

Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger)

Guillaume Favreau^{a,b,*}, Christian Leduc^a, Christelle Marlin^b, Abdou Guéro^{a,b}

^a UMR HydroSciences Montpellier, IRD, BP 5045, 34032 Montpellier cedex, France

^b Laboratoire d'hydrologie et de paléohydrologie, université Paris-Sud, bât. 504, 91405 Orsay cedex, France

Reçu le 2 décembre 2001 ; accepté le 4 décembre 2001

Présenté par Ghislain de Marsily

Abstract – A rising piezometric depression in the Sahel (southwestern Niger). In southwest Niger, the Continental Terminal water table displays a natural hollow shape about 10 m in depth over an area of 4000 km². A 10-year survey of this hollow aquifer has shown that current recharge is above 20 mm yr⁻¹. The water table has risen continuously since the 1950–1960s as a result of land clearance. This shows a disequilibrium in the aquifer balance. The long-term recharge rate is estimated by radioisotopes to be around 1 mm yr⁻¹. This figure fits with the only possible origin of the piezometric depression, i.e. evapotranspiration losses in its centre. *To cite this article: G. Favreau et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 395–401.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

groundwater / hollow aquifer / natural recharge / Sahel / Niger

Résumé – Au sud-ouest du Niger, la nappe libre du Continental terminal présente, sur 4000 km², une dépression piézométrique naturelle, d'amplitude décamétrique. Le suivi de cette dépression depuis 10 ans montre que la recharge actuelle est supérieure à 20 mm an⁻¹. La piézométrie, en hausse depuis les années 1950–1960, sous l'effet du déboisement, traduit un déséquilibre de la nappe. Par géochimie isotopique, le taux de recharge à long terme est estimé comme étant de l'ordre du millimètre par an. Ce taux faible est compatible avec la seule origine possible de la dépression, celle d'une évapotranspiration préférentielle en son centre. *Pour citer cet article : G. Favreau et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 395–401.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

nappe libre / dépression piézométrique / recharge naturelle / Sahel / Niger

Abridged version

1. Introduction

Unconfined aquifers with a naturally closed piezometric depression are frequent in the Sahel [2]. Their particular shape is usually explained by low evapotranspiration, slightly higher than recharge in the centre of the depression, and weak lateral groundwater flow due to low permeability [1]. Locally, eustatic fluctuations [7] or recent tectonics are possible causes.

In southwest Niger near Niamey, the piezometric depression of the Dantiandou kori (kori: dry valley in Niger) was identified in the 1960s [4]. Because pumping is limited and tectonic stable [10], evapotranspiration is the only possible explanation for this depression [13]. New data [8,

14] represent about 15 000 level measurements from 200 wells and boreholes and more than 100 chemical and isotopic analyses acquired over a period of ten years [11–13]. This paper presents the main characteristics of this closed depression and changes that have taken place in recent decades.

2. Hydrogeological setting

The water table lies in the Continental Terminal, a silty to clayey Tertiary formation that outcrops over 150 000 km² in southwest Niger (Fig. 1). To the west, the Niger River erodes the Precambrian basement and is a natural outlet for groundwater. The climate is semi-arid, with an annual rainfall of 567 mm (90% between June and September) and a potential evapotranspiration of 2500 mm yr⁻¹.

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : favreau@msem.univ-montp2.fr (G. Favreau).

The potentiometric levels in the closed depression (covering nearly 4000 km²) vary between 186 m in the centre and 193 and 202 m at its limits (Fig. 1). The depth to the water table varies between 5 m below the dry valleys, and 75 m below the lateritic plateaux; the mean saturated thickness of the aquifer is 30 m and transmissivity is between 10⁻⁵ and 10⁻³ m² s⁻¹ [8]. The geochemical parameters are consistent with the climate and the quartzic nature of the aquifer. Groundwater temperature is around 30 °C, pH between 5.0 and 6.0, *Eh* between +300 and +500 mV; the total dissolved solid values are low, generally around 50 mg l⁻¹.

3. Hydrodynamics

In the depression area, groundwater recharge is indirect [6, 13]. During the rainy season, runoff concentrates in endoreic pools, natural outlets of surface basins of the order of one square kilometre; emptying of these temporary pools creates seasonal mounds in the water table. This localised recharge process is illustrated in Fig. 1 by the interweaving of the potentiometric surveys with and without seasonal fluctuation in the water table.

During recent decades, there has been a steady rise in the water table over the whole area; land clearance increases crusting of the soil surface, which in turn increases surface runoff to the pools and subsequently groundwater recharge [14]. The mean rise, which was 3 m between 1960 and 2000, was of 0.20 m yr⁻¹ during the 1990s (locally between 0.01 and 0.45 m yr⁻¹; Fig. 2). Assuming porosity between 10 and 25%, the recent rise of 0.20 m yr⁻¹ implies an annual recharge equal to or higher than 20 and 50 mm yr⁻¹. This is comparable with other estimates: 10 to 80 mm yr⁻¹ [6] and 50 mm yr⁻¹ [13] based on local water budgets. The long-term rise has slightly modified the shape of the piezometric depression; however, the rise means that the current recharge is not representative of the steady state.

4. Geochemistry

In the closed depression, about 30 representative [9] wells and boreholes were sampled for isotopes between 1993 and 1998: ¹⁸O, ²H, ³H for water, ¹⁴C and ¹³C for dissolved inorganic carbon [8]. The recharge processes were inferred from the stable isotope contents of water (¹⁸O, ²H); ¹⁴C and ³H radiochronometers were used to estimate the long-term recharge rates.

The stable isotope contents of groundwater varied between -5.8 and -2.9‰ vs VSMOW for δ¹⁸O, and between -39 et -21‰ vs VSMOW for δ²H (respective means of -4.7 and -30‰); all samples were close to or between the Global and the Local Meteoric Water Lines (Fig. 3). This confirms that infiltration is rapid after rainfall. Moreover, there is no link between ¹⁸O and ²H contents and geography, potentiometric levels, water table depth (Fig. 3) or the ³H and ¹⁴C contents [8]. These characteristics suggest that groundwater has infiltrated under unchanged climatic conditions.

The ¹⁴C activities varied between 60.4 ± 0.5 and 97.1 ± 0.9 pmC (average 83.4 pmC). The ³H contents were low (maximum 4 ± 1 TU) and 60% were below the detection threshold (2.1 TU). The independence of δ¹³C, Ca²⁺ and ¹⁴C activity confirms the lack of carbonate influence; therefore ¹⁴C can be used as a tracer of the residence time in the aquifer. The model used for interpretation is derived from [12], but takes into account the increase in groundwater reserves:

$$An_i = \left[(1 - Tr) An_{i-1} e^{-\ln 2/T} \left(1 + \sum_{n=1}^{i-1} S_n \right) + (Tr + S_i) Ap_i \right] / \left[1 + \sum_{n=1}^i S_n \right]$$

where An_i is the radio-isotopic groundwater content in year i , Tr the annual renewal rate of groundwater, T the isotope half-life (12.43 yr for ³H, 5730 yr for ¹⁴C), Ap_i the radio-isotopic rainfall content in year i , S_n the rise in groundwater reserve for year n , compared with the initial reserve in 1950. Atmospheric values are taken from [12, 15, 17]. As ³H contents are low, this tracer only indicates a maximum renewal rate: $Tr < 0.30\%$. The median ¹⁴C activity gives a Tr comprised between 0.04 and 0.06% (Fig. 4), i.e., a median recharge between 1.2 and 4.5 mm yr⁻¹. This value is representative for the steady state of the water table.

5. Discussion

The closed depression exists because evaporation is locally higher than deep infiltration. Because of the depth of the unsaturated zone, evaporation is only a few mm yr⁻¹ [5]. Deep recharge should logically be lower in steady state, but the estimate of the present recharge, between 20 and 50 mm yr⁻¹, is much higher than evaporation. This incompatibility is only an impression and can be explained by the changes that have occurred over the last decades.

Before 1960, the piezometric depression was located strictly below the Dantiandou valley and its hydrodynamics was in steady state [4, 8]. Descriptions and photographs show the Dantiandou valley before 1950 as a narrow gallery forest [3, 8]. Its conceptual functioning is shown in Fig. 5: deep recharge occurred at a few points and lateral flows were weak; the slight evaporation that occurred over the whole area is estimated at between 1 and 5 mm yr⁻¹ for depths to the water table comprised between 5 and 25 m [5]. Transpiration was active below the dry valley, and its magnitude was probably much higher than evaporation (e.g., [16]). Neither capillary flow nor root extraction alter the isotopic signal, which agrees with the lack of evaporation feature in an ¹⁸O vs ²H diagram (Fig. 3).

Numerical modelling of the steady state of the depression in 1960 [8] matches well with hydrodynamic and geochemical results. The model uses a range of aquifer transmissivity of 10⁻⁵ to 10⁻³ m² s⁻¹ and evapotranspiration rates from the water table between 1 and 10 mm yr⁻¹ below the Dantiandou valley. Elsewhere, net groundwater

recharge is of the order of 1 mm yr^{-1} . During subsequent decades, land clearance increased surface runoff, and as a consequence groundwater recharge was increased 10 fold in 40 years [14].

6. Conclusion

The Dantiandou closed depression is the first Sahelian water table of this type to have been affected by such

a significant rise: groundwater recharge was estimated at between 1 and 5 mm yr^{-1} before 1960 and is now comprised between 20 and 50 mm yr^{-1} . This illustrates the need to consider environmental changes from a long-term viewpoint: it is impossible to understand the present state without reconstructing the decades that went before. In the future, the new water budget induced by changes in land-use will probably lead to the gradual disappearance of this piezometric depression.

1. Introduction

Les nappes en creux, dépressions piézométriques naturelles, sont des structures fréquentes dans les grandes nappes libres sahéliennes [2], bien que rarement évoquées dans la littérature scientifique. Leur existence est le plus souvent expliquée par une évapotranspiration dominante au centre de la dépression, compensée par de faibles flux latéraux [1]. Localement, les variations eustatiques [7] ou l'impact de la tectonique récente sont des causes possibles.

Dans le Sud-Ouest du Niger, près de Niamey, la dépression piézométrique du kori de Dantiandou (kori : vallée sèche au Niger) a été identifiée au début des années 1960 [4]. La faiblesse des prélèvements anthropiques, estimés à $0,1 \text{ mm an}^{-1}$ vers 1960 [8], l'absence de tectonique récente [10] et l'éloignement océanique suggèrent une origine par évapotranspiration [13]. De nouvelles données [8, 14] ont récemment complété celles accumulées depuis 10 ans sur la zone d'étude [11–13]. Le suivi piézométrique de

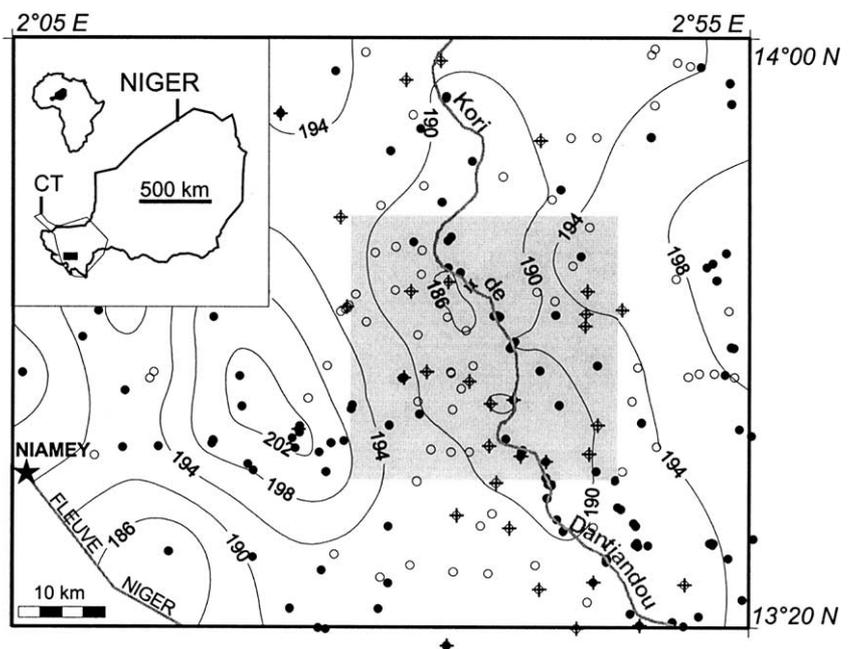
près de 200 ouvrages (totalisant 15 000 mesures) ainsi qu'une centaine de nivellements permettent de préciser la morphologie de la dépression et les processus de recharge ; en parallèle, plus d'une centaine d'analyses chimiques et isotopiques ont été effectuées. Exploitant cette importante masse de données, cette note a pour objectif de présenter les caractéristiques originales de cette dépression et d'analyser son fonctionnement, ancien et actuel, à partir de l'interprétation critique des résultats hydrodynamiques et géochimiques.

2. Cadre hydrogéologique

L'aquifère de la nappe étudiée appartient au Continental terminal, une formation silto-argileuse d'âge Tertiaire [10], qui affleure sur près de $150\,000 \text{ km}^2$ dans le Sud-Ouest du Niger (Fig. 1). En surface, le paysage présente une succession de plateaux latéritiques et de vallées ensablées, avec un dénivelé inférieur à 100 m ; le kori de Dantiandou est l'une de ces vallées sèches, héritées des périodes humides du

Figure 1. Localisation de la zone d'étude dans le Sud-Ouest du Niger dans les limites du Continental terminal (encart) et piézométrie (début 1998) de la nappe libre à l'est de Niamey. La dépression piézométrique est matérialisée par l'isopièze 190 m à l'aplomb du kori de Dantiandou. Localisation des sites avec (●) ou sans (○) fluctuation piézométrique saisonnière, et points d'échantillonnage isotopique (+). La zone grisée délimite la Fig. 2.

Figure 1. Map of Niger showing the location of the Continental Terminal (CT) outcrops (small inset) and potentiometric map of the water table east of Niamey (in metres, above m.s.l., beginning of 1998). The 190 m ellipsoidal contour in the centre delimits the piezometric depression of the Dantiandou kori. Location of the potentiometric surveys, with (●) or without (○) seasonal fluctuation, and isotopic samplings (+). The shaded grey square shows the location of Fig. 2.



Quaternaire. À l'ouest, le fleuve Niger érode le socle et constitue un exutoire naturel de la nappe. Le climat est semi-aride, avec une pluviométrie annuelle de 567 mm à Niamey (90% entre juin et septembre) et une évapotranspiration potentielle de 2500 mm an⁻¹.

La piézométrie de la nappe est présentée sur la Fig. 1. À l'échelle de la zone d'étude, les gradients hydrauliques sont faibles, inférieurs à 1‰. La dépression piézométrique, alignée sur le kori de Dantiandou, présente une forme allongée sur près de 4000 km², pour un creux d'une dizaine de mètres (piézométrie de 186 m au centre, de 193 à 202 m sur les bordures). La profondeur de la nappe, comprise entre 55 et 75 m sous les plateaux latéritiques, varie de 25 à moins de 5 m sous les vallées sèches. L'épaisseur saturée de l'aquifère est en moyenne de 30 m. Le mur de la nappe est constitué d'une couche argileuse décimétrique continue, qui empêche toute drainance avec les aquifères captifs sous-jacents. L'estimation des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère par une vingtaine d'essais de débits montre des transmissivités faibles, de l'ordre de 10⁻⁵ à 10⁻³ m² s⁻¹ [8]. Les caractéristiques physico-chimiques de la nappe ont été décrites par Favreau [8] et Leduc et Taupin [11]. La température des eaux est proche de 30 °C, le pH acide (5,0 à 6,0) et les conditions oxydantes (*Eh* variant de 300 à 500 mV). La minéralisation totale des eaux est faible, de l'ordre de 50 mg l⁻¹, de type nitraté-bicarbonaté, sodi-calcique. Les indices de saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés sont très faibles (-5 à -3), en accord avec la nature strictement quartzo-kaolinique de l'aquifère.

3. Résultats hydrodynamiques

L'analyse de la variation de la piézométrie à l'échelle saisonnière et interannuelle a permis de comprendre et de quantifier la recharge actuelle [6, 13]. Pendant la saison des pluies, le ruissellement consécutif aux intenses précipitations se concentre dans des bas-fonds endoréiques et forme des mares temporaires, toujours en position perchée par rapport à la nappe. La vidange rapide de ces mares par infiltration crée des dômes piézométriques saisonniers à l'aplomb des mares, traduisant le caractère indirect de la recharge. La distribution des points de mesure avec ou sans fluctuation saisonnière de la piézométrie est indiquée sur la Fig. 1. Malgré l'existence de zones où les sites de recharge semblent particulièrement nombreux (par exemple, le kori de Dantiandou, le dôme piézométrique à l'est de Niamey), le caractère dispersé de la recharge est clairement mis en évidence par l'étroite imbrication des points avec ou sans fluctuation saisonnière. De manière surprenante, la piézométrie de

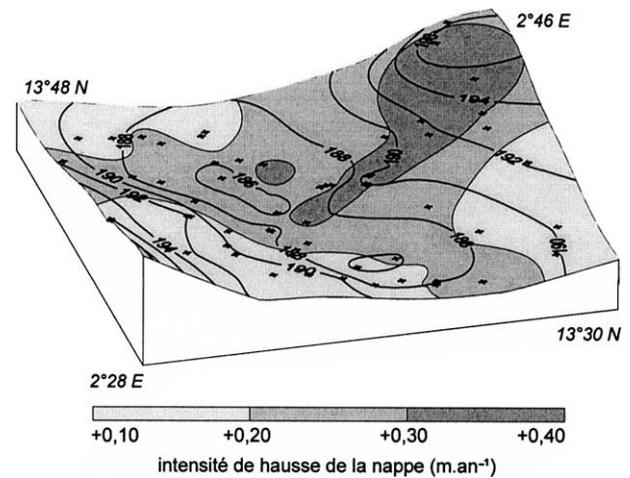


Figure 2. Bloc-diagramme de la partie centrale de la dépression (cf. Fig. 1) et carte superposée des intensités de la hausse piézométrique interannuelle (1991–1998, en m an⁻¹).

Figure 2. Block diagram of the centre of the potentiometric depression (cf. Fig. 1) and superimposed map of the interannual rise in the water table (1991–1998, in m yr⁻¹).

la dépression ne semble donc pas directement liée à la localisation de la recharge.

Sur la zone d'étude, une hausse généralisée du niveau la nappe consécutive au déboisement a été mise en évidence [14]; l'explication avancée en est que le déboisement a provoqué un encroûtement des sols, une augmentation du ruissellement et donc un afflux d'eau supplémentaire aux mares endoréiques, sites privilégiés de la recharge de la nappe. Cette hausse, proche de 3 m sur la période 1960–2000, s'est poursuivie même pendant les sécheresses majeures des années 1970 et 1980; elle s'est accélérée sur la dernière décennie, au cours de laquelle elle atteint en moyenne 0,20 m an⁻¹ (localement comprise entre 0,01 et 0,45 m an⁻¹). Dans l'ensemble, la morphologie de la dépression est restée similaire à celle du début des années 1960, lorsque la nappe était proche d'un régime permanent. Localement, des modifications significatives sont apparues. En particulier, l'axe de la dépression était au début des années 1960 strictement superposé à celui de la vallée du kori [4, 8]; de même, le dédoublement actuel du creux piézométrique au centre de la dépression (isopièzes 186 m) apparaît comme une conséquence de la hausse récente de la nappe (Fig. 2). Une analyse détaillée des hausses interannuelles à l'échelle du degré-carré de Niamey (2–3°E, 13–14°N) montre que leur intensité est principalement liée à la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère [14]. En considérant une porosité totale de 10 à 25%, l'intensité moyenne de la hausse récente (0,20 m an⁻¹) équivaut à un taux de recharge d'au minimum 20 à 50 mm an⁻¹, si on néglige l'éventuel changement dans les faibles apports latéraux, estimés à environ 10% du flux total en circu-

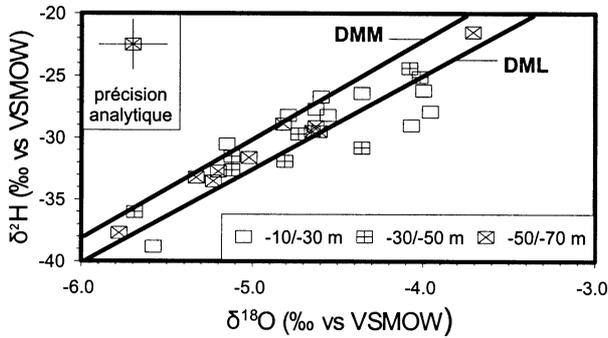


Figure 3. Teneurs en ^{18}O et ^2H pour les eaux de la nappe libre. **DMM, DML** : droite météorique mondiale, droite météorique locale. Les symboles représentent différentes gammes de profondeur de la nappe.

Figure 3. ^{18}O and ^2H contents in groundwater samples. **DMM, DML**: global meteoric water line, local meteoric water line. Symbols represent different ranges of water table depths.

lation par la modélisation des écoulements souterrains en régime permanent [8] (la hausse affecte l'ensemble de la nappe, y compris hors de la dépression piézométrique, et donc n'a pas significativement modifié les gradients hydrauliques). Cette gamme est comparable à celle de 10 à 80 mm an⁻¹, calculée par [6] à partir de bilans hydrologiques de bassins endoréiques de référence, et au chiffre de 50 mm an⁻¹, estimé par [13] à partir des fluctuations saisonnières de la piézométrie. Parce que les réserves de l'aquifère augmentent depuis plusieurs décennies, ces estimations ne traduisent cependant pas la recharge de la nappe à l'équilibre. La recharge à long terme sous couvert végétal naturel a été estimée à l'aide de traceurs isotopiques.

4. Résultats géochimiques

En nappe libre de milieu semi-aride, la géochimie permet souvent d'accéder à des informations à long terme sur la recharge des aquifères. Dans ce but, un échantillonnage d'eaux de la nappe pour mesures isotopiques (^{18}O , ^2H , ^3H pour la molécule d'eau ; ^{14}C , ^{13}C pour le carbone inorganique dissous) a été effectué de 1993 à 1998 sur une trentaine de puits ou forages représentatifs [9], répartis sur l'ensemble de la dépression (Fig. 1). Les résultats analytiques sont disponibles dans la référence [8].

Les processus de recharge à long terme sont déduits des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H). Les teneurs varient entre $-5,8$ et $-2,9$ ‰ vs VSMOW pour $\delta^{18}\text{O}$, et entre -39 et -21 ‰ vs VSMOW pour $\delta^2\text{H}$, pour des moyennes respectives de $-4,7$ et -30 ‰. Toutes se répartissent le long des droites météoriques mondiale et locale (Fig. 3). En contexte semi-aride, cette observation indique une recharge rapide après la pluie, sans fractionnement lié à l'évaporation, en cohérence avec le processus de re-

charge indirect identifié par l'étude hydrodynamique. À l'échelle de la dépression, il n'existe aucune répartition spatiale des teneurs en fonction de la piézométrie, ni distribution particulière des teneurs en fonction de la profondeur de la nappe (Fig. 3). Ces caractéristiques, ainsi que l'indépendance des teneurs en ^{18}O et ^2H avec les activités radioisotopiques (^3H , ^{14}C), suggèrent que la totalité des eaux de la nappe s'est infiltrée sous des conditions climatiques similaires à l'actuel.

La recharge à long terme est estimée à partir des radiochronomètres ^{14}C et ^3H . Des résultats préliminaires en ^3H ont été discutés par [12]; les résultats interprétés ici sont plus nombreux et concernent uniquement le secteur de la dépression (Fig. 1). Les activités en ^{14}C sont comprises entre $60,4 \pm 0,5$ et $97,1 \pm 0,9$ pCm pour une valeur moyenne de 83,4 pCm (quartiles de 78,5, 84,3 et 88,9 pCm). Les teneurs en ^3H sont faibles (maximum de 4 ± 1 UT) et sont inférieures, pour 60% d'entre elles, au seuil de détection (2,1 UT). L'indépendance des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$, Ca^{2+} et ^{14}C confirme l'absence d'influence des carbonates sur les caractéristiques géochimiques des eaux; l'activité en ^{14}C est donc considérée comme représentative du temps de résidence dans l'aquifère. Comme pour l'ensemble des paramètres géochimiques, aucune relation n'apparaît entre la composition chimique ou isotopique et la profondeur d'échantillonnage sous le niveau statique [8]. Pour cet aquifère, aucune stratification géochimique ne semble exister; l'hypothèse d'un bon mélange vertical peut donc être considérée, en accord avec le processus de recharge massif et localisé identifié par hydrodynamique [6, 13].

Le modèle utilisé pour déterminer le taux de renouvellement de l'aquifère est issu de [12], mais adapté au contexte d'une augmentation des réserves de l'aquifère :

$$An_i = \left[(1 - Tr) An_{i-1} e^{-\ln 2/T} \left(1 + \sum_{n=1}^{i-1} S_n \right) + (Tr + S_i) Ap_i \right] / \left[1 + \sum_{n=1}^i S_n \right]$$

avec An_i la teneur radioisotopique de la nappe l'année i , Tr le taux de renouvellement annuel de la nappe, T la période radioactive de l'élément considéré (12,43 ans pour ^3H , 5730 ans pour ^{14}C), Ap_i la teneur radioisotopique dans l'atmosphère l'année i et S_n l'augmentation relative des réserves de l'aquifère pour l'année n , comparée aux réserves initiales de l'aquifère (en 1950). Les teneurs atmosphériques annuelles depuis 1950 sont celles considérées par [12] pour le ^3H , et celles de stations africaines reportées par [15] pour le ^{14}C ; pour ce traceur, les variations

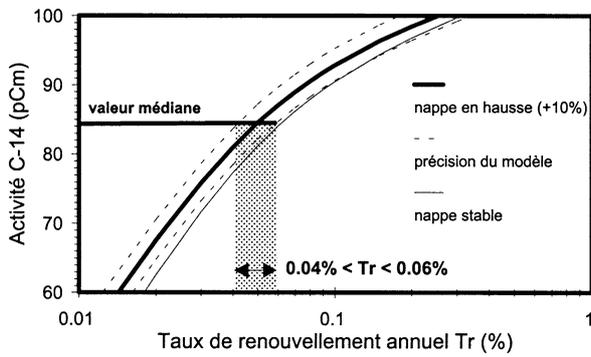


Figure 4. Taux de renouvellement annuel médian, modélisé à partir d'une chronique atmosphérique en ^{14}C reconstituée au Niger et pour une augmentation des réserves de l'aquifère de 10% depuis 50 ans, déduit de la valeur médiane de l'activité en ^{14}C (84,3 pCm) dans la nappe libre.

Figure 4. Median annual renewal rate, modelled from a reconstructed atmospheric chronicle of ^{14}C in Niger and for an increase in the aquifer reserves of 10% over 50 years, inferred from the median activity of ^{14}C (84.3 pCm) in groundwater.

atmosphériques de 98 à 110 pCm reportées par [17] sur les derniers millénaires sont considérées.

Les teneurs faibles mesurées en ^3H et sa courte période ne nous permettent de calculer qu'un seuil maximal du taux de renouvellement annuel ($Tr < 0,30\%$). Pour des raisons opposées, la précision est meilleure avec le ^{14}C : en considérant les incertitudes inhérentes au modèle (taux de renouvellement variable en fonction de la pluviométrie, variabilité des chroniques atmosphériques, incertitude dans l'augmentation relative des réserves), le taux de renouvellement annuel est compris entre 0,04 et 0,06% pour la médiane des activités (Fig. 4). En retenant une épaisseur saturée de 30 m et une porosité totale de 10 à 25%, la recharge médiane est de 1,2 à 4,5 mm an^{-1} (Tr de 0,03 et 0,08% pour les quartiles, soit 0,9 et 6,0 mm an^{-1}). Ces estimations de la recharge à long terme correspondent à une nappe à l'équilibre et sont logiquement inférieures à celles obtenues par approche hydrodynamique pour les années récentes.

5. Discussion

Le fonctionnement de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou a longtemps été un paradoxe. L'existence de la dépression ne peut s'expliquer que par une évapotranspiration supérieure à la recharge. Du fait de la profondeur de la nappe, le flux d'évaporation est limité à quelques mm an^{-1} [5], ce qui est totalement incompatible avec la recharge actuelle, de l'ordre de 20 à 50 mm an^{-1} . La mise en évidence du régime transitoire de la dépression, en hausse depuis plusieurs décennies sous l'effet du déboisement, résout cette contradiction.

Dans les années 1960, la dépression piézométrique était alignée sur la vallée du kori de Dantiandou [4,

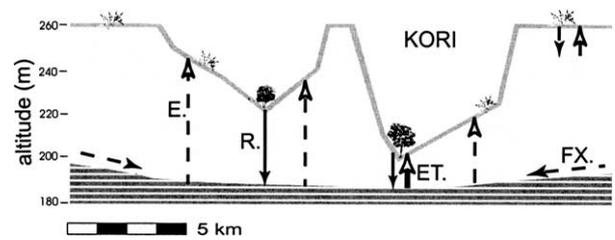


Figure 5. Schéma conceptuel du fonctionnement à l'équilibre de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou. Un flux d'évaporation généralisé (E.) et une évapotranspiration dominante au centre (ET.) sont compensés par des flux de recharge localisés (R.) et de faibles flux latéraux (FX.).

Figure 5. Conceptual schema of the Dantiandou kori depression at equilibrium. Continuous evaporation (E.) and dominant evapotranspiration in the center (ET.) balance a discontinuous, localised recharge (R.) and weak lateral fluxes (FX.).

8]. Alors qu'aujourd'hui, le kori apparaît comme une succession de bas-fonds peu boisés, les photographies aériennes de 1950 et les descriptions antérieures montrent un kori très différent de l'actuel, assimilable à une étroite forêt-galerie [3, 8]. L'hypothèse de fonctionnement à l'équilibre de la dépression, vers 1950, est schématisée sur la Fig. 5 : à de faibles flux latéraux et à des points de recharge localisés correspond un flux d'évaporation généralisé, qui est fonction de la profondeur de la nappe [5]. Ce flux d'évaporation, de l'ordre de 1 à 5 mm an^{-1} pour des profondeurs de 5 à 25 m, est augmenté d'une transpiration active dans l'axe du kori, probablement très supérieure à la seule évaporation. Ainsi, au Burkina Faso, un peuplement de 24 *Acacia albida* par hectare prélève 37 mm an^{-1} depuis une nappe située à 7 m [16]. Dans notre zone d'étude, les *Acacia albida* sont moins denses, mais atteignent de grandes profondeurs [14] ; s'y ajoutent des arbustes plus nombreux, mais de moindre dimension, dont la ponction dans la nappe ne doit exister que dans les vallées les plus creusées. Une quantification précise du changement de végétation depuis 50 ans et de son impact hydrologique reste cependant à faire. Tout comme l'exfiltration par ascension capillaire [7], l'extraction racinaire ne présente pas de caractère fractionnant vis-à-vis des isotopes (par exemple, [16]) : ces deux processus s'accordent avec l'absence de caractère évaporé des teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux de la nappe (Fig. 3).

Ce schéma conceptuel d'une évapotranspiration dominante au centre de la nappe a été testé par une première modélisation numérique en régime permanent, représentant l'état piézométrique stable des années 1950–1960 [8]. Une piézométrie identique à celle de la dépression a été reconstituée, compatible avec la gamme des transmissivités de l'aquifère (10^{-5} à $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), pour des flux exfiltrés dans l'axe du kori de 1 à 10 mm an^{-1} . Les flux de recharge simulés,

de l'ordre du mm an^{-1} , sont en accord avec ceux obtenus par interprétation des teneurs radioisotopiques.

Dans les décennies suivantes, le déboisement et la mise en culture de terres nouvelles ont accru le ruissellement et donc l'infiltration sous les mares temporaires. L'augmentation de la recharge de la nappe est probablement de l'ordre d'un facteur 10 en 50 ans [14]. Les teneurs en ^{18}O et ^2H confirment l'infiltration indirecte identifiée par approche hydrodynamique ; le processus de recharge est donc resté identique.

6. Conclusion

Dans la dépression naturelle du kori de Dantiandou, la recharge ancienne de la nappe estimée à partir des radioisotopes (^3H , ^{14}C) était de l'ordre de 1 à 5 mm an^{-1} . La reprise évapotranspiratoire était du même ordre, mais légèrement supérieure, condition

nécessaire à l'existence de la nappe en creux. Depuis 1950, la transformation radicale du milieu a bouleversé le fonctionnement hydrologique et accru la recharge de la nappe, jusqu'à atteindre la valeur actuelle, estimée à partir des données hydrodynamiques, de 20 à 50 mm an^{-1} .

Cette nappe en creux est la première au Sahel à présenter une hausse interannuelle. Ceci illustre de nouveau la nécessité de chroniques longues pour réellement comprendre et interpréter les mécanismes naturels. Cette étude permet surtout de rappeler l'intérêt de considérer l'environnement dans une perspective transitoire à l'échelle décennale, la situation actuelle n'étant pas compréhensible sans une restitution de son évolution depuis 1950. Parce qu'elle témoigne d'un bilan hydrologique révolu, la disparition de cette dépression piézométrique est probable dans les prochaines décennies.

Remerciements. Cette étude a bénéficié du soutien financier du PNRH (Programme national français de recherche en hydrologie).

Références

- [1] J.-F. Aranyossy, B. Ndiaye, Étude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne, *Rev. Sci. Eau* 6 (1993) 81–96.
- [2] J. Archambault, Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale, Berger-Levrault, Nancy, France, 1960.
- [3] A. Aubréville, Les forêts de la colonie du Niger, *Bull. Com. Ét. Hist. Sci. AOF* 19 (1936).
- [4] E. Boeckh, Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger, rapport technique BRGM/BFBH DAK 65-A 20, Dakar, 1965.
- [5] A. Coudrain-Ribstein, B. Pratz, A. Talbi, C. Jusserand, L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ?, *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa* 326 (1998) 159–165.
- [6] J.-C. Desconnets, J.-D. Taupin, T. Lebel, C. Leduc, Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems, *J. Hydrol.* 188–189 (1997) 155–178.
- [7] B. Dieng, E. Ledoux, G. de Marsily, Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions, *J. Hydrol.* 118 (1990) 357–371.
- [8] G. Favreau, Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (Sud-Ouest du Niger), thèse, université Paris-11, 2000.
- [9] G. Favreau, C. Leduc, C. Marlin, Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride, *J. Afr. Earth Sci.* 31 (2000) 669–678.
- [10] J. Lang, C. Kogbe, S. Alidou, K.A. Alzouma, G. Bellion, D. Dubois, A. Durand, R. Guiraud, A. Houessou, I. De Klasz, E. Romann, M. Salard-Chebaldoeff, J. Trichet, The Continental Terminal in West Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 10 (1990) 79–99.
- [11] C. Leduc, J.-D. Taupin, Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental terminal (Niamey, Niger), in : N.E. Peters, A. Coudrain-Ribstein (Eds.), *Hydrochemistry AISH 244* (1997) 235–243.
- [12] C. Leduc, J.-D. Taupin, C. Le Gal-La Salle, Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium, *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa* 323 (1996) 599–605.
- [13] C. Leduc, J. Bromley, P. Schroeter, Water-table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the Hapex-Sahel hydrodynamic survey (Niger), *J. Hydrol.* 188–189 (1997) 123–138.
- [14] C. Leduc, G. Favreau, P. Schroeter, Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger, *J. Hydrol.* 243 (2001) 43–54.
- [15] R. Nydal, K. Lövseth, Carbon-14 measurements in atmospheric CO_2 from northern and southern hemisphere sites, 1962–1993, rapport technique ORNL/CDIAC-93 NDP-057, Tennessee, 1996 ; <http://cdiac.esd.ornl.gov/epubs/ndp/ndp057/ndp057.htm>.
- [16] O. Roupsard, A. Ferhi, A. Granier, F. Pallo, D. Depommier, B. Mallet, H.I. Joly, E. Dreyer, Reverse phenology and dry-season water uptake by *Faidherbia albida* (Del.) A. Chev. in an agroforestry parkland of Sudanese west Africa, *Funct. Ecol.* 13 (1999) 460–472.
- [17] H.E. Suess, Climatic changes and the atmospheric radiocarbon level, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 10 (1971) 199–202.