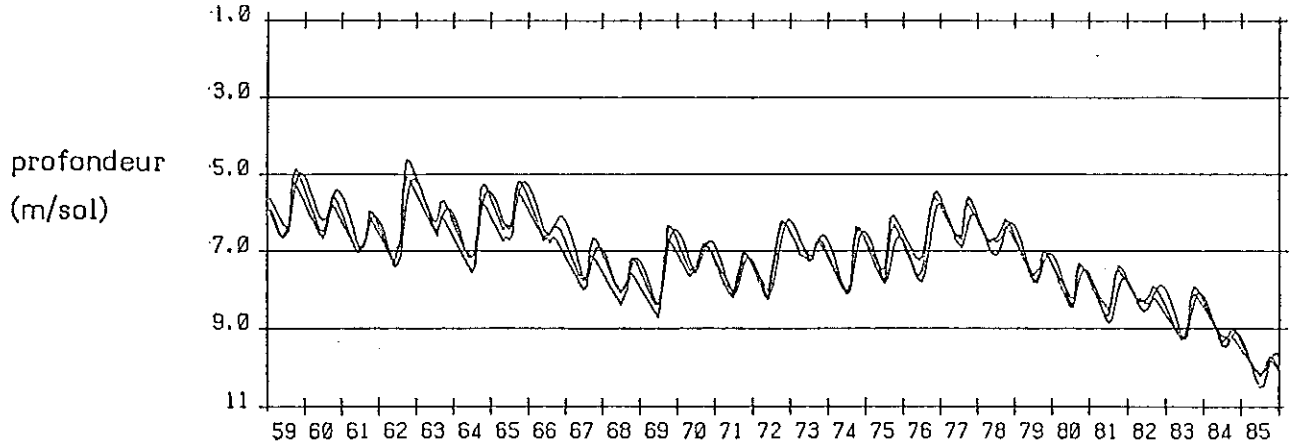

Fig. 7 - Simulation de la période 1959-1985 pour 3 valeurs de capacité de rétention de sol (coefficient d'emmagasinement 1 %)

Conclusions

On a montré qu'un modèle hydrologique global pluie-niveau très simple permettait de reproduire correctement une série piézométrique dans un climat semi-aride. Pour réaliser une évaluation rigoureuse de la recharge, il faut disposer en plus d'une série piézométrique (même de longue durée) :

- du coefficient d'emmagasinement,
- et
  - ou d'une série de mesures de ruissellement (direct + retardé),
  - ou d'une série de mesures tensiométriques et humidimétriques dans la zone non saturée.

Les différents calages ont montré que la capacité de rétention en eau du sol qui permet de simuler le mieux la série piézométrique est comprise entre 10 et

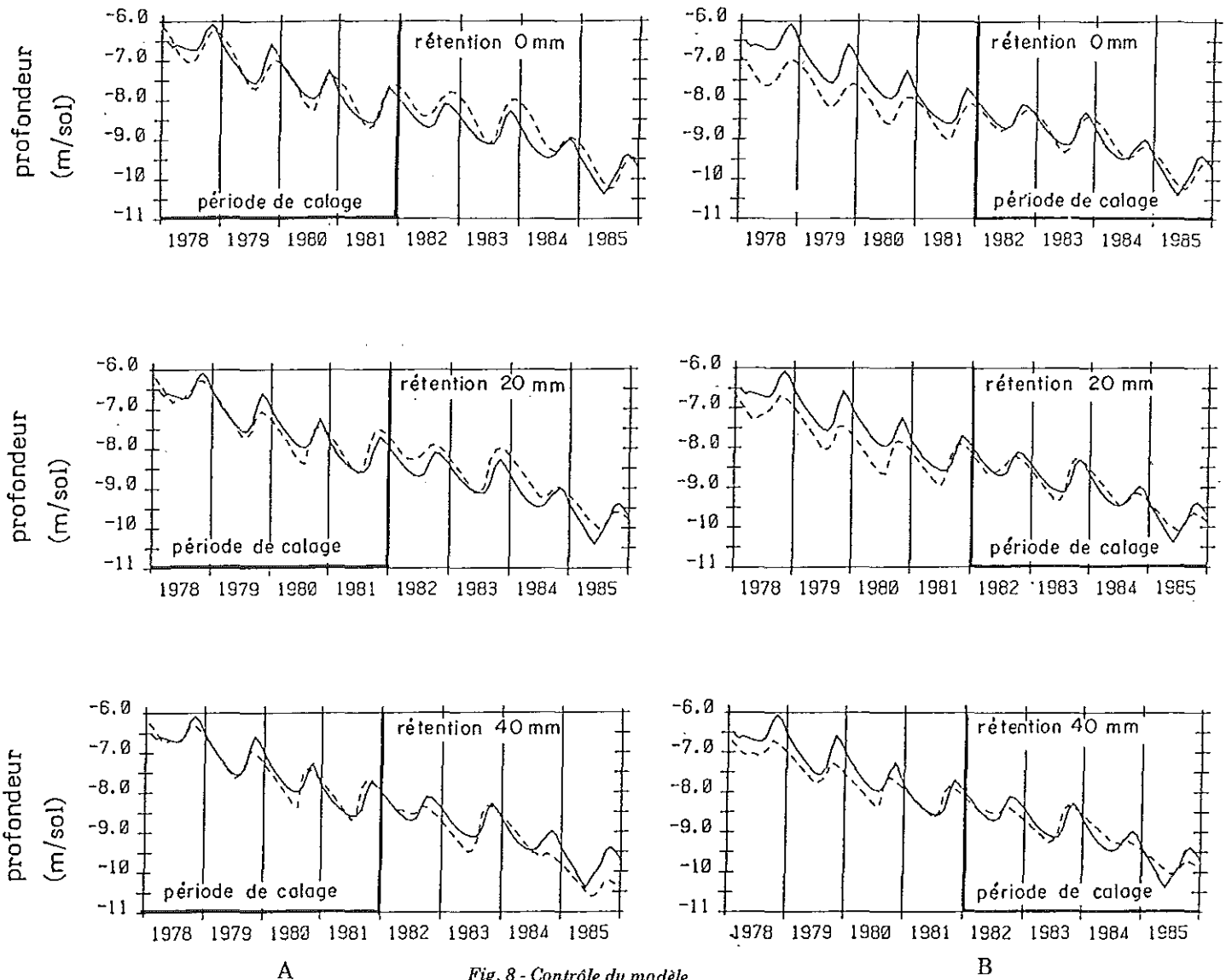

Fig. 8 - Contrôle du modèle
A - calage sur la période 1978/1981
B - calage sur la période 1982/1985

30 mm. Malgré la non-unicité du calage, on obtient une extension de niveaux de nappe unique à partir d'une longue série de pluies. Le modèle permet donc d'extrapoler les niveaux de la période 1929-1977 à partir des pluies. Il met en évidence que les niveaux de la période observée (1978-1985) sont les plus bas de la période des 57 années d'historiques de pluies, et peuvent très bien être expliqués par les variations climatiques naturelles.

Deux scénarios ont été simulés pour la période suivant l'année 1985. Dans le premier scénario, on a supposé une succession d'années identiques à l'année 1981 (qui produit une recharge proche de la moyenne). Dans le deuxième scénario, on a supposé qu'on retrouvait après 1985 la séquence 1929-1985. Les deux scénarios montrent que la nappe —qui n'est à priori pas actuellement dans un état critique— remonterait régulièrement pour atteindre un niveau moyen après 7 à 10 années.

Dans tous les calculs, on a supposé qu'après une recharge la nappe se tarissait par écoulement... latéral vers un exutoire naturel. En fait cet exutoire ou cet écoulement n'a pas été identifié, et on ne peut exclure un tarissement de la nappe par reprise par évapotranspiration à la nappe. On a tenté sans succès de modéliser une telle reprise, mais cette hypothèse ne doit pas cependant être écartée a priori et d'autres algorithmes devraient être essayés compte tenu de la valeur de l'évapotranspiration réelle de 200 à 550 mm/an (selon les hypothèses) et de l'ETP de 2 084 mm/an.

Références bibliographiques

DILUCA C., MULLER W. (1985). - Evaluation hydrogéologique des projets d'hydraulique en terrains cristallins du bouclier ouest-africain. CIEH, Série hydrogéologie

LEMOINE L., PRAT J.C. (1972). - Cartes d'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de L. Turc pour les pays membres du CIEH. Ouagadougou, janvier 1972.

ORSTOM (1977). - République de Haute-Volta. Précipitations journalières de l'origine des stations à 1965. CIEH, Ouagadougou.

ROCHE P.A.,THIERY D. (1984). - Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. Rapport BRGM 84 SGN 337 EAU.

THIERY D. (1985). - Pourquoi un modèle à réservoirs permet-il de simuler correctement le tarissement d'une nappe ou d'une source ? BRGM, Note technique EAU 85/23, octobre 1985.

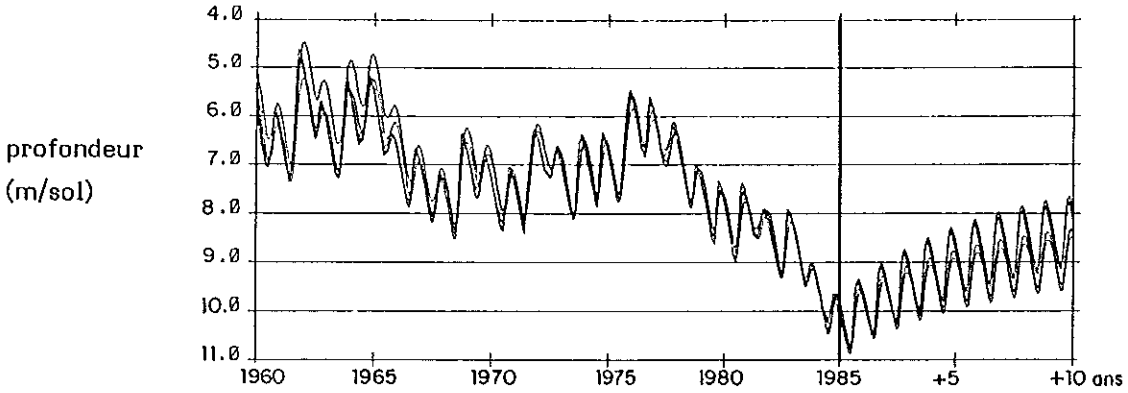

Fig. 9 - Simulation d'une période de 10 années moyennes (identiques à l'année 1981) suivant 1985.
(a) période 1960-1985 - (b) période 1979-1985

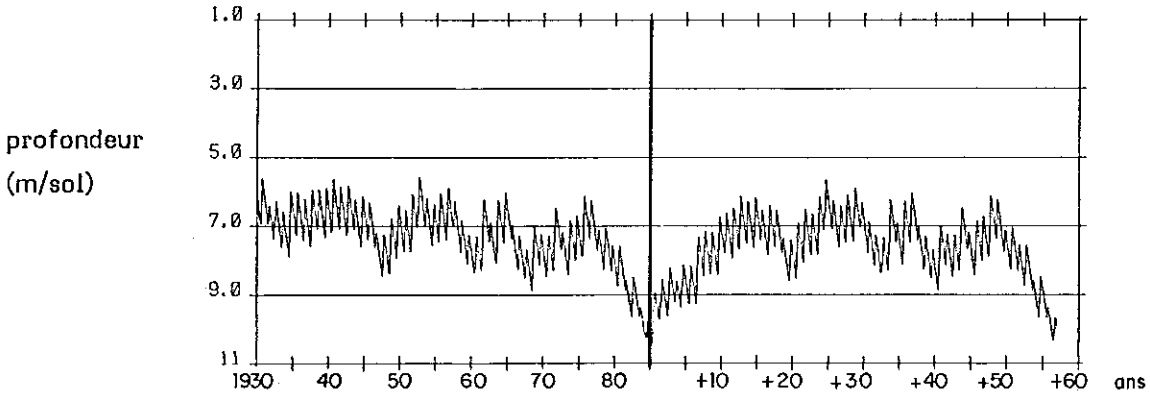

Fig. 10 - Simulation de la période 1929-1985 prolongée par une séquence de 57 ans de pluies identique à la séquence 1929-1985