

Fonctionnement hydrologique d'un interfluve sédimentaire de la plaine côtière ancienne de Guyane Française

Hydrological Processes on a Sedimentary Interfluve of the Old Coastal Plain in French Guyana

P. Andrieux, M. Voltz and A. Durbec

Volume 9, Number 1, 1996

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705242ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705242ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Andrieux, P., Voltz, M. & Durbec, A. (1996). Fonctionnement hydrologique d'un interfluve sédimentaire de la plaine côtière ancienne de Guyane Française. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 9(1), 51–74. <https://doi.org/10.7202/705242ar>

Article abstract

The hydrological behaviour of the old coastal plain in French Guyana causes intense soil waterlogging, which is a major constraint to the agricultural development of this area. The old coastal plain presents a succession of similar old offshore bars (Fig. 1). To elucidate the factors affecting groundwater fluctuations in the plain, the hydrological behaviour of one typical bar was studied. This paper presents the results of the survey of the bar and of the identification of groundwater recharge by inverse modelling. It also investigates the relationships between the spatial variability of recharge rates, the topography, and the soil distribution over the bar to provide means for extrapolation to the whole plain.

A bar, covering 0.16 km², was chosen for the present study (Fig. 2). The maximum relief of the bar is 5 m and its general elevation lies between 2 and 7 m above sea level. The bar is drained by two convergent thalwegs. An important lateral and vertical soil differentiation was observed over a depth of approximately 1 m. Four main soil types (FAO/UNESCO classification) were identified at specific positions on the bar: podzols on the top, ferralsols on the upper slope, alluvial gleysols on the thalwegs and planosolic soils on the mid slope and between ferralsols and podzols. Ferralsols exhibit a progressive increase of clay content with increasing depth. The other soil types present sandy horizons with an irregular textural discontinuity (TD) located at a depth of 70 to 100 cm. Underneath the textural discontinuity lies a sandy clay marine alluvium, which is heterogeneous, ferrallitized and hydromorphic, with lenses of sand and clay. An impervious clay layer (NI) occurs at the base of the bar at an average height of 2 m above sea level. The climate is equatorial and has two marked seasons, wet and dry. Rain is mostly confined to the period November-July, but with a maximum from May to July. Mean annual rainfall is 2700 mm.

A network of 21 piezometers was set up at the various topographic and pedological situations (Fig. 3). Six sampling sites were also equipped with tensiometers and access tubes for neutron probes. Groundwater monitoring lasted for three years from 1983 to 1986. The variability of soil hydraulic conductivity over the bar was measured by the auger hole method at the intersections of a 50 m square grid and at 25 m away from a few such intersections. A geostatistical analysis was performed and kriged maps of hydraulic conductivity were produced (Figs. 4 and 5). The comparison between the kriged maps and the soil map indicates that ferralsols exhibit higher conductivities than the other soils.

Groundwater monitoring showed three main points. First, a fast response of groundwater fluctuations to rainfall was observed on the bar, which suggests that the hydrology of the bar is little influenced by contributions from neighbouring bars or from the Precambrian basement situated upgradient. Second, time length of soil saturation varied markedly over the bar and was related to the soil types (Fig. 7). Lastly, the observed spatial variability of the hydraulic conductivities and the evolution of water table levels indicate the possibility of a variable distribution of recharge over the bar.

The deterministic flow model used for this study, WATASI (Water TABLE Simulation, Wolsack, 1982) is based on a Darcy-Dupuit hydraulic schematization. It is an integrated finite element and multilayer groundwater model with square cells of variable size. Here, three layers were considered: one representing the topsoil, from surface to the textural discontinuity, the second representing the sandy clayey alluvium, lying over the impervious layer, and the third representing the thalwegs surrounding the interfluve (Fig. 10). All layers were divided into cells whose length was either 25 m or 50 m. For the purpose of recharge identification, according to the results of the survey, the cells were grouped in six zones of homogeneous slope and soil type, with each zone assumed to exhibit constant recharge. Calibration of the parameters of the model and identification of recharge over the six zones were conducted over three periods, one exhibiting steady state flow and the two others transient flow, by minimizing the difference between the measured and simulated hydraulic heads. The results obtained by the simulation approach are:

- No assumption of lateral inflow is necessary to simulate properly the evolution of hydraulic heads (Figs. 11 and 13); thus groundwater recharge only originates from the seepage of rainfall through the soil cover of the bar.
- The spatial variability of recharge appears to follow firstly the slope distribution, and secondly the soil distribution: zones of high recharge correspond to zones of limited waterlogging and vice versa (Figs. 12 and 14).
- The estimated rates of recharge are small in comparison to rainfall, and soil water budget calculations demonstrate the existence of large runoff rates.

It can be concluded that the waterlogging of soils on the old coastal plain is mainly caused by the hydrological processes at the scale of each bar. Thus, for improving the agricultural suitability of the soils on the plain, local drainage of the waterlogged soils should be sufficient. To predict over the plain which zones should be drained, information on topography and soil distribution can be used as there are good correlations between the variability of these parameters and the variability in groundwater recharge and water table depths.

Fonctionnement hydrologique d'un interfluve sédimentaire de la plaine côtière ancienne de Guyane française

Hydrological processes on a sedimentary interfluve of the old coastal plain in French Guyana

P. ANDRIEUX^{1*}, M. VOLTZ¹ et A. DURBEC²

Reçu le 21 février 1995, accepté le 20 octobre 1995*.

SUMMARY

The hydrological behaviour of the old coastal plain in French Guyana causes intense soil waterlogging, which is a major constraint to the agricultural development of this area. The old coastal plain presents a succession of similar old offshore bars (*fig. 1*). To elucidate the factors affecting groundwater fluctuations in the plain, the hydrological behaviour of one typical bar was studied. This paper presents the results of the survey of the bar and of the identification of groundwater recharge by inverse modelling. It also investigates the relationships between the spatial variability of recharge rates, the topography, and the soil distribution over the bar to provide means for extrapolation to the whole plain.

A bar, covering 0.16 km², was chosen for the present study (*fig. 2*). The maximum relief of the bar is 5 m and its general elevation lies between 2 and 7 m above sea level. The bar is drained by two convergent thalwegs. An important lateral and vertical soil differentiation was observed over a depth of approximately 1 m. Four main soil types (FAO/UNESCO classification) were identified at specific positions on the bar: podzols on the top, ferralsols on the upper slope, alluvial gleysols on the thalwegs and planosolic soils on the mid slope and between ferralsols and podzols. Ferralsols exhibit a progressive increase of clay content with increasing depth. The other soil types present sandy horizons with an irregular textural discontinuity (DT... plutôt « TD ? ») located at a depth of 70 to 100 cm. Underneath the textural discontinuity lies a sandy clay marine alluvium, which is heterogeneous, ferrallitized and hydromorphic, with lenses of sand and clay. An impervious clay layer (NI) occurs at the base of the bar at an average height of 2 m above sea level. The climate is equatorial and has two marked seasons, wet and dry. Rain is mostly confined to the period November-July, but with a maximum from May to July. Mean annual rainfall is 2700 mm.

1. INRA, Laboratoire de Science du Sol, 2, place Viala, 34060 Montpellier Cedex 1, France.

2. CEMAGREF, Division Hydrologie-Hydraulique, 3, quai Chauveau, 69336 Lyon, France (actuellement au BURGEAP, Lyon).

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 août 1996.

A network of 21 piezometers was set up at the various topographic and pedological situations (fig. 3). Six sampling sites were also equipped with tensiometers and access tubes for neutron probes. Groundwater monitoring lasted for three years from 1983 to 1986. The variability of soil hydraulic conductivity over the bar was measured by the auger hole method at the intersections of a 50 m square grid and at 25 m away from a few such intersections. A geostatistical analysis was performed and kriged maps of hydraulic conductivity were produced (figs. 4 and 5). The comparison between the kriged maps and the soil map indicates that ferralsols exhibit higher conductivities than the other soils.

Groundwater monitoring showed three main points. First, a fast response of groundwater fluctuations to rainfall was observed on the bar, which suggests that the hydrology of the bar is little influenced by contributions from neighbouring bars or from the Precambrian basement situated upgradient. Second, time length of soil saturation varied markedly over the bar and was related to the soil types (fig. 7). Lastly, the observed spatial variability of the hydraulic conductivities and the evolution of water table levels indicate the possibility of a variable distribution of recharge over the bar.

The deterministic flow model used for this study, WATASI (WATER TABLE SIMULATION, Wolsack, 1982) is based on a Darcy-Dupuit hydraulic schematization. It is an integrated finite element and multilayer groundwater model with square cells of variable size. Here, three layers were considered: one representing the topsoil, from surface to the textural discontinuity, the second representing the sandy clayey alluvium, lying over the impervious layer, and the third representing the thalwegs surrounding the interflue (fig. 10). All layers were divided into cells whose length was either 25 m or 50 m. For the purpose of recharge identification, according to the results of the survey, the cells were grouped in six zones of homogeneous slope and soil type, with each zone assumed to exhibit constant recharge. Calibration of the parameters of the model and identification of recharge over the six zones were conducted over three periods, one exhibiting steady state flow and the two others transient flow, by minimizing the difference between the measured and simulated hydraulic heads. The results obtained by the simulation approach are:

- 1) No assumption of lateral inflow is necessary to simulate properly the evolution of hydraulic heads (figs. 11 and 13); thus groundwater recharge only originates from the seepage of rainfall through the soil cover of the bar.
- 2) The spatial variability of recharge appears to follow firstly the slope distribution, and secondly the soil distribution: zones of high recharge correspond to zones of limited waterlogging and vice versa (figs. 12 and 14).
- 3) The estimated rates of recharge are small in comparison to rainfall, and soil water budget calculations demonstrate the existence of large runoff rates.

It can be concluded that the waterlogging of soils on the old coastal plain is mainly caused by the hydrological processes at the scale of each bar. Thus, for improving the agricultural suitability of the soils on the plain, local drainage of the waterlogged soils should be sufficient. To predict over the plain which zones should be drained, information on topography and soil distribution can be used as there are good correlations between the variability of these parameters and the variability in groundwater recharge and water table depths.

Key-words : soil, hydraulic head, hydraulic conductivity, hydrological modeling, groundwater recharge, runoff, French Guyana.

RÉSUMÉ

Le fonctionnement hydrologique de la plaine côtière ancienne de Guyane française constitue une des contraintes majeures à sa mise en valeur agricole, du fait de l'existence de périodes d'excès d'eau prolongées.

L'objectif de cet article est d'analyser, sur un interfluve caractéristique de la plaine côtière ancienne, la forme et la dynamique de la nappe et ses sources d'alimentation en relation avec la variabilité des propriétés physiques des sols.

Sur le plan expérimental, le travail est conduit à partir d'un suivi hydrologique in situ des fluctuations de la nappe observées sur 21 stations et d'une caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols par la méthode du trou de tarière à charge variable. Sur le plan de la modélisation, l'identification de la répartition spatiale de la recharge sur l'interfluve est déterminée par une modélisation inverse.

Les suivis montrent d'une part la rapidité de réponse de la nappe aux pluies et d'autre part des temps de présence de la nappe en surface variables selon les sols. La modélisation conforte l'hypothèse d'isolement hydraulique de l'interfluve. La dynamique de la nappe est directement reliée aux entrées pluviométriques et dans une moindre mesure aux sols. La variabilité spatiale de la recharge est par ailleurs sous la dépendance de la topographie et de l'hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique. Enfin, une estimation du ruissellement de surface souligne son importance sur l'interfluve.

Les résultats obtenus montrent que l'engorgement des sols de la plaine côtière est sous la dépendance directe des processus hydrologiques observés à l'échelle de chaque interfluve. La prédiction des zones à excès d'eau marqué et des zones où la recharge est homogène peut être envisagée à partir de la connaissance de la topographie et de la distribution des sols. Sur le plan agronomique et pour les sols à forte contrainte hydrique, la mise en place de systèmes de drainage permettant leur mise en valeur agricole est à considérer.

Mots clés : sol, charge hydraulique, conductivité hydraulique, modélisation hydrologique, recharge, ruissellement, Guyane française.

1 – INTRODUCTION

La plaine littorale de Guyane française fait partie du vaste ensemble sédimentaire des trois Guyanes (Guyana, Surinam et Guyane française). Au sein de cet ensemble, la plaine côtière ancienne couvre une superficie totale d'environ 8 000 km² dont 500 km² en Guyane française. Le paysage est marqué par la présence de nombreuses savanes humides parsemées d'îlots forestiers marécageux. En Guyane française, depuis 1977, un plan de développement agricole a pour objectif la mise en valeur de ces savanes, en y installant des pâturages pour bovins (zébus). Une des contraintes qui s'opposent à cet objectif est l'existence d'une hydromorphie importante des sols, consécutive à une nappe d'eau affleurante pendant de longues périodes de l'année. Afin de déterminer les moyens d'assainissement des sols, il est nécessaire de comprendre les déterminants du fonctionnement hydrologique de la plaine côtière ancienne. C'est l'objectif du travail rapporté dans cet article.

Dans ce but nous avons étudié le fonctionnement hydrologique d'une unité géomorphologique représentative de la plaine côtière ancienne. L'analyse de la dynamique et de la forme de la nappe et de ses sources d'alimentation, en relation avec la variabilité des propriétés physiques de l'unité géomorphologique, constituent les points essentiels de notre analyse. L'étude repose sur une approche combinant un suivi hydrologique in situ et une modélisation hydrologique. Cette dernière est destinée à i) analyser la cohérence des hypothèses de

fonctionnement déduites des mesures de terrain, et ii) estimer la dynamique de recharge de la nappe. L'identification de la recharge est réalisée par une modélisation inverse. Incidemment nous abordons le problème de la prise en compte de la variabilité des transmissivités en modélisation des écoulements en milieu saturé.

Dans une première partie le site d'étude et le dispositif de mesures sont décrits. Puis nous présentons les résultats de l'analyse expérimentale conduite sur l'interfluve. Deux points sont successivement abordés : l'étude de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation et la caractérisation des fluctuations de la nappe. La modélisation hydrologique est traitée dans une dernière partie. Le modèle utilisé et sa mise en oeuvre sont décrits. Puis, l'identification de la recharge de la nappe et une analyse de l'importance du ruissellement de surface sont enfin présentées.

2 – DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE

La plaine côtière ancienne est située entre les formations sur socle, domaine de la forêt tropicale, et la plaine côtière récente, domaine des mangroves (fig. 1). Elle se caractérise par des dépôts d'origine marine ou fluviomarine constituant une série sédimentaire transgressive appelée Cosvine en Guyane française et datée du Pléistocène. Elle est subdivisée en deux niveaux principaux : à la base, entre 2 et 4 m d'altitude, des matériaux argileux ou argilo-sableux constituant un niveau généralement peu perméable et au sommet, entre 4 et 15 m d'altitude, des matériaux sableux et sablo-argileux disposés en un réseau d'interfluves. Ces interfluves sont parallèles à la mer et séparés par des axes d'écoulement anastomosés et marécageux. Ils présentent une morphologie de barres pré littorales (SOURDAT et DELAUNE, 1970).

Le climat de la plaine côtière est de type équatorial humide, caractérisé par deux saisons bien individualisées : une saison sèche de juillet à novembre et une saison des pluies de décembre à juillet avec une pluviosité maximale en mai et juin. La pluviosité moyenne annuelle, mesurée sur 30 années, est de 2 700 mm à Sinnamary, localité distante de 5 km du site d'étude. Les pluviosités mesurées sur le site expérimental, de 1984 à 1986 sont respectivement 4 313 mm, 2 877 mm et 4 352 mm. L'ETP annuelle calculée par différentes formules (Penman et Thornthwaite) oscille selon l'année entre 1 470 et 1 630 mm (ROCHE, 1982).

Le site d'étude, localisé au sein de la Savane de Corosony (5°20'N, 53°W), correspond à un exemple représentatif d'interfluve de la plaine côtière ancienne (FAVROT *et al.*, 1987). Sur le plan agronomique il est occupé par des pâturages. Son altitude est comprise entre 2 et 7 m par rapport au niveau de la mer et sa superficie est de 0,16 km². Sur le plan pédologique, le premier mètre est caractérisé par une forte différenciation verticale et horizontale des organisations (ANDRIEUX, 1990), semblable à celle des autres interfluves de la plaine côtière (TURENNE, 1977 ; BOULET *et al.*, 1982). La figure 2 présente la surface topographique et la distribution spatiale des sols. Cinq types de sols sont identifiés (classification FAO/UNESCO). Ils recouvrent un dépôt d'alluvions marines bariolées,

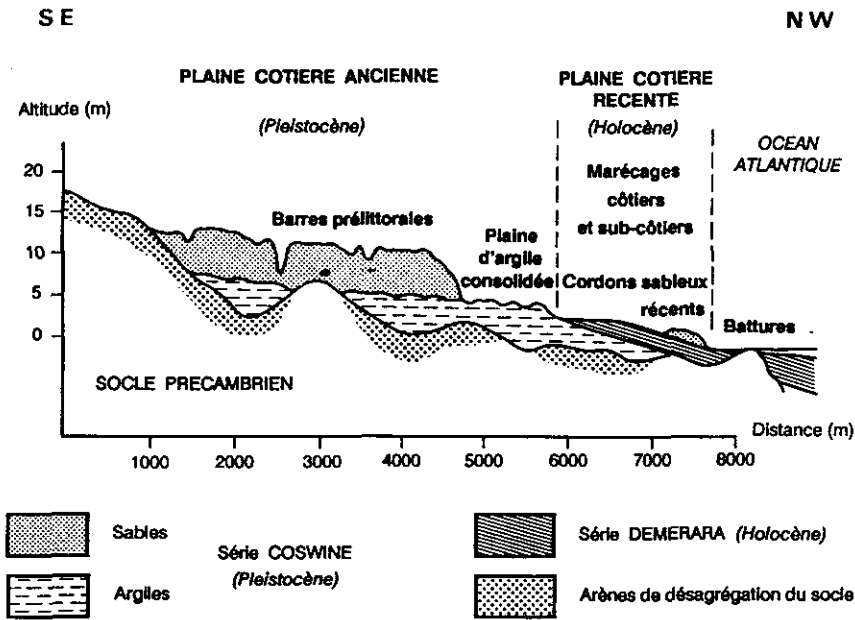


Figure 1 Coupe schématique de la plaine côtière de Guyane française entre Kourou et Sinnamary (d'après TURENNE, 1979).
Schematic section of the coastal plain of French Guyana between Kourou and Sinnamary (after TURENNE, 1979).

ferrallisé et marqué par l'hydromorphie (horizons B et C). Ces horizons sont de texture sablo-argileuse (15 à 25 % d'argile) avec des lentilles sableuses ou argileuses de couleur ocre et des volumes rouges. A la base de cet ensemble, à une altitude moyenne de 2 m au-dessus du niveau de la mer, repose une argile gris-bleu de faible conductivité hydraulique (10^{-8} m s^{-1}). Ce niveau imperméable, noté NI dans la suite du texte, constitue la base de l'aquifère étudié. Les sols occupent des positions bien précises au sein du relief : les podzols sur le sommet, les ferralsols et ferralsols dégradés sur les épaulements convexes, les sols planosoliques sur les versants à faible pente en position intermédiaire entre les ferralsols dégradés et les podzols, et enfin les alluvial gleysols dans les thalwegs. Les ferralsols sont de couleur brune et de texture sablo-argileuse (horizons A_1 , A_2 avec 15 à 20 % de teneur en argile) avec une augmentation progressive de la teneur en argile avec la profondeur. Pour les ferralsols dégradés, la couleur d'ensemble est plus claire et l'enrichissement en argile s'observe dès 1,5 m de profondeur. Les alluvial gleysols sont de couleur noire en surface avec une texture limono-argilo-sableuse puis sableuse et de couleur beige vers 0,5-0,9 m de profondeur. Les autres sols ont des horizons de surface de texture sableuse (horizons A_1 , A_2 , 0 à 10 % de teneur en argile), de couleur jaune pour les sols planosoliques et gris-blanc pour les podzols. Mis à part les ferralsols et ferralsols dégradés, la transition avec le dépôt d'alluvions marines est marquée par une discontinuité texturale irrégulière, notée DT dans la suite du texte, située entre 0,7 et 1 m de profondeur. Cette discontinuité correspond, dans le cas des podzols, aux horizons spodiques typiques (horizons Bh ou Bs).

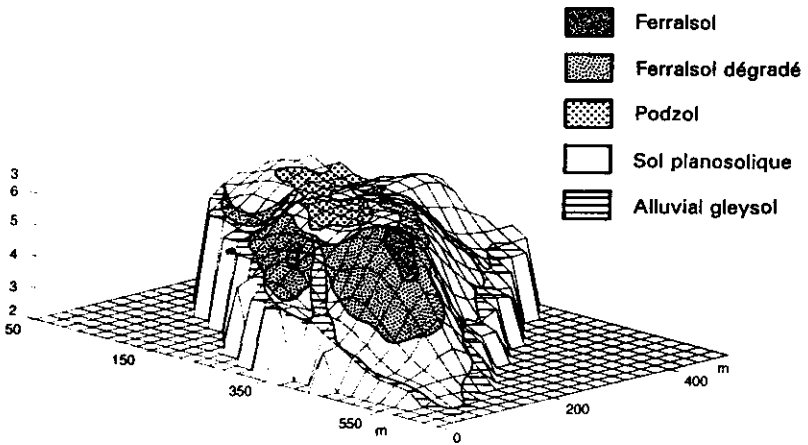


Figure 2 Surface topographique et carte des sols du site d'étude.
Topography and soil distribution in the study area.

En résumé, l'aquifère est constitué de deux couches reposant sur un niveau imperméable. La première couche de surface, d'environ 1 mètre d'épaisseur, étant caractérisée par des organisations pédologiques contrastées.

3 – LE DISPOSITIF DE MESURE

Un ensemble de 21 piézomètres a été installé pour suivre les fluctuations du niveau de la nappe de 0 à 3 m de profondeur. Les tubes ont été disposés de façon à caractériser les différentes situations topographiques et pédologiques. Ils sont disposés le long de trois transects (*fig. 3*). Les relevés ont été effectués durant trois cycles climatiques complets (de décembre 1983 à septembre 1986) avec, au minimum, un pas de temps décadaire. Un pluviomètre, installé à une distance de 500 m du site expérimental, permet de mesurer la pluviométrie journalière.

Les conductivités hydrauliques ont été mesurées suivant la méthode dite de Porchet à charge variable, c'est à dire en suivant la vitesse de rabattement de l'eau dans un trou de tarière préalablement saturé (COLOMBANI *et al.*, 1972 ; BOUMA, 1983 ; BICKI *et al.*, 1988). Les mesures ont été conduites de 0 à 3 m de profondeur, aux noeuds d'une grille carrée de maille 50 m. Pour chacun des 71 sites de mesure, une à deux mesures complémentaires ont été effectuées à 1 m de distance, afin de déterminer la variabilité à courte distance de la conductivité hydraulique (*fig. 3*). Plusieurs mesures supplémentaires ont par ailleurs été réalisées avec un écartement de 25 m. Au total 189, 197 et 198 observations sont disponibles respectivement au sein des couches 0-0,5 m, 0,5 m-DT et DT-NI.

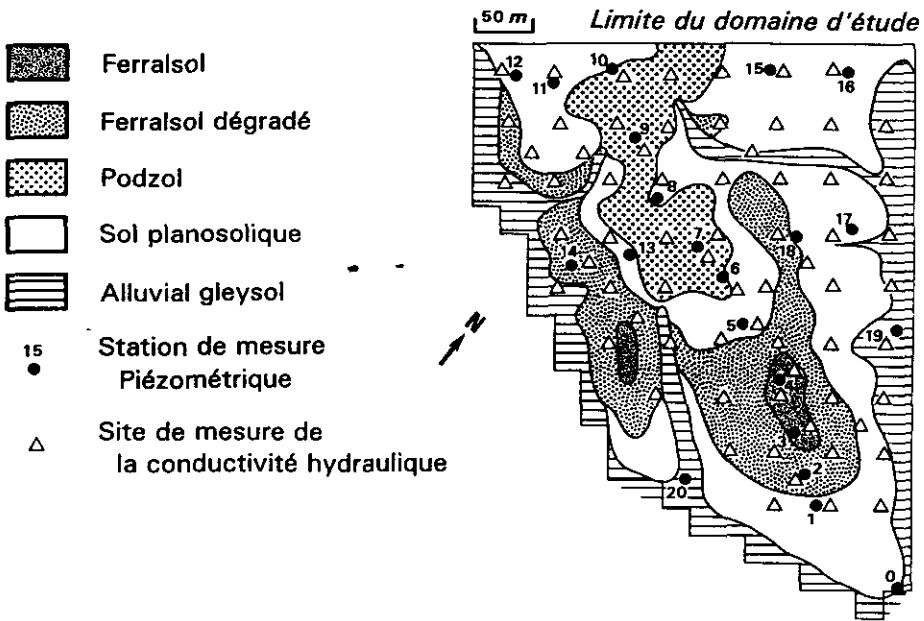


Figure 3 Carte des sols et localisation des piézomètres et des mesures de la conductivité hydraulique.

Soil map and location of piezometers and hydraulic conductivity measurements.

Six stations (notées 1, 2, 4, 5, 7 et 10), situées sur le transect axial (fig. 3), sont équipées d'un tube d'accès neutronique permettant de suivre l'évolution du profil de teneur en eau volumique. Les mesures sont effectuées tous les 0,1 m, sur 1,65 m de profondeur, à l'aide d'un humidimètre à neutrons.

4 - VARIABILITÉ DU MILIEU ET SUIVI HYDROLOGIQUE

Deux points sont abordés successivement. Dans un premier temps la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique est présentée, puis dans un second temps, les données hydrologiques permettant de décrire les fluctuations de la nappe sont décrites.

4.1 Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique

Les paramètres statistiques des conductivités hydrauliques mesurées sont regroupés dans la tableau 1. Trois couches différentes sont considérées : la première (0-0,5 m) correspond à l'horizon cultivé à forte densité racinaire, les

deux autres sont affectées aux horizons encadrant la discontinuité texturale (0,5 m-DT et DT-NI). Les valeurs calculées des coefficients d'asymétrie et d'aplatissement montrent une asymétrie forte de la loi de distribution des conductivités dans chaque horizon. Ceci est en accord avec la notion généralement admise de distribution lognormale des champs de conductivité (HOEKSEMA et KITANIDIS, 1985 ; SOPHOCLEOUS, 1991). La comparaison des écarts-types calculés pour nos données avec ceux fournis par d'autres auteurs (voir synthèses bibliographiques de WARRICK et NIELSEN, 1980 ; HOEKSEMA et KITANIDIS, 1985) montre que, étant données les faibles dimensions du site étudié, le milieu poreux est caractérisé par une forte variabilité spatiale. On constate de nettes différences entre les trois couches étudiées. Les cinquante premiers centimètres montrent une variabilité plus élevée que celle notée dans les horizons sous-jacents. Cette caractéristique est sans doute à relier à la plus forte différenciation latérale des sols en surface.

Tableau 1 Paramètres statistiques des conductivités hydrauliques mesurées [10^{-6} m s^{-1}].

Table 1 Basic statistics of measured hydraulic conductivities [10^{-6} m s^{-1}].

Couche	N	Moyenne	ET	Minimum	Maximum	Coefficient d'asymétrie	Coefficient d'aplatissement
0-0,5 m	189	71,3	68,0	1,1	353,7	1,6	2,4
0,5 m-DT	197	14,2	17,6	0,2	391,8	2,2	4,9
DT-NI	198	12,1	14,6	0,1	67,5	1,6	2,0

En vue de la cartographie de la conductivité hydraulique sur l'interfluve, nous avons utilisé la technique d'interpolation par krigeage, dont les principes sont détaillés par MATHERON (1970) et JOURNEL et HUIJBREGTS (1978). Rappelons que le krigeage estime la valeur d'une variable Z en un point x_0 ou une surface centrée en x_0 par une moyenne pondérée des valeurs observées de Z , soit :

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

avec λ_i les poids de pondération et n le nombre de points d'observations. Les poids sont choisis de telle façon que l'estimation soit sans biais et optimale. Ils varient en fonction de la structure de corrélation spatiale de Z , définie par le variogramme, $\gamma(d)$, qui s'écrit pour un vecteur d :

$$\gamma(d) = \frac{1}{2} E[(Z(x) - Z(x+d))^2]$$

Les variogrammes expérimentaux de la conductivité hydraulique, calculés pour chacune des trois couches, sont représentés sur la figure 4. Les courbes théoriques ont été obtenues par ajustement d'un modèle sphérique aux valeurs mesurées, représentées par des points, par approximation par la méthode des moindres carrés (MCBRATNEY et WEBSTER, 1986). Pour les trois couches, le meilleur ajustement a été obtenu avec un modèle sphérique. L'analyse de ces variogrammes suggère deux commentaires. Premièrement, l'effet de pépité

(représentant la variabilité à courte distance) et le palier (variabilité totale) sont décroissants avec la profondeur. Deuxièmement, la portée de chaque variogramme, qui traduit la distance d'autocorrélation entre les points de mesure, est très voisine pour les trois couches et comprise entre 90 et 100 m. Sans pouvoir proposer une explication définitive, on peut supposer que la variabilité totale de chaque couche est liée à l'intensité des mécanismes pédogénétiques subis. L'action de la pédogenèse est effectivement décroissante avec la profondeur.

A l'aide des variogrammes ajustés, nous avons procédé à une estimation par krigeage de la valeur moyenne de conductivité de chacune des mailles de discrétisation de l'interfluve, employées lors de la modélisation des écoulements décrite ci-après. Le krigeage a été effectué couche par couche en utilisant les valeurs non transformées des mesures locales de conductivité. Cela revient à adopter une règle de composition arithmétique des conductivités pour l'estimation des valeurs moyennes. ANDRIEUX *et al.* (1990) ont montré qu'en vue de la simulation des flux saturés au sein de l'interfluve cette solution est préférable à la règle de composition géométrique souvent utilisée. Les cartes des conductivités krigées pour les trois couches 0-0,5 m, 0,5 m-DT et DT-NI sont présentées sur la figure 5. Si l'on compare ces cartes avec la carte des sols (*fig. 3*), on note que pour les trois couches de conductivités, les ferralsols sont toujours affectés des valeurs de conductivité les plus fortes. Cette relation est la seule qui se dégage de façon claire entre la distribution des sols et la variabilité spatiale des conductivités hydrauliques. Par ailleurs, l'analyse des écarts-types d'erreur d'interpolation des conductivités montre une incertitude plus élevée sur les conductivités estimées sur les bordures de l'aquifère. Cette incertitude résulte du faible nombre de mesures de conductivités effectuées sur ces bordures (*fig. 3*). Le tableau 2 rassemble les paramètres statistiques des conductivités hydrauliques estimées par krigeage. La variabilité des valeurs de conductivités krigées est inférieure à celle des valeurs mesurées. Ceci s'explique notamment parce qu'il s'agit de valeurs moyennes calculées par maille et non plus de valeurs ponctuelles comme dans le cas des conductivités mesurées.

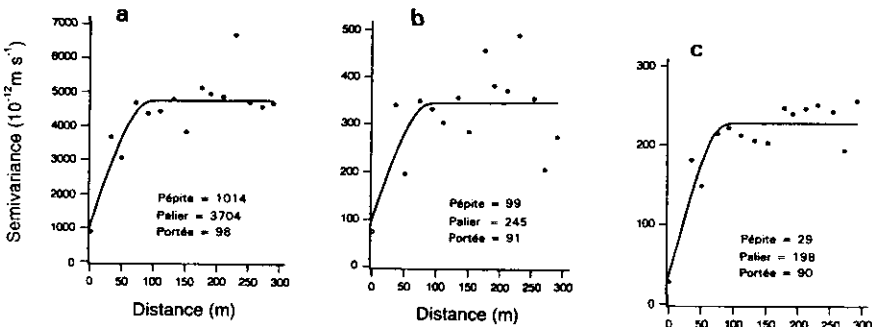


Figure 4 Variogrammes expérimentaux et théoriques des conductivités hydrauliques des couches : (a) 0-0,5 m, (b) 0,5 m-DT et (c) DT-NI.

Observed and theoretical variograms of hydraulic conductivities of layers: (a) 0-0.5 m, (b) 0.5 m-DT and (c) DT-NI.

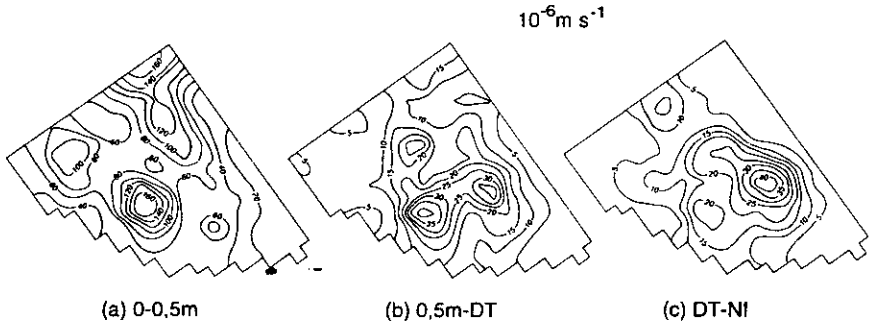


Figure 5 Carte des conductivités obtenues par krigeage ordinaire. (a) 0-0,5 m, (b) 0,5 m-DT et (c) DT-NI [10^{-6} m s^{-1}].

Kriged maps of hydraulic conductivity of layers: (a) 0-0.5 m, (b) 0.5 m-DT and (c) DT-NI [10^{-6} m s^{-1}].

Tableau 2 Paramètres statistiques des conductivités hydrauliques krigées [10^{-6} m s^{-1}].

Table 2 Statistics of block estimates of kriged hydraulic conductivities [10^{-6} m s^{-1}].

Couche	N	Moyenne	ET	Minimum	Maximum
0-0,5 m	253	66,7	42,7	4,6	222,9
0,5 m-DT	253	12,4	9,5	1,4	55,7
DT-NI	253	10,3	10,1	0,6	49,9

4.2 Caractérisation des fluctuations de la nappe

Les relevés piézométriques soulignent la périodicité des fluctuations de la nappe (fig. 6). A l'échelle annuelle, piézométrie et pluviométrie sont bien corrélées. La saison des pluies se traduit par une nappe haute et peu fluctuante qui affecte durablement les horizons de surface. Inversement, durant la saison sèche la nappe est rabattue de façon lente et progressive jusqu'à l'apparition des premières pluies. Le passage de la saison sèche à la saison des pluies se manifeste par une remontée très rapide de la nappe : 1,5 m à 2 m en moyenne en 10 ou 20 jours. Les fluctuations annuelles de la nappe concernent une tranche de sol d'environ 3 m.

A l'échelle annuelle, une typologie générale des stations piézométriques peut être effectuée. La traduction en termes de fréquence cumulée (115 points de relevés pour chaque station sur les trois cycles hydrologiques de mesures) de l'occurrence de la nappe au sein de différentes tranches de sol, met en évidence trois grands groupes de stations de mesure (fig. 7). Dans un premier groupe de 14 stations (groupe A), la nappe occupe le premier mètre du sol pendant 60 à 90 % des relevés. Un groupe de 5 stations (groupe B) est caractérisé par la présence de la nappe dans le premier mètre du sol durant 20 à 60 % des relevés. Enfin, pour un dernier groupe de 2 stations (groupe C), la nappe est présente dans le premier mètre du sol pendant moins de 10 % des relevés. Cette typologie

souligne en premier lieu, pour la majorité des stations, l'importance de la tranche de sol concernée par des transferts en milieu saturé : pendant plus de 85 % des relevés la nappe est située dans les deux premiers mètres du sol. Trois facteurs, corrélés entre eux, expliquent cette typologie. Le premier est la position topographique des stations : pour un même type de sol, la présence de la nappe à proximité de la surface est d'autant plus grande que l'altitude est faible. Le second est l'éloignement par rapport à l'exutoire : à altitude relative égale, plus une station est éloignée de l'exutoire et plus le temps de présence de la nappe près de la surface du sol est important. Le troisième concerne le type de sol : le degré d'engorgement des sols est décroissant des sols planosoliques aux podzols et aux ferralsols.

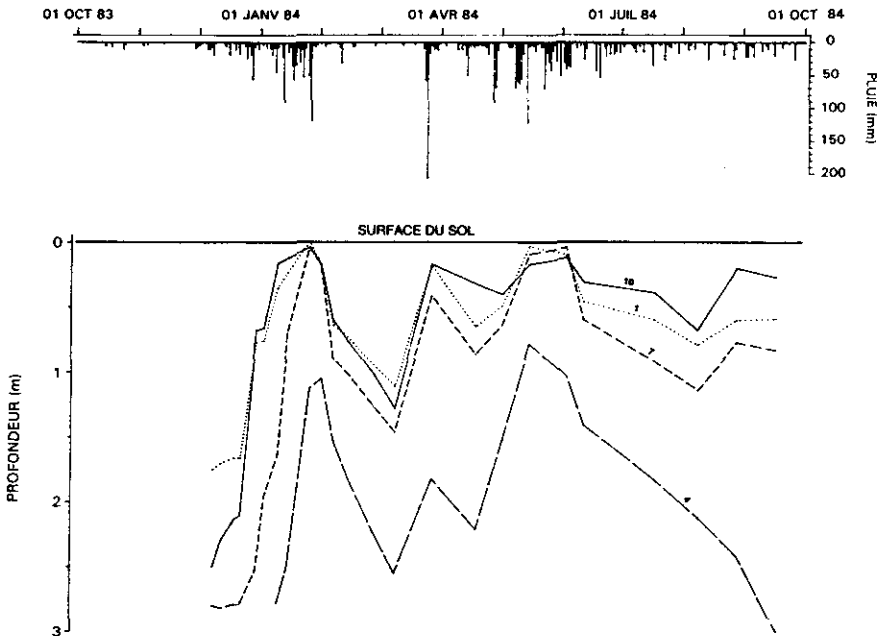


Figure 6 Pluviométrie et fluctuations de la surface de la nappe sur quatre stations (1, 4, 7 et 10) durant un cycle climatique.

Rainfall distribution and water-table fluctuations at sites 1, 4, 7 and 10 during one climate cycle.

A l'échelle d'épisodes climatiques particuliers, une analyse plus fine du fonctionnement de la nappe peut être réalisée. En régime permanent de basses et hautes eaux on constate que la surface de la nappe épouse la surface topographique de l'interfluve (fig. 8). En régime transitoire, les phases d'installation de la nappe et de rabattement de la nappe sont analysées et illustrées par deux exemples. Le premier exemple (fig. 9a) montre le passage d'une saison sèche très marquée à une saison des pluies typique. L'arrivée des premières pluies, 50 mm entre le 5/12 et le 9/12, provoque une remontée rapide de la nappe à l'aval et à l'amont. La persistance des pluies entraîne un affleurement de la nappe, dont la forme épouse alors le relief, sauf au niveau de la station 4 sur ferralsol, où l'on

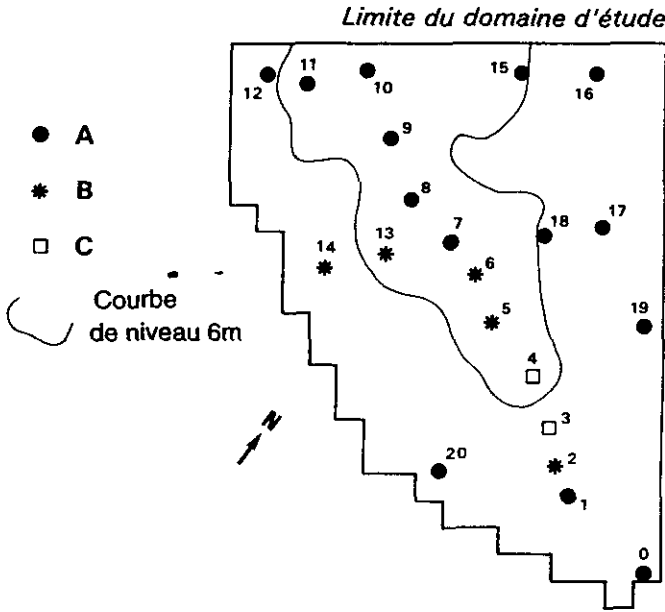


Figure 7 Typologie des stations piézométriques suivant l'occurrence de la nappe entre 0 et 1 m de profondeur. Groupe A : 60 à 90 % des relevés ; groupe B : 20 à 60 % des relevés et groupe C : moins de 10 % des relevés.

Classification of piezometric sites according to the time of residence of the water table between 0 and 1 m depth. Class A : 60 to 90 % of time residence ; class B : 20 to 60 % ; and class C : less than 10 %.

constate un net décrochement entre la surface topographique et la nappe. La vitesse moyenne de remontée de la nappe est importante : elle oscille entre 0,15 et 0,18 m jour⁻¹, soit environ 10⁻⁶ m s⁻¹. Par ailleurs, la remontée de nappe, lorsqu'elle est très rapide : de l'ordre de 2 à 10 h, peut se caractériser par un décalage temporaire entre la piézométrie de la couche de surface et la couche profonde située sous la discontinuité texturale. Ce déphasage, a pu être mis en évidence sur deux stations (7 et 15) équipées d'un piézomètre de surface et d'un piézomètre profond et pour quelques épisodes durant lesquels nous disposons de relevés piézométriques horaires. Ceci illustre le rôle, joué par la discontinuité texturale. La quasi totalité des piézomètres sont installés de façon à caractériser la charge hydraulique de la couche située sous la discontinuité texturale. Le second exemple choisi décrit un rabattement régulier et général de la nappe lors du passage de la saison des pluies à la saison sèche (*fig. 9b*). On observe une baisse rapide de la nappe, sauf au niveau de l'exutoire où le rabattement est plus faible. La vitesse moyenne de rabattement atteint une valeur de 0,12 m jour⁻¹.

Les observations de terrain, complétées par la caractérisation de la variabilité spatiale du milieu et l'analyse des mesures hydrologiques, fournissent des éléments essentiels concernant l'interprétation du fonctionnement hydrologique de l'interfluve. Quatre points se dégagent. i) La prédominance des transferts en milieu saturé est montrée par l'analyse des fluctuations de la nappe. ii) La rapidité

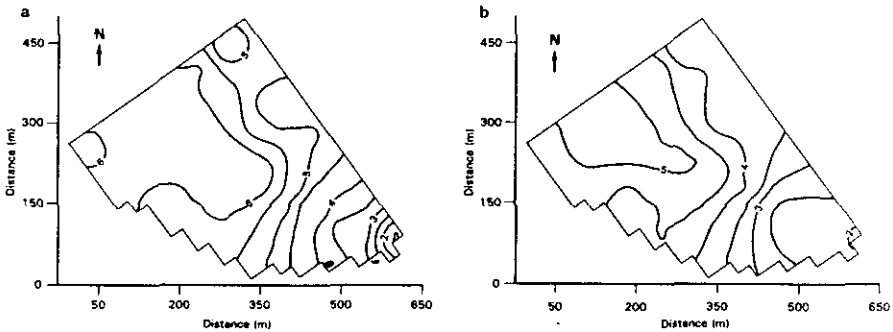


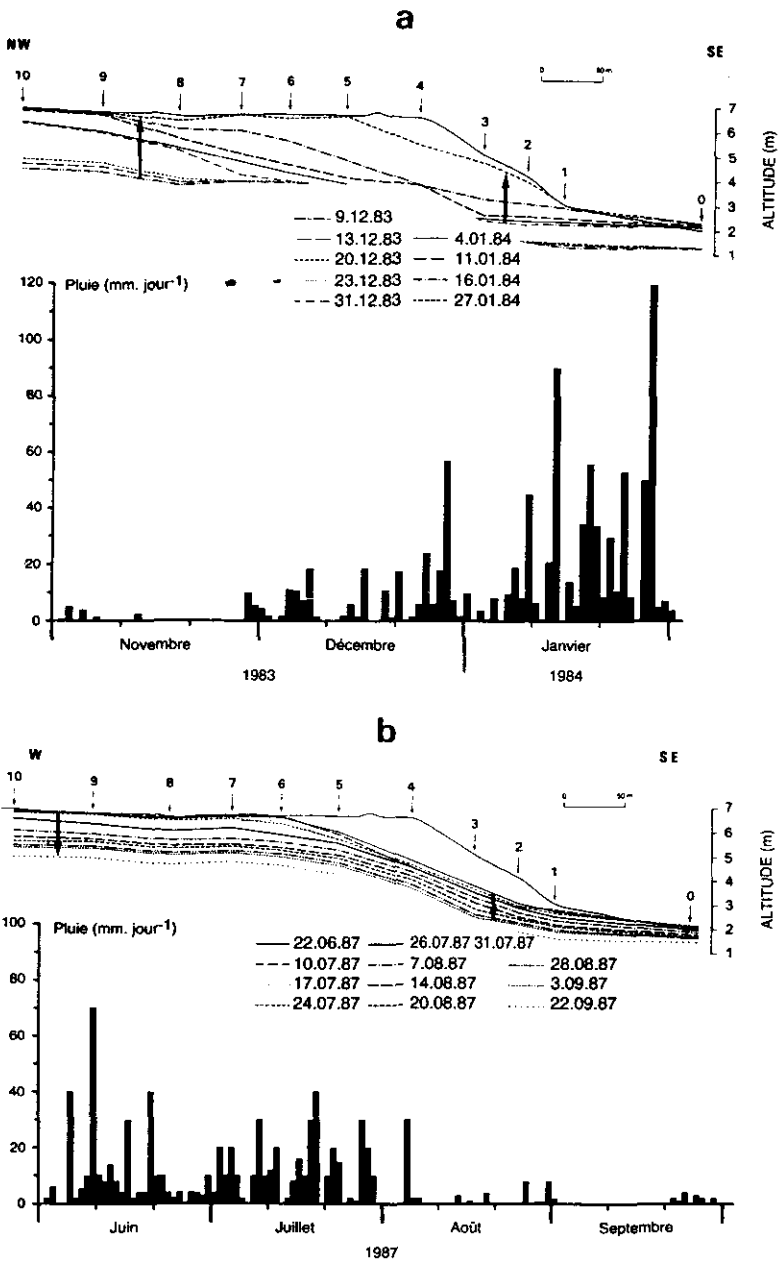
Figure 8 Cartogrammes de la surface de la nappe en régime permanent : (a) en période de hautes eaux (27/01/84) et (b) en période de basses eaux (9/03/84).

Isarithmic maps of water table levels : (a) during a high water period (27/01/84) and (b) during a low water period (9/03/84).

de la réponse de la nappe aux sollicitations pluviométriques laisse supposer que l'interfluve étudié n'est pas influencé par des apports des collines du socle voisin et est donc hydrauliquement isolé. iii) L'existence d'une hétérogénéité spatiale de la recharge qui est suggérée par les cinétiques mesurées de la nappe et la variabilité importante des propriétés hydrauliques des sols. La typologie des stations de mesure semble indiquer que la variabilité de la recharge peut être reliée à celle de la topographie et des sols. iv) La discontinuité texturale peut jouer un rôle de frein, lors d'épisodes de remontée rapide de la nappe, en ralentissant les échanges entre les couches situées de part et d'autre. La nappe de la couche profonde ayant ainsi parfois un comportement de nappe confinée.

5 – MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS

La modélisation des transferts en saturé doit permettre la mise en évidence des principaux moteurs de la cinétique et de la forme de la nappe. Après avoir successivement présenté dans une première partie le modèle, nous décrivons dans une seconde partie les conditions aux limites et conditions initiales, le champ de conductivité utilisé, la méthode d'estimation de la recharge et les épisodes de simulation retenus. Puis, dans une dernière partie nous présentons le calage des paramètres du modèle et les résultats de l'identification de la recharge.



5.1 Description du modèle

Le modèle à paramètres distribués utilisé pour ce travail, WATASI (WATER TABLE SIMULATION, WOLSACK, 1982), permet la modélisation des écoulements bidimensionnels au sein de systèmes aquifères multicouches. Il est construit sur une schématisation hydraulique de type Darcy-Dupuit. L'écoulement est décrit pour chaque couche par l'équation de diffusivité en milieu poreux :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) \right] = Q + S \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)$$

où x, y sont les coordonnées spatiales d'un point dans le plan horizontal, t est le temps, $h(x, y, t)$ est la charge hydraulique en (x, y) au temps t , S correspond au coefficient d'emmagasinement dans le cas d'une nappe confinée et à la porosité de drainage en nappe libre, $Q(x, y)$ est le terme source en (x, y) correspondant, suivant la couche, aux flux de recharge issus de la zone non saturée de l'aquifère et/ou aux flux de drainance issus des couches voisines, et $T(x, y)$ est la transmissivité en (x, y) .

L'interfluve est représenté par trois couches C_T, C_1, C_2 (fig. 10). La couche C_T (0,02 à 0,05 m d'épaisseur), matérialise la couche superficielle des thalwegs de bordure et permet de traduire leur rôle de drain. L'aquifère proprement dit est schématisé par deux couches superposées : C_1 (0,7 à 1,5 m d'épaisseur) représentant les horizons de surface jusqu'à la discontinuité texturale (DT) et C_2 (1,5 à 3 m d'épaisseur) les horizons sablo-argileux reposant sur le niveau imperméable

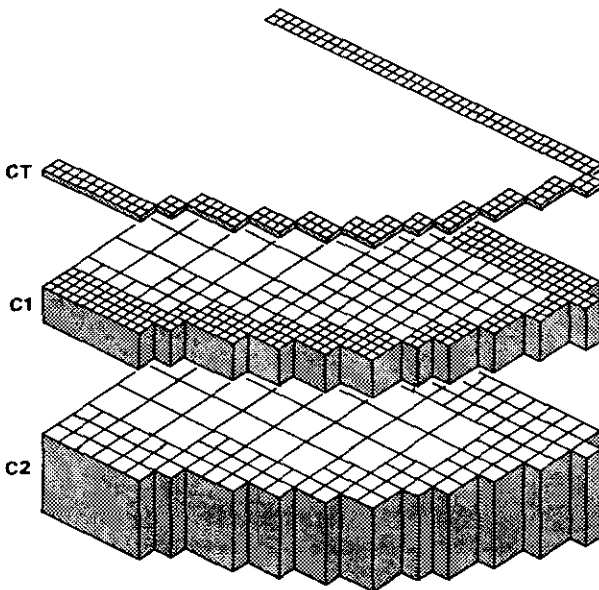


Figure 10 Discrétisation spatiale schématisée de l'aquifère. Domaine de surface : couche C_T et couche C_1 . Domaine de profondeur : couche C_2 .

Schematic spatial discretization of the aquifer. Surface domain : C_T and C_1 layers. Deep domain : C_2 layer.

(NI). Les mailles carrées de discrétisation des couches ont une taille variable, égale à 25 ou 50 m de côté. Pour chaque couche l'équation d'écoulement est linéarisée et appliquée au centre de chaque maille. On obtient ainsi un système d'équations aux dérivées partielles d'espace et de temps, de type elliptique quasi-linéaire en régime permanent et de type parabolique quasi-linéaire en régime transitoire. La résolution du système d'équations est effectuée par une méthode aux éléments finis suivant un schéma implicite. Le bilan des flux est calculé pour chaque couche en tenant compte des couches voisines grâce au terme source Q . Les échanges par drainance entre les couches C_1 et C_2 sont calculés suivant la loi de Darcy, en considérant un coefficient de drainance caractéristique de la discontinuité texturale séparant les deux couches.

5.2 Mise en œuvre du modèle

Les conditions initiales sont données par la piézométrie observée. Les conditions aux limites sont fixées par des conditions de charge mesurées le long des thalwegs et une condition de flux entrant est imposée sur la limite amont de l'interfluve ; cette dernière est calculée par la loi de Darcy à partir de valeurs mesurées de conductivité hydraulique et du gradient de charge entre les deux piézomètres situés à l'amont du transect axial, les stations 9 et 10 (fig. 3). Le champ de conductivité utilisé est celui estimé suivant la procédure décrite au § 4.1.

Pour déterminer la répartition spatiale de la recharge sur l'interfluve, nous avons procédé par modélisation inverse, c'est à dire par recherche itérative des valeurs permettant de simuler un champ de charge hydraulique le plus proche possible du champ mesuré. La partie crépinée des piézomètres étant située dans la couche C_2 , la comparaison entre la charge mesurée et la charge simulée est réalisée en prenant en compte la piézométrie simulée pour cette couche. Comme critère d'ajustement entre champs de charge hydraulique simulé et mesuré nous avons choisi le critère des moindres carrés, fréquemment utilisé (YEH, 1986). La recharge d'une nappe étant susceptible de varier en tous points de la surface d'alimentation, il serait en principe souhaitable de rechercher une valeur de recharge par maille de discrétisation du modèle d'écoulement utilisé. Cela aboutirait toutefois à une surparamétrisation, le nombre de valeurs de recharge à estimer étant très largement supérieur au nombre d'observations du champ de charge hydraulique. Aussi, en général, l'identification de la variabilité de la recharge est simplifiée en supposant l'existence d'un nombre restreint de zones au sein desquelles la recharge est constante (COOLEY, 1977 ; YEH et SUN, 1984). Dans le cas présent, conformément aux résultats des suivis de terrain, nous avons fait l'hypothèse d'une influence prépondérante de la nature du sol et de la position topographique sur la recharge. Six zones différentes de recharge, homogènes en termes de sol et de pente, ont été prises en compte initialement.

Au sein de la chronique de mesures piézométriques, trois périodes de simulation ont été distinguées afin de séparer le calage des paramètres du modèle et l'identification stricte de la recharge. Le calage est effectué sur deux périodes : l'une de 24 heures en régime permanent (6/06/86) et l'autre de trois mois en régime transitoire (23/05/85 au 20/08/85). En phase de régime permanent, nous recherchons le nombre minimal de zones de recharge différente qui permet, par calage des valeurs de recharge, le meilleur ajustement entre charges hydrauliques mesurées et simulées. En phase de régime transitoire, nous recherchons de la même manière les valeurs de la porosité de drainage pour la couche C_1 , du

coefficient d'emmagasinement pour la couche C_2 et du coefficient de drainance entre ces deux couches. La discrétisation spatiale de la porosité de drainage est établie en tenant compte des types de sols, de la pente et du maillage. Au cours de la phase de calage en régime transitoire, le calage du coefficient de drainance est effectué sur un épisode de six jours pour lequel nous disposons de relevés horaires. L'identification de la recharge, sans réévaluation des autres paramètres du modèle, est réalisée en régime transitoire sur un épisode de 109 jours entre le 22/05/86 et le 12/09/86.

5.3 Calage des paramètres et identification de la recharge

En régime permanent, le regroupement des six zones initiales de recharge en trois zones permet une simulation du champ piézométrique sans perte de précision, avec une erreur moyenne sur la piézométrie simulée de $-0,41$ m et un écart-type d'erreur de $0,24$ m. L'ajustement est donc satisfaisant. Une analyse plus fine montre toutefois un ajustement moins bon pour les piézomètres de bordure et meilleur pour les autres piézomètres. Ce résultat est à mettre en parallèle avec l'incertitude existant sur les valeurs estimées des conductivités sur les bordures de l'aquifère. Chacune des trois zones de recharge correspond à des types de sols spécifiques. La zone 1 périphérique, à recharge nulle, est délimitée par la courbe de niveau 6 m et couvre 65 % de la superficie totale. Elle correspond aux sols situés sur les versants de l'interfluve : les alluvial gleysols et une grande partie des sols planosoliques. La zone 2, à recharge faible ($q_2 = 2$ % de la pluie) et située à l'amont, occupe 25 % de la superficie totale. Elle correspond à des sols planosoliques et aux podzols. La zone 3, à recharge plus élevée ($q_3 = 10$ % de la pluie) et située au centre de l'interfluve, couvre 10 % de la superficie totale. Elle concerne les ferralsols, les ferralsols dégradés et la zone de transition entre ces derniers et les podzols. L'alimentation souterraine amont est très faible et représente seulement 3,3 % de la recharge totale. Une analyse de sensibilité de l'alimentation amont aux incertitudes sur le gradient amont de charge hydraulique montre, du fait des surfaces réduites d'échange concernées (section verticale amont de 800 m² pour les couches C_1 et C_2 réunies), que la part de l'alimentation amont dans la recharge reste faible dans tous les cas.

Durant la première période de régime transitoire, le calage simultané des paramètres hydrodynamiques et de la recharge aboutit à un ajustement satisfaisant des piézométries pour la majorité des 21 stations, avec toutefois l'existence d'un excès d'eau, d'environ $0,3$ m, généré par le modèle pour les piézométries les plus faibles (fig. 11). L'erreur moyenne sur l'ensemble de la période oscille entre $-0,26$ m et $+0,33$ m. L'écart-type d'erreur est compris entre $0,22$ et $0,3$ m. Les valeurs identifiées du coefficient de drainance, 10^{-6} m s⁻¹ à l'amont et $5 \cdot 10^{-6}$ m s⁻¹ pour les autres sols, sont très inférieures aux valeurs de conductivité des sols (tabl. 2) et soulignent le rôle de la discontinuité texturale. Le coefficient d'emmagasinement S est identique pour toutes les mailles : $S = 6 \cdot 10^{-3}$. Trois valeurs de porosité de drainage sont obtenues : 0,6 % à l'amont, 3 % sur les mailles centrales et 0,2 % sur les mailles correspondant aux ferralsols et ferralsols dégradés. La recharge identifiée pour toute la période et rapportée à la pluie moyenne quotidienne est nulle pour la zone 1, comprise entre 2 et 12 % pour la zone 2 et entre 10 et 32 % pour la zone 3. L'alimentation souterraine amont représente en moyenne 1 à 2 % de la recharge totale et apparaît donc à nouveau négligeable. La figure 12 montre l'étroite relation entre les évolutions de la recharge estimée et de la pluie.

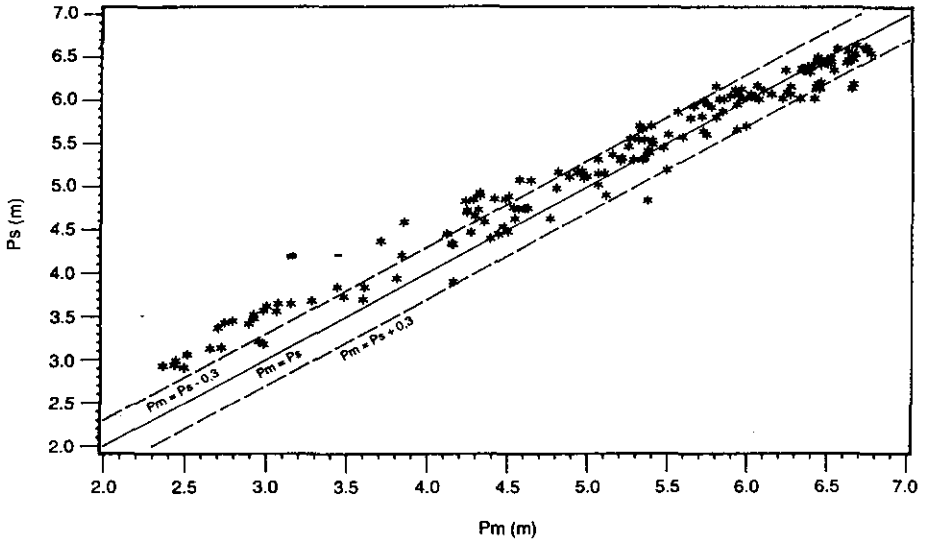


Figure 11 Hauteurs piézométriques mesurées (P_m) et simulées (P_s) pour l'épisode de régime transitoire du 23/05/85 au 20/08/85.

Measured (P_m) and simulated (P_s) hydraulic heads during the transient flow period from 23/05/85 to 20/08/85.

Durant la deuxième période de régime transitoire, l'identification de la recharge est réalisée sans recalage des paramètres de modélisation. L'erreur moyenne d'ajustement sur l'ensemble de la période oscille entre $-0,33$ m et $0,38$ m et l'écart-type est compris entre $0,16$ et $0,39$ m. L'ajustement est satisfaisant sur la majeure partie des stations, l'écart entre piézométries calculée et mesurée y est inférieur à $0,3$ m (fig. 13). L'allure générale des fluctuations de la nappe est dans tous les cas correctement reproduite. La recharge est nulle sur la zone 1, elle est comprise entre 2 et 10 % de la pluie sur la zone 2 et entre 10 et 35 % sur la zone 3 (fig. 14). L'alimentation souterraine amont est toujours très faible et représente en moyenne 1 à 2 % de la recharge totale.

5.4 Estimation du ruissellement

La faiblesse relative de la recharge calée, 0 à 35 % de la pluie sur les épisodes étudiés, conduit à supposer qu'une part importante de la pluie s'écoule sous forme de ruissellement (à la surface et/ou dans les premiers cm du sol) ou est stockée dans les horizons de surface non saturés. L'estimation du ruissellement a été réalisée sur cinq épisodes d'environ un mois chacun, pour lesquels nous disposons d'un suivi des variations de profils d'humidité des sols. Le ruissellement est calculé à partir de l'équation du bilan hydrique, soit :

$$R = P - ETP - \Delta S_{NS} - P_e$$

avec R le ruissellement, P la pluviométrie mesurée, ETP l'évapotranspiration journalière, ΔS_{NS} la variation de stock en eau dans la tranche de sol non saturée et P_e la recharge simulée. Une valeur moyenne de ruissellement sur l'interfluve est

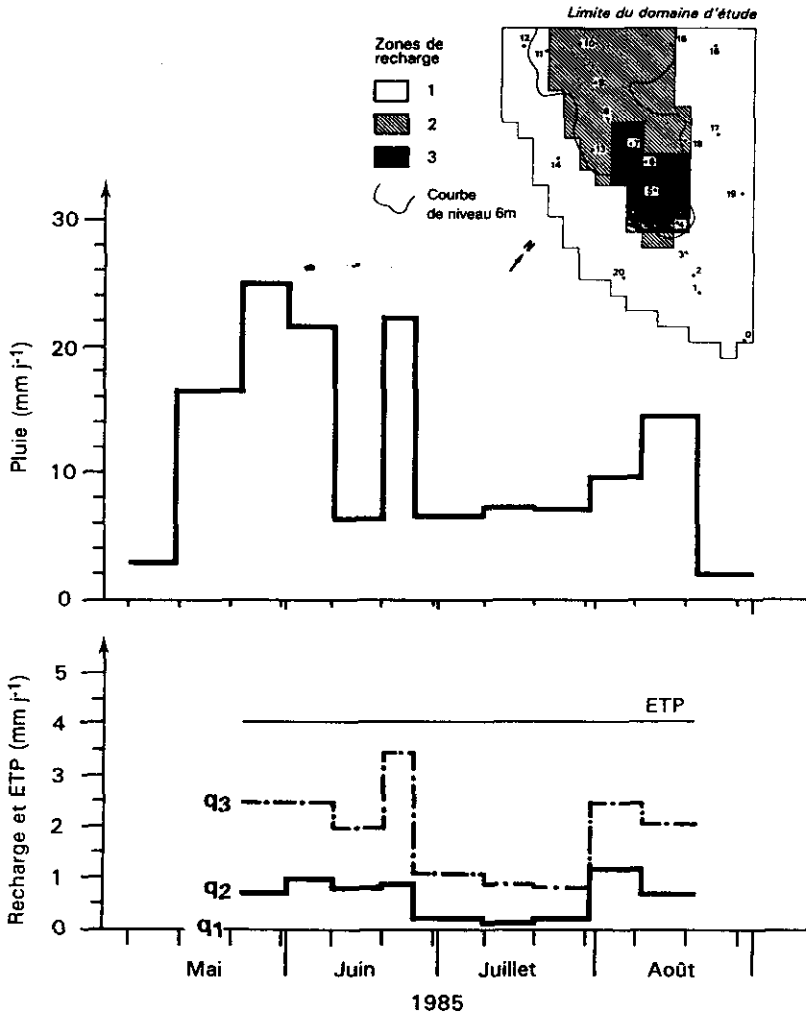


Figure 12 Pluviométrie journalière moyenne (P), ETP estimée et flux de recharge calés pour le régime transitoire du 23/05/85 au 20/08/85. Les recharges sont notées pour les zones 1, 2 et 3 respectivement q_1 , q_2 et q_3 . Pour la zone 1 la recharge $q_1 = 0$.

Mean daily rainfall (P), estimated potential evapotranspiration (PET) and identified recharge rates during the transient flow period from 23/05/85 to 20/08/85. Recharge rates over zones 1, 2 and 3 are noted q_1 , q_2 and q_3 respectively. For zone 1 recharge $q_1 = 0$.

calculée à partir des valeurs de ruissellement estimées durant cinq épisodes, pour six stations de mesure situées sur le transect axial. Elles ont été calculées avec la recharge simulée, une valeur d'ETP de 4 mm jour⁻¹ (étant donné l'absence de mesures sur le site et la difficulté de distinguer une valeur d'ETP suivant la saison, nous avons choisi une valeur d'ETP journalière moyenne sur

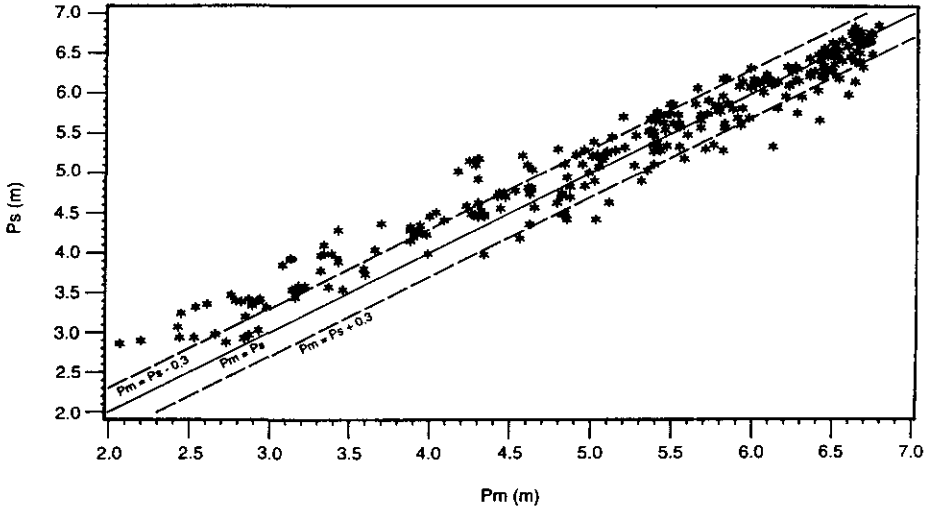


Figure 13 Hauteurs piézométriques mesurées (P_m) et simulées (P_s) pour l'épisode de régime transitoire du 22/05/86 au 12/09/86.
Measured (P_m) and simulated (P_s) hydraulic heads during the transient flow period from 22/05/86 to 12/09/86.

l'année, soit 4 mm) et les variations estimées de stock ΔS_{NS} . Ces dernières sont calculées à partir des profils hydriques mesurés par humidimétrie neutronique au début et à la fin de chacun des cinq épisodes. Le tableau 3 indique les résultats obtenus. Il comporte aussi pour chaque valeur moyenne estimée de ruissellement un intervalle de variation, calculé à partir des moyennes des bornes maximales d'incertitude sur l'ETP (± 2 mm) et sur la variation de stock ($\pm 2\%$). L'analyse des valeurs montre clairement l'importance du phénomène de ruissellement.

Au total, la modélisation des écoulements entreprise aboutit à une reproduction satisfaisante de la dynamique de la nappe dans l'interfluve. Ainsi, sur l'ensemble des périodes de calage des paramètres et d'identification de la recharge, les champs piézométriques simulés sont proches des champs mesurés. De surcroît, il faut signaler la stabilité de l'ordre de grandeur des valeurs de recharge identifiées, que ce soit avec ou sans calage simultané des paramètres de la modélisation ; ceci conforte les calages et zonages effectués. On observe toutefois sur les piézométries simulées un excès d'eau systématique en bordure de l'interfluve. Deux causes peuvent l'expliquer. La première correspond à une sous-estimation des conductivités de bordure, dont l'incertitude d'estimation a été signalée précédemment. La seconde est l'existence de phénomènes localisés d'exfiltration de la nappe sur les sols de bordure, phénomènes non reproductibles par la modélisation. Dans les deux cas, les flux de bordure seraient supérieurs aux flux simulés. Une analyse de sensibilité de l'identification de la recharge aux conductivités de bordure montre qu'une augmentation de conductivité permet de minorer les excès d'eau en bordure sans toutefois modifier sensiblement les valeurs de recharge identifiées sur l'ensemble de l'interfluve. Aussi, les divergences locales des simulations ne remettent pas en cause les enseignements que

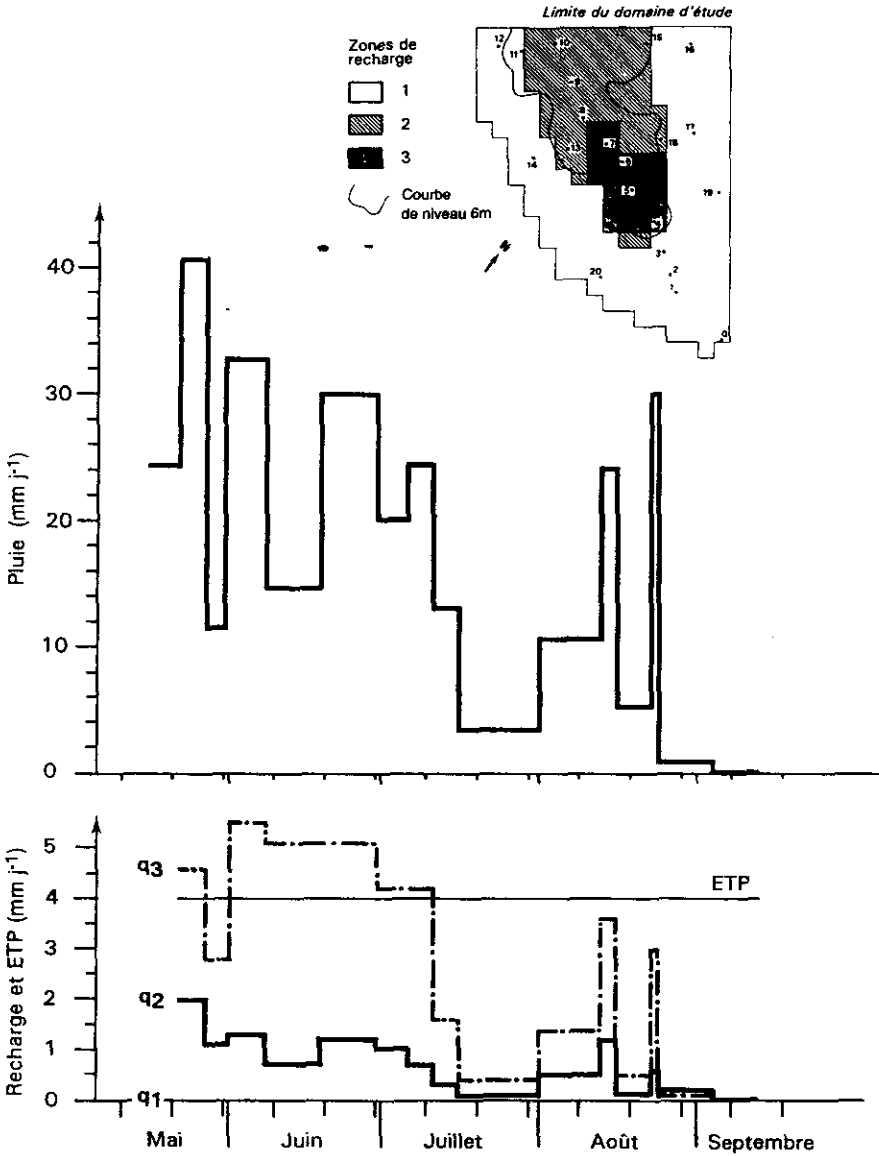


Figure 14 Pluviométrie journalière moyenne (P), ETP estimée et flux de recharge calés pour le régime transitoire du 22/05/86 au 12/09/86. Les recharges sont notées pour les zones 1, 2 et 3 respectivement q_1 , q_2 et q_3 . Pour la zone 1 la recharge $q_1 = 0$.

Mean daily rainfall (P), estimated potential evapotranspiration (PET) and identified recharge rates during the transient flow period from 22/05/86 to 12/09/86. Recharge rates over zones 1, 2 and 3 are noted q_1 , q_2 and q_3 respectively. For zone 1 recharge $q_1 = 0$.

l'on peut tirer de la phase de modélisation. En premier, les hypothèses de faiblesse des alimentations amont et d'isolement de l'interfluve apparaissent cohérentes. En effet, malgré l'absence d'apports latéraux importants, de faibles valeurs de recharge, issues de la zone non saturée et compatibles avec les possibilités naturelles de drainage des sols, suffisent à maintenir la nappe à une altitude élevée. En second, la forme et la dynamique de la nappe sont liés à l'existence d'une variabilité spatiale de la recharge et des propriétés hydrauliques au sein de l'interfluve. Ces variabilités peuvent être reliées à la topographie et à la distribution des sols. Ainsi la recharge de la nappe s'effectue principalement au sommet de l'interfluve, délimité approximativement par la courbe de niveau 6 m.

Tableau 3 Ruissellement moyen estimé sur l'interfluve, en % de la pluie totale, pour cinq épisodes climatiques. Entre parenthèses sont données les bornes extrêmes des intervalles d'erreur du ruissellement estimé.

Table 3 Mean estimated run of over the interfluvief, as a percentage of total rainfall, during five periods. The boundaries of the error interval of estimated values of runoff are given in brackets.

Episode	11/01-15/01/84	16/01-26/01/84	27/01/2/02/84	23/05-15/07/85	16/07-14/08/85
Durée (j)	5	11	6	54	29
Pluie (mm j ⁻¹)	25,2	26,4	22,9	14,4	9
Ruissellement (%)	65	55	72	69	49
Intervalle d'erreur	(47-79)	(45-63)	(60-80)	(53-77)	(23-64)

6 - CONCLUSION

Ce travail a permis d'aborder l'étude du fonctionnement hydrologique d'un interfluve de la plaine côtière ancienne de Guyane française. Les résultats obtenus montrent que l'interfluve peut être considéré comme hydrauliquement isolé. La dynamique de la nappe est sous la dépendance directe des pluies locales. La gestion de l'eau peut donc être raisonnée à l'échelle de l'interfluve. Par ailleurs, l'existence de liaisons spatiales fortes entre la variabilité de la recharge, la topographie et la distribution des sols suggère la possibilité d'extrapoler les fonctionnements identifiés sur l'interfluve étudié vers l'ensemble de la plaine côtière ancienne. En particulier, il semble possible d'identifier les principales zones de recharge de la plaine côtière ancienne à partir de relevés topographiques, de cartes des sols détaillées au 1/5 000^e et d'un échantillonnage réduit de mesures de conductivités hydrauliques.

Parallèlement, l'étude montre l'importance de la prise en compte de la variabilité des propriétés des matériaux et des processus au sein et aux limites de l'interfluve en vue de la modélisation des écoulements saturés. La connaissance détaillée de la topographie et de la distribution des sols s'est avéré un guide précieux pour la paramétrisation de la modélisation et le zonage de la recharge.

Sur le plan agronomique, il apparaît possible de proposer des aménagements spécifiques pour les différentes zones de recharge et de temps de présence de la

nappe. Deux cas de figure sont à envisager suivant le niveau de contrainte de l'excès d'eau : i) pour les sols à faible contrainte hydrique, c'est à dire les ferralsols (et ferralols dégradés) assurant une forte recharge de la nappe, si les contraintes chimiques (forte toxicité aluminique et fertilité chimique faible) peuvent être levées, une intensification agricole de ces sols est possible ; ii) pour les sols à forte contrainte hydrique, il s'agit des sols les plus représentés assurant une recharge faible à nulle de la nappe, le drainage de l'excès d'eau par fossés à ciel ouvert ou par drains enterrés doit être pris en compte. Pour ces sols, 85 % des relevés effectués pendant trois années ont montré la présence de la nappe dans les deux premiers mètres du sol. Moins de 30 % de la pluie suffit à expliquer les fluctuations rapides et importantes de la nappe. Le drainage implique cependant deux conditions préalables : le creusement des émissaires principaux assurant une évacuation rapide de l'eau en excès, car les temps de concentration de la pluie sont très courts, et la recomposition du parcellaire en parcelles homogènes en termes de sols et de topographie.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient R. BOUZIGUES, Y.M. CABIDOCHÉ, J.C. FAVROT et P. LAGACHERIE pour leurs remarques constructives tout au long de ce travail. Ils remercient par ailleurs les Volontaires à l'Aide Technique de l'INRA-SAD de Guyane pour leur contribution aux mesures de terrain, la Division Hydrologie-Hydraulique du CEMAGREF de Lyon pour son accueil et J. CORNET et F. MAZELLA pour les figures de cet article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDRIEUX P., 1990. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques des sols sur le bilan hydrologique. L'exemple d'un système de sols sur barre pré littorale (Guyane française). Thèse Doctorat, Univ. Sc. Tech. Languedoc, Montpellier, France, 183 pp.
- ANDRIEUX P., DURBEC A., VOLTZ M., 1990. Identification of recharge in a highly heterogeneous tropical soil system : the old offshore bars in french guyana. Transactions of the 14th International Congress of Soil Science, Kyoto, Japan, 12-18/08 1990, vol. I, pp. 196-201.
- BICKI T.J., FENTON T.E., LUCE H.D., DEWITT T.A., 1988. Comparison of percolation test results and estimated hydraulic conductivities for mollisols and alfisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1708-1714.
- BOULET R., HUMBEL F.X., LUCAS Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. 2. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 19(4), 323-339.
- BOUMA J., 1983. Use soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. In : *Agricult. Water Management*. Elsevier, Amsterdam, 6(2-3), 177-190.

- COLOMBANI J., LAMAGAT J.P., THIEBAUX J., 1972. Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode Müntz. Une extension de la méthode Porchet aux sols hétérogènes. Cah. ORSTOM, sér. *Hydrol.*, 9(3), 15-46.
- COOLEY R.L., 1977. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow. 1. Theory and numerical properties. *Water Resour. Res.*, 13(2), 318-324. -
- FAVROT J.C., LAGACHERIE P., BOUZIGUES R., ANDRIEUX P., BARTHES B., VINCENT B., 1987. Etude des sols du secteur de référence de la Savane guyanaise en vue de l'assainissement drainage. Rapport INRA, Science du Sol, Montpellier, n° 581, 412 pp.
- HOEKSEMA R.J., KITANIDIS P.K., 1985. Analysis of the spatial structure of properties of selected aquifers. *Water Resour. Res.*, 21(4), 563-572.
- JOURNEL A.G., HUIJBREGTS C.J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, New York, 600 pp.
- McBRATNEY A.B., WEBSTER R., 1986. Choosing functions for semi-variograms of soil properties and fitting them to sampling estimates. *Journal of Soil Science*, 37, 617-639.
- MATHERON G., 1970. La théorie des variables régionalisées et ses applications. Cah. Centre Morphol. Math. Fontainebleau, 5, 212 pp.
- ROCHE M.A., 1982. L'évapotranspiration réelle de la forêt amazonienne en Guyane. Cah. ORSTOM, sér. *Hydrol.*, 19(1), 37-44.
- SOPHOCLEOUS M.A., 1991. Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge : practical aspects. *J. Hydrol.*, 124(3-4), 229-241.
- SOURDAT M., DELAUNE M., 1970. Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais. Cah. ORSTOM, sér. *Pédol.*, 8(1), 81-97.
- TURENNE J.F., 1977. Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. Mémoires ORSTOM, Paris, n° 84, 167 pp.
- TURENNE J.F., 1979. Sédimentologie (plaines côtières). In : Atlas des départements d'outre-mer. 4. La Guyane. CNRS-ORSTOM eds, Bordeaux-Talence, France.
- WARRICK A.W., NIELSEN D.R., 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In : Hillel (editor), *Applications of Soil physics*. Academic Press, New York, pp. 319-344.
- WOLSACK J., 1982. Programme WATASI, version 5. Division Hydraulique Souterraine et Drainage, Centre Technique du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Antony, 26 pp.
- YEH W. W-G., 1986. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology : the inverse problem. *Water Resour. Res.*, 22(2), 95-108.
- YEH W. W-G., SUN N-Z., 1984. An extended identifiability in aquifer parameter identification and optimal pumping test design. *Water Resour. Res.*, 20(12), 1837-1847.