

Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem)

Michel Alain ROCHE

Chargé de recherches de l'O.R.S.T.O.M.

Résumé

Une campagne de forages, menée en trois sites des côtes nord et est de la partie méridionale du lac Tchad, a permis d'étudier la nappe phréatique de la zone supérieure des formations du Tchad sur toute son épaisseur. L'aquifère quaternaire supérieur et récent, d'une puissance de 54 à 63 m suivant les sites, apparaît constitué principalement par des sables fins et moyens. Il peut contenir un ou plusieurs niveaux argileux lenticulaires de 1 à 7 m d'épaisseur et repose sur un mur argileux imperméable probablement plio-quaternaire.

Les gradients hydrauliques sont favorables aux infiltrations du lac vers les cuvettes et les polders littoraux, mais les mouvements d'eaux ainsi engendrés doivent surtout intéresser la partie supérieure de la nappe. Seule la connaissance des compositions isotopiques de l'oxygène des molécules d'eaux permet de mettre en évidence des masses hydriques d'origines différentes qui ne correspondent pas toujours avec celles que caractérise l'étude physico-chimique. Des eaux d'origine météorique se mélangent à des eaux d'origine lacustre après s'être infiltrées dans les dunes. Ce mélange a dû en fait se réaliser progressivement au cours du temps avec une ancienne nappe d'origine essentiellement lacustre. Les proportions d'eaux météoriques croissent ainsi régulièrement avec la distance au rivage et décroissent en profondeur. L'infiltration des eaux du lac a été mise en évidence principalement dans le sens axial des bras exondés où elles se mélangent progressivement avec les eaux venues des dunes bordières. Les polders sont finalement alimentés par des mélanges d'eaux des deux types en proportions très variables suivant les zones.

Abstract

Boreholes, drilled in three areas of northern and eastern shores of the southern part of Lake Chad, afford a mean of studying the phreatic groundwater of the upper zone of Chad formations in the whole thickness.

The upper and recent quaternary aquifer, 54 to 63 meters thick, mainly includes small and medium sized sands. It may include one or several clayed lentils, 1 to 7 meters thick, and lays on an aquiclude clayed bed, probably plio-quaternary.

Hydraulic gradients are favourable to influent seepage from the Lake to the littoral basins and polders, but movements of waters so generated may principally concern the upper part of the aquifer. Only the knowledge of isotop

contents of oxygen allows to determine hydric bodies of different origins which do not always correspond with those characterized by physico-chemical surveys. Waters of meteoric origin mix to waters of lake origin after having infiltrated into the dunes. In fact, this mixing may have been progressively occurred in the course of time with old groundwaters principally of lake origin.

Proportions of meteoric waters so increase with depth. Seepage of lake waters has been revealed particularly in the axial way of dry branches where they progressively mix with waters come from bordering dunes. Polders are finally supplied with mixing of waters of both categories in very variable proportions according to the zones under consideration.

Introduction

Les rapports entre le lac Tchad et les nappes souterraines associées paraissent être le point clé de plusieurs problèmes qui demeurent actuellement à résoudre dans la cuvette tchadienne. Parmi ces derniers, les plus importants sont les processus de régulation saline du lac par infiltration et l'alimentation des nappes.

Les mesures depuis les rives révèlent un gradient hydraulique généralement orienté vers l'intérieur des terres jusqu'aux dépressions piézométriques qui entourent le lac, notamment dans le Kanem [1, 2]. Dans cette région, les teneurs isotopiques indiquent cependant que les eaux lacustres ne dépassent pas une frange littorale relativement restreinte, au-delà de laquelle elles ne peuvent pas représenter plus de quelques % de la masse liquide [3, 4]. Ces premiers résultats, apparemment contradictoires sur l'infiltration des eaux du lac, demandaient à étudier plus en détail, tant sur le plan dynamique que physico-chimique, le système des nappes souterraines associées au lac sur une épaisseur plus importante que précédemment. En effet, une certaine stratification des eaux pouvait a priori exister, allant de pair avec un mode original d'infiltration des eaux lacustres. L'étude préliminaire [3] dans la nappe dunaire de Bol Guini avait montré qu'à quelques centaines de mètres du rivage, on ne trouvait pratiquement plus d'eau du lac dans les piézomètres implantés dans la moitié supérieure de l'aquifère.

C'est à ce stade des connaissances que l'O.R.S.T.O.M., sur proposition du Génie rural de Fort-Lamy, a mené l'étude scientifique de forages de profondeur moyenne en bordure du lac Tchad, à No, Tchingam et Soro (Kanem). La nappe a pu être ainsi étudiée sur toute son épaisseur par captage à différents niveaux.

Nous avons proposé puis discuté les projets de forages avec la direction du Génie rural. Tout en supervisant pendant un mois l'exécution des travaux, nous avons pu observer directement les échantillons de terrain à leur extraction des sondages, implanter au mieux les crépines en fonction des coupes stratigraphiques relevées et contrôler le nettoyage correct des piézomètres, point essentiel pour la signification de l'échantillonnage. Nous avons complété la prospection par des sondages à la tarière à main.

Les caractéristiques techniques des sondages et piézomètres sont présentées ici ainsi que les conditions de gisement des nappes, leur profondeur et piézométrie et enfin l'étude physico-chimique des eaux.

1. Caractéristiques des forages et des piézomètres

Les forages à la boue ont été exécutés par la S.E.T.H. de Fort-Lamy, à l'aide d'une sondeuse de type rotary Mayhe W sur camion. L'outil utilisé était de 6 pouces 1/4 ou 7 pouces, le tubage implanté est constitué de tuyaux galvanisés de 4 pouces. Les crépines sont faites de ces mêmes tuyaux, percés de nombreux traits de scie sur une longueur déterminée (2 à 6 m).

Les figures 1 à 5 indiquent la localisation des sondages et des crépines. Les sondages effectués par la S.E.T.H. sont indiqués par des chiffres romains.

Chaque crépine (chiffre romain) correspond à un piézomètre. Ceux-ci étant implantés de 1,5 à 2 m indépendamment les uns des autres, pour l'étude des nappes à différentes profondeurs sur une même verticale. Les sondages à la tarière (chiffre arabe) pénètrent dans la partie supérieure de la nappe sur quelques dizaines de cm dans les sables ou sur un à plusieurs m dans les argiles.

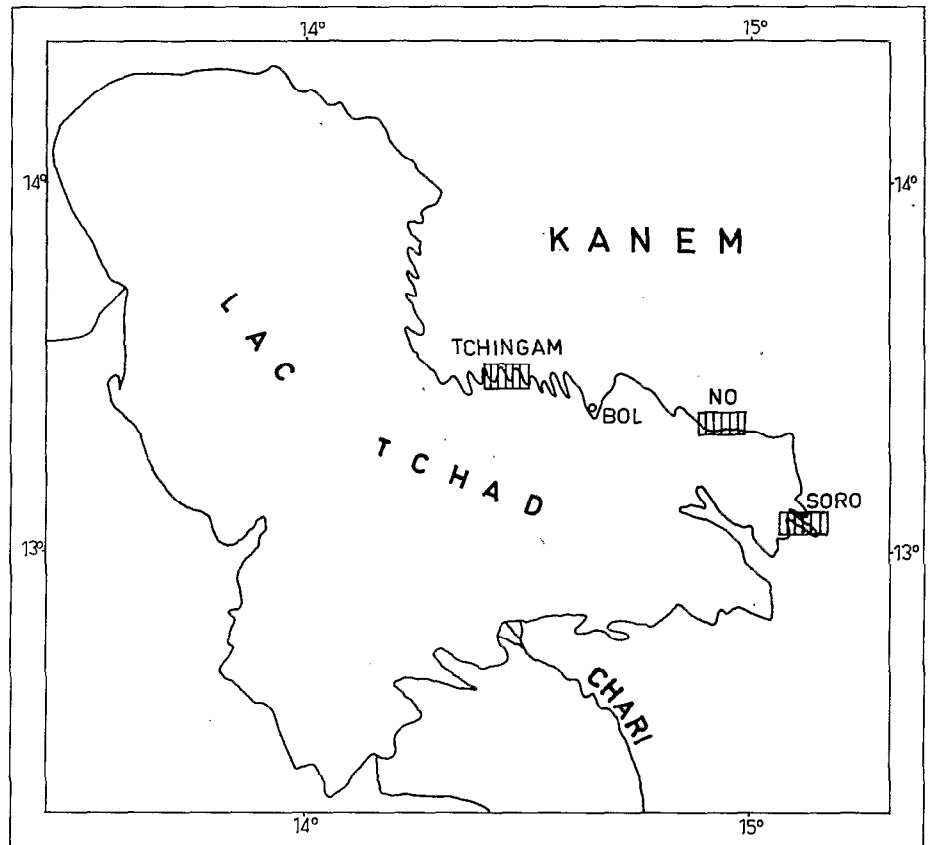


Fig. 1. — Localisation des sites de forages.

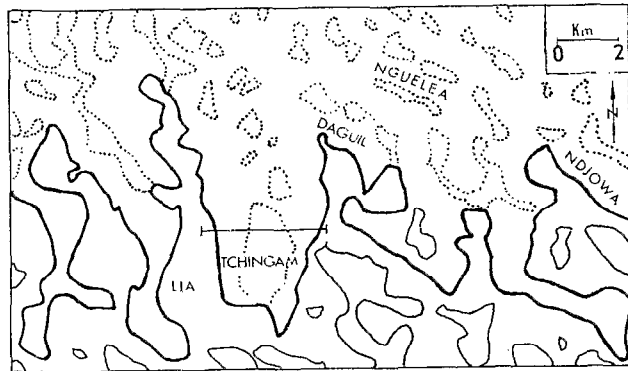


Fig. 2 a. — Profil étudié à Tchingam

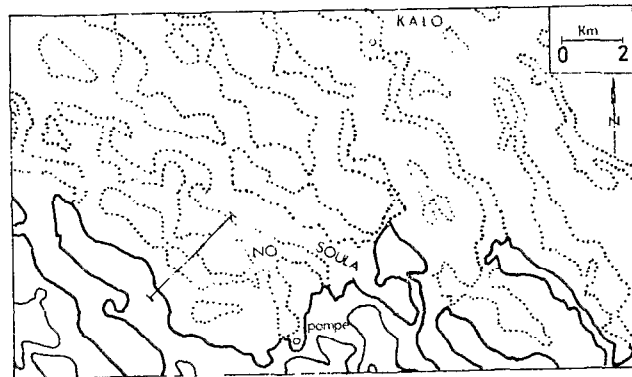


Fig. 2 b. — Profil étudié à No.

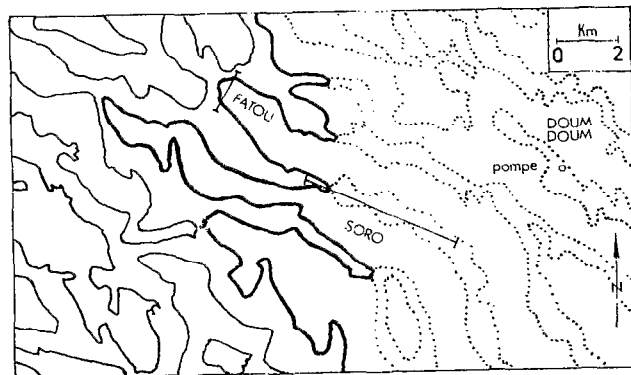


Fig. 2 c. — Profil étudié à Soro.

2. Conditions de gisement des nappes

Nous présentons ici les observations lithostratigraphiques sommaires (*), permettant essentiellement de distinguer les différents aquifères et imperméables.

No. La coupe suivante (fig. 3a) a été observée au sondage IV, profond de 77 m:

0-0,2 m: Matériau de structure très fine riche en matière organique.

0,2-2,5 m: Argile gris-bleu craquelée, perméable en grand et aquifère.

2,5-8,5 m: Argile limoneuse plastique brun-verdâtre ou gris-bleu. Assez dure de 5 à 6 m puis très molle surtout à la base, imperméables.

Calcaire blanc poudreux à la base (seulement observé au sondage I sur une épaisseur de quelques centimètres).

8,5-32 m: Sables fins aquifères.

32-37 m: Mêmes sables fins aquifères, à granulés calcaires blancs, pouvant atteindre 5 mm.

37-47 m: Sables fins aquifères.

47-62,5 m: Sables moyens fluviatiles, devenant de plus en plus grossiers vers le bas.

62,5-65 m: Argiles dures, vert-bleu, zonées de lits poudreux blancs à forte proportion de calcaire.

65-77 m: Argiles, vert-clair blanchâtre, dures au sommet puis relativement molles.

L'unité argileuse supérieure (argiles gris-bleu et argiles limoneuses) a été observée sur une épaisseur maximale de 8,5 m, non limitative sur l'ensemble du polder. Sa nature lenticulaire est là aussi confirmée par le fait qu'elle n'ait pas été traversée aux sondages des dunes de Tao et Maïga. Au forage 3, la dune l'a recouverte sur au moins une dizaine de mètres de longueur.

Au sondage 6, en bordure du polder, le limon organique de surface, épais de 0,80 m, est séparé par 0,20 m de sables des argiles gris-bleu aquifères. Ces dernières, épaisses de 0,80 m, reposent directement sur les sables dunaires aquifères.

A l'extrémité nord-est, le forage (XI) a été arrêté à 62 m sans avoir rencontré les argiles vert clair qui, au I, forment le soubassement imperméable à 62,5 m. Pour des raisons techniques le sondage n'a pu être poursuivi jusqu'à la profondeur prévue de 70 m.

Il n'a pas été rencontré de formations argileuses intermédiaires.

Tchingam. La coupe la plus complète a été relevée au forage I (fig. 4a) sur une épaisseur de 73 m:

0-0,3 m: Matériau de structure très fine riche en matière organique.

0,3-4 m: Argiles gris-bleu craquelées. Constituent l'aquifère à perméabilité en grand de la nappe phréatique dans le polder.

4-5,5 m: Limons argileux mous très plastiques, gris-brun. Jouent le rôle de mur imperméable de la nappe phréatique.

Ces 5,5 m d'argiles représentent l'unité argileuse supérieure.

(*) Etude détaillée en cours par M. et S. SERVANT

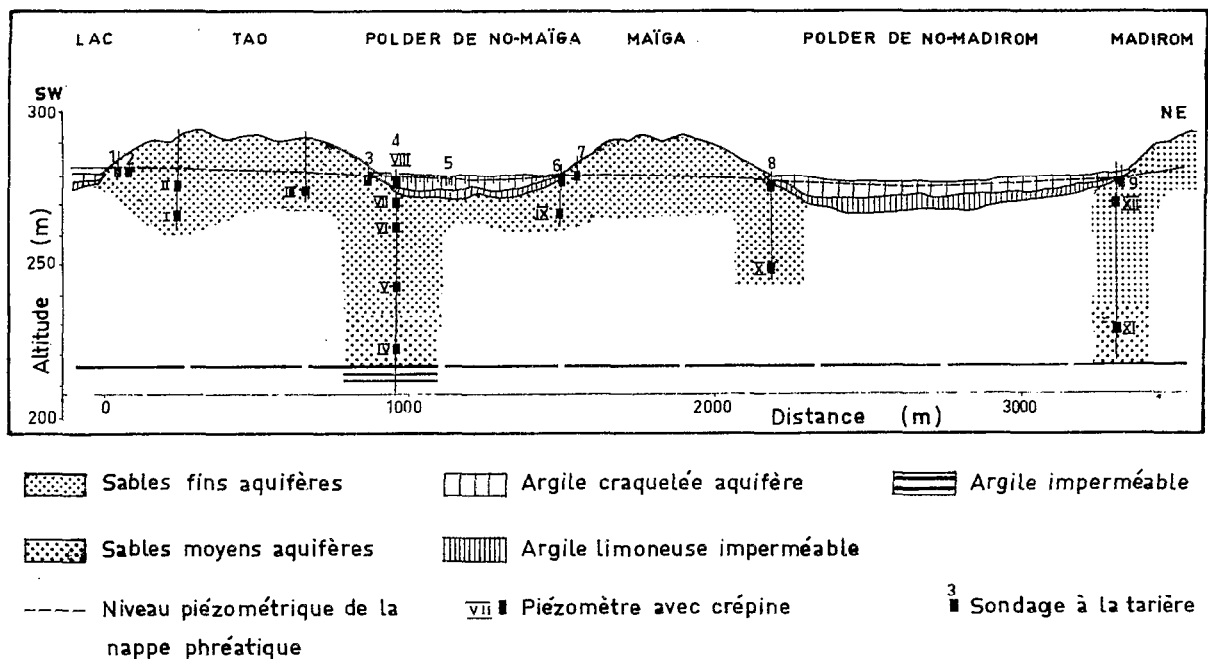


Fig. 3 a. — Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à No.

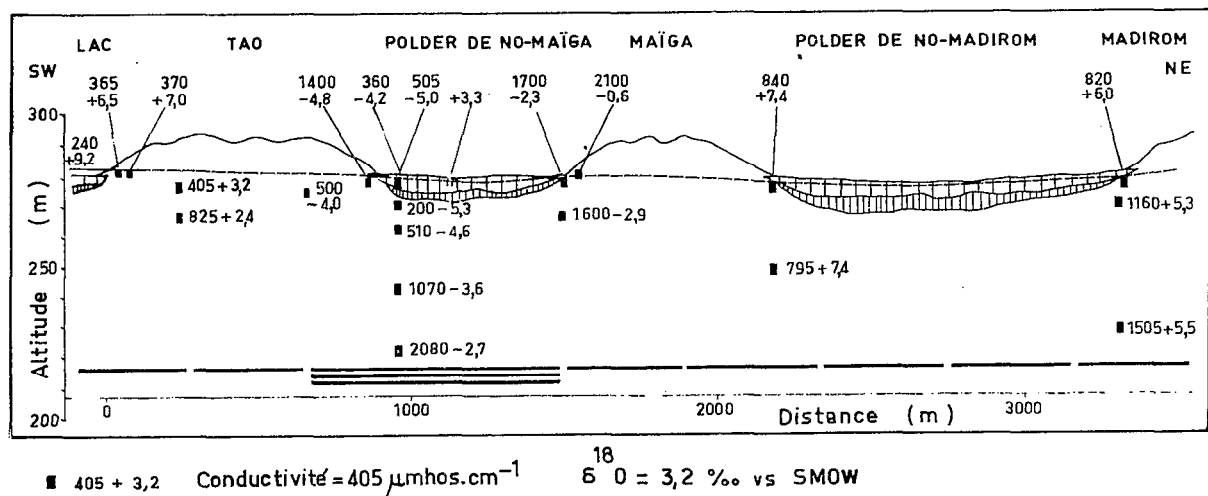


Fig. 3 b. — Conductivité et composition isotopique des eaux souterraines à No.

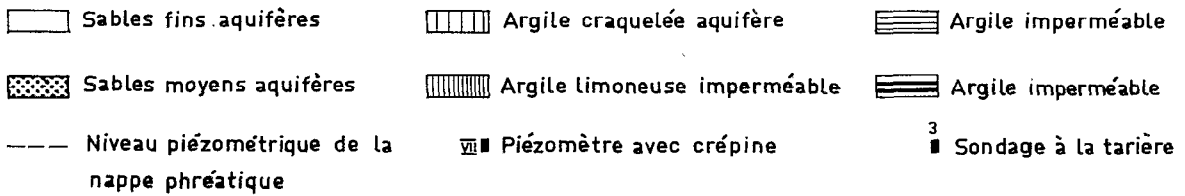
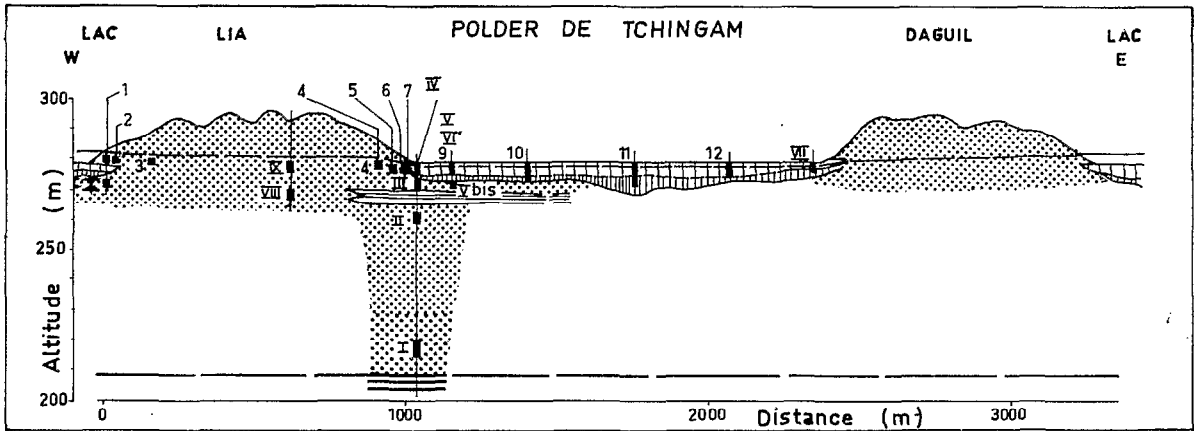
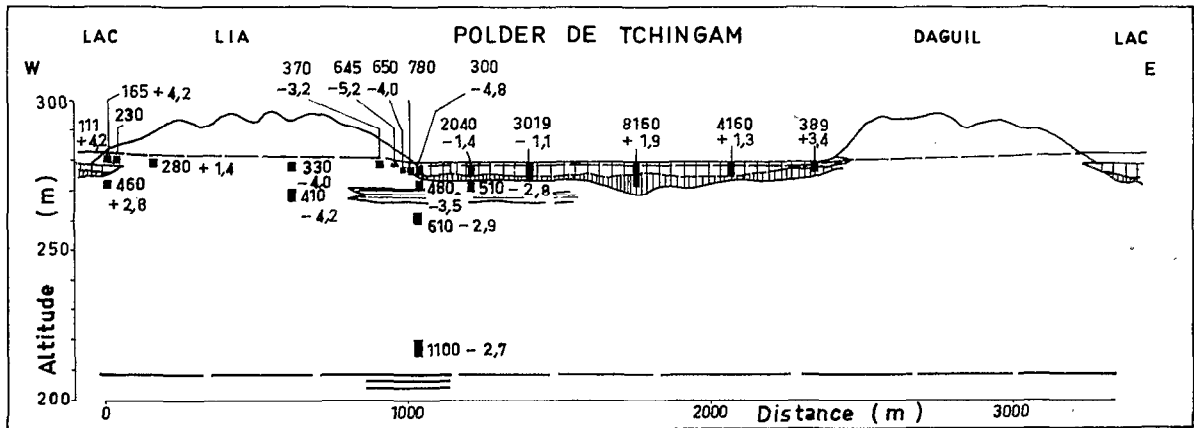


Fig. 4 a. — Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Tchingam.



■ 610 - 2,9 Conductivité = 610 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ $\delta^{18}\text{O} = -2,9 \text{ ‰ vs SMOW}$

Fig. 4 b. — Conductivité et composition isotopique des eaux souterraines à Tchingam.

5,5-9 m: Sables fins. Aquifères, contiennent une nappe artésienne dans le polder.

9-13 m: Argiles gris-bleu, polyédriques. Imperméables.

13-69,5 m: Sables fins et moyens. Aquifères, contiennent une nappe artésienne dans le polder.

De 13 à 50 m environ: sables fins dans lesquels apparaissent vers 20 m des concrétions de sables à ciment carbonaté de quelques millimètres, à aspect de granulés.

De 50 à 69,5 m: sables moyens.

69,5-73 m: Argiles vertes, relativement dures. Imperméables. (couche argileuse inférieure).

D'autres forages effectués dans le polder apportent des précisions sur l'épaisseur de l'unité argileuse supérieure. Elle est supérieure à 7,0 et 5,7 m dans la moitié ouest tandis qu'à l'est les sables se rencontrent entre 5,5 et 3,9 m.

Les couches d'argile supérieure et intermédiaire, observées au sondage I, n'ont pas été traversées dans la dune de Lia. Ceci confirme la nature lenticulaire de ces dépôts.

A Lia, à 5 m en bordure du lac (X), les argiles craquelées et les argiles limoneuses molles sous-jacentes ont été atteintes sous 4 m de sables dunaires. Cette observation a été également faite sur le flanc ouest du polder (5, 6, 7). La dune recouvre donc cette formation argileuse lenticulaire sur les rives du lac et du polder sur une longueur de plusieurs mètres ou dizaines de mètres.

Soro. La coupe la plus complète (fig. 5a) a été relevée au sondage I, profond de 70 m:

0-2 m: Argiles grises à faible perméabilité.

2-33 m: Sables fins aquifères. La taille des grains semble augmenter très légèrement vers 27 m.

33-37 m: Argiles molles, gris-vert clair, avec taches d'oxydation, imperméables.

37-38 m: Sables moyens, aquifères.

38-39 m: Argiles multicolores, grises, vertes, bleu foncé, gris-blanc, avec taches d'oxydation. Présence de tubes remplis de matières oxydées, de nodules sableux carbonatés, de nodules noirs. Imperméables.

44,5-48,5 m: Sables fins aquifères.

48,5-49 m: Argiles gris-vert molles et sableuses. Imperméables.

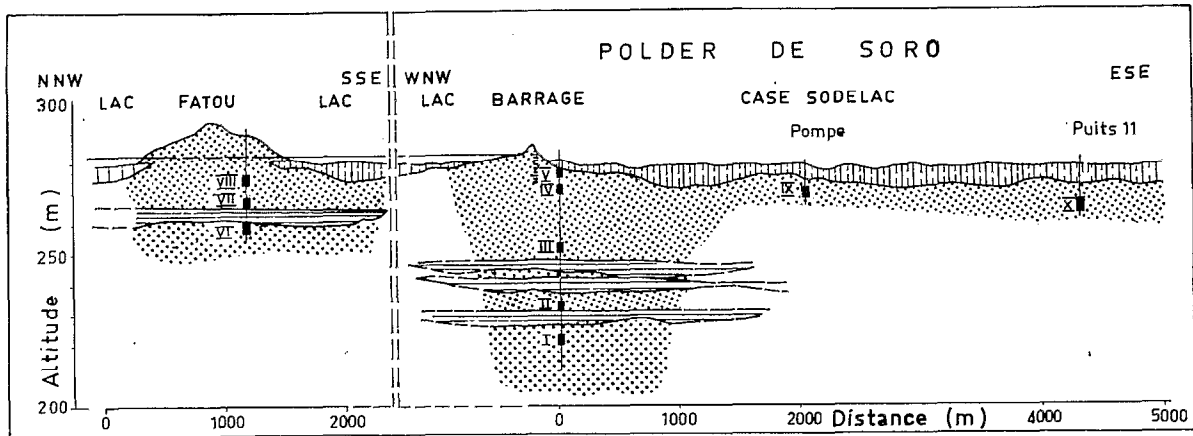
49-53 m: Argiles dures, polyédriques, grises, vertes, bleu foncé, gris-blanc.

Taches d'oxydation, présence de nodules sableux carbonatés, de nodules noirs, de tubes remplis de matières oxydées. Imperméables.

53-55,5 m: Argiles gris-vert, molles et sableuses.

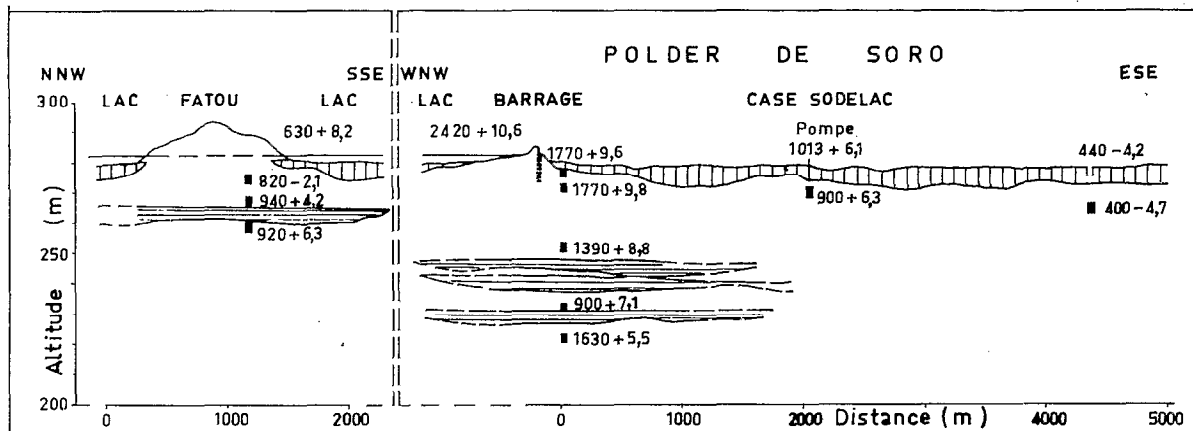
55,5-73 m: Sables moyens aquifères.

Dans le polder, les sables affleurent au milieu du seuil où est construit le barrage. L'unité argileuse supérieure, épaisse seulement de 2 m à proximité du barrage, atteint



- Sables fins aquifères
- Argile de faible perméabilité
- Sables moyens aquifères
- Argile imperméable
- Niveau piézométrique
- Piezometre avec crépine

Fig. 5 a. — Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Soro.



■ 1390 +8,8 : Conductivité = 1390 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O}$ = +8,8 ‰ vs SMOW

Fig. 5 b. — Conductivité et composition isotopique des eaux souterraines à Soro.

6 m aux sondages situés à l'extrémité (IX et X). Elle y débute par 2 m de limon argileux gris-noir, riche en granulés blancs carbonatés.

Au sommet de la dune de Fatou, qui forme une presqu'île de 5 km dans le lac, 5 m d'argiles dures de faciès semblable à celles traversées à deux niveaux au sondage I, ont été rencontrées à 25 m de profondeur. Leur altitude absolue est plus élevée de 16 m par rapport au premier niveau du I. Comme on pouvait s'y attendre, l'unité argileuse supérieure n'existe pas sous cette dune.

Le forage le plus profond, poussé jusqu'à 70 m, n'a pas rencontré les argiles inférieures.

Cinq forages de 70 à 103 m et de nombreux autres moins profonds, avaient été effectués à Bol-Guini [2]. La coupe observée au T1 et T3 de Bol est comparable à celle du I de Tchingam. La même similitude semble exister entre T5 de Bol et le I de Soro, bien que le mur imperméable n'ait pas été atteint dans ce dernier, mais existe peut-être à une profondeur supérieure à 70 m. A Bol ce mur fut foré sur 30 m sans avoir été traversé. Des observations faites par divers auteurs [6-10] sur l'unité argileuse supérieure sont également en accord avec les coupes que nous avons relevées dans les forages.

Les sondages de No, Tchingam et Soro permettent alors de confirmer et de généraliser un certain nombre de caractères communs à l'hydrogéologie des rives nord et est de la partie méridionale du lac:

Formations argileuses:

— La nature lenticulaire de l'unité argileuse constituant le fond des bras et son recouvrement sur une courte distance par la dune a été mise en évidence.

— Le matériau riche en matière organique, représentant le sol cultivable des polders, et les argiles craquelées, peuvent être séparés en bordure des dunes par une mince couche de sable.

— Les argiles limoneuses qui forment le mur imperméable des argiles craquelées peuvent ne pas exister en bordure des bras, mettant ainsi en communication directe ces dernières avec les sables sous-jacents.

— La nature lenticulaire des couches argileuses intermédiaires, rencontrées, dans les sables, est démontrée par des sondages voisins à Tchingam et par leur dispersion à différentes profondeurs ou leur absence aux trois sites d'études. Les épaisseurs observées varient de 1 à 7 m. Ces formations sont les témoins d'anciennes cuvettes interdunaires qui ont existé au cours du Quaternaire, à des périodes où le modelé de l'erg était dans ces régions plus accentué qu'actuellement.

La couche d'argile vert clair, plus ou moins dure, rencontrée à No et Tchingam à 63 et 70 m de profondeur, représente le mur imperméable de l'ensemble aquifère.

Sables:

Les sables deviennent légèrement plus grossiers vers le bas. L'augmentation de la taille des grains semble se produire brusquement vers 230 m (absolu) à Tchingam, 233 m à No, 226 m à Soro.

Il paraît possible de situer ces différentes formations dans l'histoire du bassin tchadien grâce aux travaux récents de M. Servant [10]. Les sables éoliens et les lentilles argileuses qui s'y trouvent disséminées correspondent à la séquence des Soulias. Les argiles sont les témoins d'épisodes lacustres dont certains sont compris entre 40 000 et 21 000 ans B.P. L'unité argileuse supérieure des fonds de polder correspond à la série de Labdé. Dans cette dernière, les limons argileux se rapporteraient à la séquence lacustre I_1 (12 000-11 000 ans B.P.), les argiles craquelées de la séquence I_2 (10 000-2 000 ans B.P.). D'après M. SERVANT (à paraître) le mur argileux, à la base, pourrait représenter le Plio-Quaternaire. On a donc traversé ici, sur les côtes du lac, la zone supérieure des formations du Tchad.

Les conditions de gisement peuvent se résumer ainsi: la nappe souterraine repose sur un mur imperméable, situé de 208 à 217 m entre Tchingam et No et probablement inférieur à 207 m à Soro (altitude absolue). Elle est contenue dans des sables de taille moyenne, passant à des sables plus fins vers 233 à 226 m. Au moins deux ou trois couches lenticulaires d'argile imperméable, d'une épaisseur de l'ordre de 1 à 7 m, peuvent exister dans ces sables à différents niveaux entre 225 et 270 m. Ces formations argileuses isolent localement les eaux. Une fois soustraite l'épaisseur des argiles, la puissance de la nappe varie de 54 à 63 m.

Cette nappe, qualifiée de phréatique à l'échelle du bassin, l'est réellement dans les dunes et dans les argiles craquelées des polders où elle est libre. Par contre, sous le polder, les eaux sont mises en charge sous les argiles limoneuses imperméables.

La nappe phréatique des argiles craquelées est elle-même en communication avec les sables dunaires sur le bord des cuvettes mais aussi probablement à travers les argiles limoneuses qui mettent en charge la nappe sous-jacente. Bien que qualifiées d'imperméables, le débit qui les traverse sur toute leur étendue n'est certainement pas négligeable.

Les eaux du lac reposent donc directement sur cet ensemble aquifère.

En fait, à ce stade de l'étude, la distinction de différents aquifères dans les sables apparaît arbitraire, en raison de la nature lenticulaire des couches imperméables qui permet des communications très étendues. On peut distinguer la nappe des sables, la nappe des argiles craquelées, enfin les eaux superficielles du lac. L'étude physico-chimique permettra de distinguer diverses masses hydriques.

3. Profondeur de la surface piézométrique et piézométrie

En 1969, le niveau du lac a varié de 4,0 à 3,2 m de janvier (maximum) à juillet (minimum), soit autour d'une altitude moyenne annuelle de 281,6 m.

La topographie des sites présente un certain nombre de caractères communs. Les petits creux de dunes, où l'on a intérêt à implanter les piézomètres, dominent généralement le sol des polders de 10 à 13 m. Ce dernier se trouve lui-même à No entre 1,2 et 2,9 m en dessous du niveau moyen du lac, 2,7 et 3,3 m à Tchingam et 0,3 à 1,5 m à Soro.

Nous insistons sur le fait que les mesures piézométriques ont été effectuées en juin 1969 à No, mai 1969 à Tchingam et août 1969 à Soro et ne sauraient être valables que pour ces périodes. Toutefois des mesures isolées ont permis de savoir que la variation annuelle est de faible amplitude.

Profondeur.

Les coupes hydrogéologiques (fig. 3a à 5a) indiquent la profondeur des toits imperméables. Dans les creux de dune la nappe phréatique se rencontre généralement entre 10 et 12 m. Celle des argiles craquelées est atteinte entre 1,0 m et zéro suivant les sites et la position des sondages dans le polder. A No, la profondeur décroît de 1,0 à 0,8 m en allant des bords vers le centre et à Tchingam de 0,65 m à zéro. A Soro, l'eau affleure au pied du barrage (côté polder), elle se situe à 0,2 m une centaine de mètres vers l'intérieur. A l'extrémité du polder elle se rencontre à 1,3 m.

Piézométrie de la partie supérieure de la nappe.

— A No, sous la dune de Tao, le gradient hydraulique moyen, de $2,6\text{‰}$, est faible mais orienté du lac vers le polder. Le gradient est plus fort en bordure du lac et du polder (5 et 4‰) qu'au milieu de la dune ($0,6\text{‰}$).

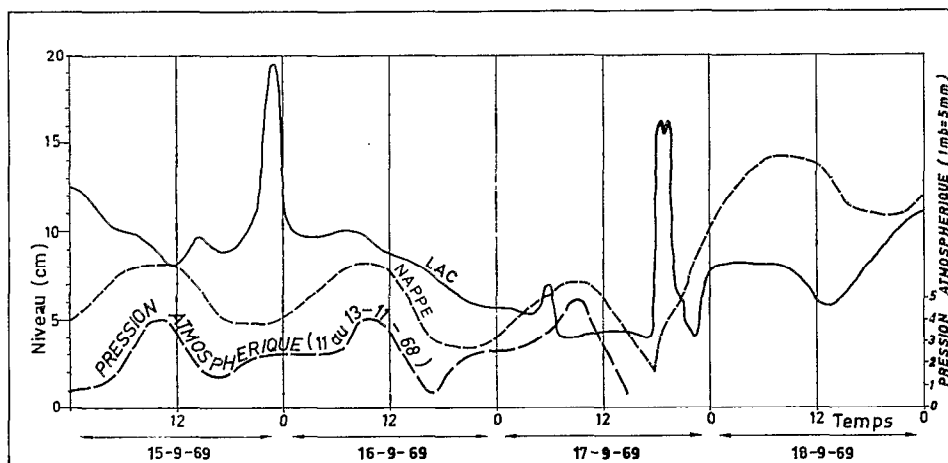


Fig. 6. — Variations journalières du niveau du lac et de la nappe phréatique des argiles craquelées du polder de No.

Les enregistrements des niveaux de la nappe phréatique des argiles craquelées (aux VIII et 5) révèlent des variations journalières du niveau piézométrique (fig. 6). La période de ces oscillations est très régulière avec un maximum se réalisant généralement entre 8 et 11 heures et un minimum entre 18 et 23 heures. L'amplitude moyenne est d'environ 2 à 3 cm. Toutefois, dans l'exemple choisi, un type de variations particulières, peu fréquent, a eu lieu le 17 septembre (fin de saison des pluies). Des enregistrements relevés dans tous les piézomètres sous les polders de No, Maïga, et dans la dune de Tao entre le lac et le polder, ont montré que ces oscillations n'ont

pas lieu dans la nappe des sables. Elles ne sont pas synchronisées avec celles du lac bien que la brusque montée de niveau du 17 septembre ait eu lieu dans celui-ci et dans la nappe, indiquant ainsi une cause commune. Ces fluctuations semblent principalement engendrées par celles de la pression atmosphérique qui présentent une périodicité synchronisée. Ces dernières sont provoquées par la « marée barométrique ». Le fait que les fortes pressions correspondent aux hauts niveaux de la nappe amène à penser que le phénomène se réalise par une compression des argiles aquifères dont les fissures diminuent alors de volume.

— A Tchingam, sous la dune, le gradient hydraulique est faible mais aussi orienté du lac vers le polder. Il est variable et va en augmentant vers l'intérieur : entre le lac et le IX le gradient moyen est de $1,4\text{‰}$. Au bord du polder (du IX au 4), il est de $1,8\text{‰}$ puis du 4 au 8, sur une courte distance, il atteint 12‰ . Le gradient moyen est de $3,1\text{‰}$.

Dans le polder même, le gradient hydraulique de la nappe phréatique est de $0,2\text{‰}$, donc très faible. Il est orienté vers le centre du polder. Les débits peuvent cependant être importants compte tenu de la perméabilité en grand bien développée.

— A Soro, dans la presqu'île dunaire, le niveau piézométrique de la partie supérieure de la nappe (VIII) était $0,13$ m plus haut que le niveau du lac au pied de la dune. En novembre, il était le même que celui du lac. La différence constatée en août, étant de l'ordre des amplitudes des seiches du lac, ne peut être vraiment significative.

Piézométrie de la partie profonde de la nappe.

— A No, sous la dune de Tao (aux I et II), le niveau piézométrique est inférieur de $0,06$ m dans le piézomètre le plus profond.

Sous le polder, les niveaux sur la même verticale sont légèrement différents suivant la profondeur des crépines. La nappe est mise en charge sous le toit argileux des polders. Elle est ascendante mais non artésienne. Le niveau piézométrique dépasse ainsi d'environ $0,50$ m celui de la nappe phréatique des argiles. Des mesures hebdomadaires, échelonnées de juin 1969 à janvier 1970, indiquent une grande stabilité des niveaux piézométriques dans la nappe des sables où les variations maximales ont été de $0,05$ à $0,20$ m suivant les piézomètres. Il semble que le niveau piézométrique de la nappe des sables ne soit pas influencé à l'échelle annuelle par celui du lac.

— A Tchingam, dans le polder, la nappe est mise en charge sous les limons argileux. Elle est artésienne. Sur les bords de la dépression (aux I, II, III) le niveau piézométrique dépasse celui du sol d'une hauteur supérieure à $0,32$, $0,80$ et $0,52$ m, qui correspond à la longueur du tubage au-dessus du sol. Après pompage à faible débit, le niveau remontait plus ou moins vite suivant les piézomètres, indiquant probablement des pertes de charge variables suivant les crépines et surtout leur état d'ensablement. Au V bis, le débit artésien était d'environ 2 l/s avant que le trou soit rebouché avec de l'argile.

Au X, implanté à 5 m du lac, dans les sables sous-jacents aux argiles limoneuses, le niveau était inférieur de $0,55$ m à celui du lac et $0,36$ m à celui du 1 situé sur la même verticale dans la partie supérieure.

Sous la dune de Lia, le niveau est plus bas de 0,04 m dans le piézomètre le plus profond. Cette observation a été confirmée par des mesures faites en août 1969.

— A Soro, dans la dune de Fatou, le niveau piézométrique sur la même verticale décroît avec la profondeur (0,04 m).

De même, au barrage le niveau est variable suivant la profondeur de la crépine. Il existe une différence maximale de 0,08 m entre le II et le V.

Les différences de niveau piézométrique sur une même verticale sont probablement déterminées, dans certains cas, par l'écoulement de la nappe, les équipotentielles n'étant plus alors verticales. Le fait que le niveau piézométrique décroisse avec la profondeur indiquerait alors que l'écoulement est plus important vers le bas de la nappe mais les écarts de quelques cm entre les niveaux correspondent à des différences de gradient pratiquement négligeables. Toutefois, elles peuvent résulter, dans certains piézomètres, d'une perte de charge due notamment aux communications plus ou moins aisées de l'aquifère sableux à l'aquifère argileux.

4. Physico-chimie des eaux

La conductivité (C), ramenée à 25 °C, a été mesurée avec un conductivimètre Philips PR 9500. Elle est exprimée en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. L'alcalinité ($\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H}$) et les teneurs en chlorures ont été déterminées par potentiométrie. Le dosage des sulfates a été fait par complexométrie de l'excès de baryum à l'aide d'un spectrophotomètre. Le dosage des alcalino-terreux (Ca et Mg) s'effectue également par complexométrie avec ce même appareil. Toutes ces déterminations sont réalisées sur appareil Métrohm E 436. Les teneurs en alcalins (Na et K) ont été mesurées au spectrophotomètre de flamme. Les concentrations ioniques sont exprimées en milliequivalent par litre (me/l) ou en % de la teneur totale en cations ou en anions.

Les teneurs en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ont été mesurées au spectromètre de masse de type Nier à double collection après préparation des eaux suivant le procédé classique (équilibre à 25 °C de l'échantillon avec du CO_2). Les résultats sont exprimés en terme de $\delta\text{‰}$ vs SMOW. La déviation standard est de 0,15‰. Ces études isotopiques ont été réalisées dans le cadre d'une collaboration avec les laboratoires de Géologie dynamique de Paris et de Géologie nucléaire de Pise [11].

4.1. NO 4.1.1. RÉSULTATS

Composition isotopique

Une masse hydrique, à faible teneur en ^{18}O , paraît axée sensiblement sous le bord sud-ouest du polder de No-Maïga (fig. 3a). Elle occupe toute l'épaisseur de l'aquifère mais les concentrations isotopiques croissent de -5,3 en surface à -2,7 à la base, suivant un gradient régulier de $+0,05\text{‰ m}^{-1}$ (fig. 7a). Il existe donc une stratification isotopique de la masse hydrique. Elle isole des eaux plus riches en ^{18}O (+7,0 à +2,4), situées à proximité du lac (+9,2) et sous le polder de No-Madirom (+7,3 à 5,3).

Dans la partie supérieure de la nappe de Tao, les eaux ont des teneurs d'autant plus faibles qu'elles sont éloignées des rives. Le gradient de décroissance, assez régulier,

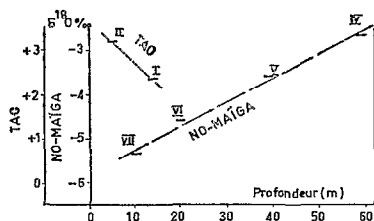


Fig. 7 a. — Evolution de la composition isotopique en fonction de la profondeur à No.

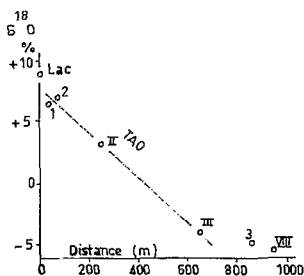


Fig. 7 b. — Evolution de la composition isotopique en fonction de la distance au rivage à No.

est voisin de $-0,02\text{‰ m}^{-1}$ (fig. 7b). Aucune limite entre les deux masses d'eau ne peut donc être définie sans arbitraire. Sur la verticale I-II, les eaux semblent aussi s'appauvrir légèrement en ^{18}O vers le bas. Là encore elles apparaissent stratifiées, mais le faible gradient est inverse de celui observé à No-Maïga (VII-IV).

Sous le polder de No-Madirom, il ne semble pas exister de gradient vertical marqué dans les compositions isotopiques (+ 7,3 à + 5,3).

Dans les argiles craquelées, les compositions croissent des bordures ($-5,0$, $-2,3$) vers le centre du polder (+ 3,3).

Salure globale

Elle est exprimée par la conductivité en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. De 240 dans le lac (fig. 3b), les valeurs croissent progressivement jusqu'à 500 dans la partie supérieure de la nappe sous la dune de Maïga. Lorsque l'eau est prélevée nettement dans les sables, la salure augmente également avec la profondeur. Sous No-Maïga (VIII-IV), elle croît ainsi de 200 à 2080, avec un gradient régulier de $38 \mu\text{mhos cm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Les eaux 6 et 8, qui semblent contrarier cette règle, ont été échantillonnées au contact des sables et des argiles et leur salure n'est probablement pas très représentative de celle de la nappe des sables. On remarque toutefois que la stratification n'est pas régulière latéralement. Les valeurs des eaux I, IX, XII contrarient un tracé sub-horizontale des courbes d'égale conductivité. Une masse hydrique de salure plus élevée existe sous le polder de No-Madirom.

Sur la bordure sud-ouest de No-Maïga les eaux (VII) présentent les conductivités les plus basses (200) observées dans la coupe. Elles sont donc isolées par des eaux de salure plus élevées vers le lac et le polder de No-Madirom. Au même endroit (4 et VIII) la nappe des argiles craquelées a une conductivité relativement faible (300 à 505).

Teneurs ioniques

Le faciès chimique des eaux du lac à Tao est bicarbonaté calcique (fig. 8). Les teneurs en Cl et SO_4 sont très faibles (0,02 et 0,1 me/l). Les bicarbonates équilibrent pratiquement à eux seuls la balance ionique. Les teneurs relatives en cations se répartissent ainsi $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$, avec $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{Na} + \text{K}$. Ces eaux sont « natroniques » [12] et entrent dans la zone d'alcalinité primaire telle qu'elle fut définie par Piper sur le diagramme en losange.

Les eaux souterraines, sur le profil étudié, présentent un faciès bicarbonaté calcique ou, le plus souvent, sodique avec $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ et $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{Na} + \text{K}$. Les concentrations en SO_4 peuvent être localement élevées, celles en Cl demeurent faibles. Les bicarbonates sont toujours prédominants. Ces eaux sont également « natroniques » et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire. Toutefois, par leurs teneurs en sulfates qui expliquent l'inégalité $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{HCO}_3 + \text{CO}_3$, les eaux IX et VII sous No-Maïga ne sont pas « natroniques ».

Quelques zones de la nappe, où les eaux présentent des caractéristiques communes, peuvent se distinguer :

— Les eaux (1, 2, II, pompe), prélevées à la partie supérieure de la nappe à proximité des rives, se différencient de celles du lac, outre l'accroissement de leur salure globale, par une augmentation en Na et une diminution en Ca. Les teneurs en Na tendent à devenir supérieures à celles en Ca, avec cependant une faible prédominance. Les concentrations en alcalino-terreux demeurent supérieures à celles en alcalins. Les eaux VI et X, bien que de localisation différente, se rapprochent de ce groupe.

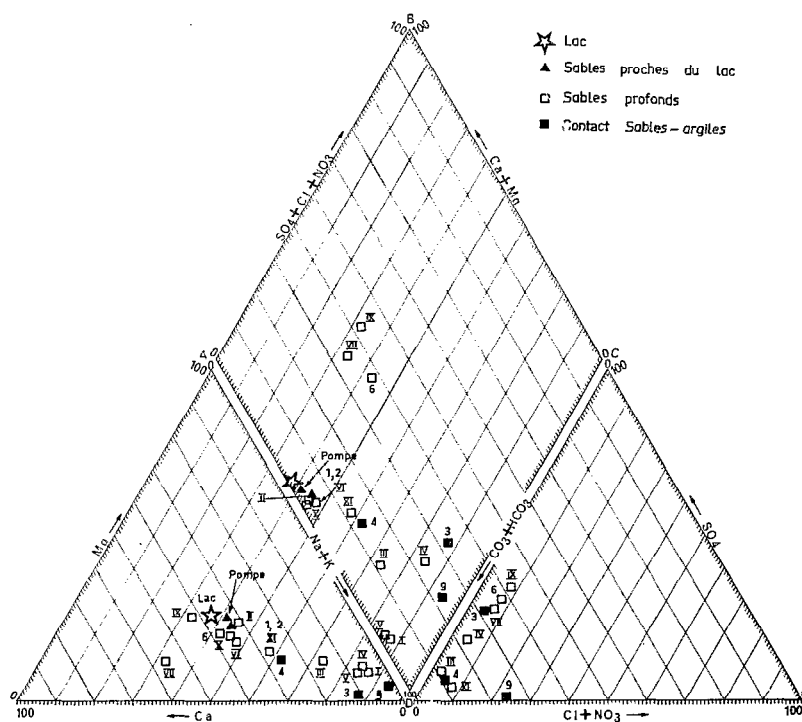


Fig. 8. — Diagramme d'analyse d'eau de la nappe à No.

— Sous la bordure sud-ouest de No-Maïga, le faciès chimique des eaux (IV à VII) prélevées sur la même verticale est $Na > Ca > Mg > K$. Les teneurs sont variées suivant la profondeur. Avec l'augmentation de la minéralisation globale, les teneurs en Ca et Mg décroissent tandis que celles en Na croissent. Dans la zone la plus profonde de la nappe (IV et V), les teneurs en Ca (8 à 9%) et Mg (7 à 8%) sont très faibles et celles en Na (79%) très élevées. L'eau la plus profonde contient des sulfates (18%). Les eaux I et III se rapprochent de ce groupe. Par contre, dans la partie supérieure, les eaux VI et VII sont plus riches en Ca (36 et 57%) et Mg (19 et 10%). La VII se distingue par une forte teneur en SO_4 (27%) et en Ca (68%). Cette caractéristique est commune aux eaux VII, IX et 6 de la partie supérieure de la nappe située sous les limons argileux de No-Maïga et permet de définir cette autre zone.

— Sous le polder de No-Madirom, les eaux (X et XI) ont des teneurs relatives en cations variées, analogues à celles observées à proximité du lac ou intermédiaires entre ces dernières et celles de la zone profonde.

— En bordure des polders, au contact avec les argiles, les eaux de la partie supérieure de la nappe peuvent présenter des faciès particuliers. On remarque ainsi une forte teneur en SO_4 (26%) et en Na (83%) au forage 3 et en Cl (24%) et Na (91%) au 9.

4.1.2. INTERPRETATIONS

Des masses d'eau ayant subi des évolutions différentes apparaissent dans la nappe. Les eaux à faibles teneurs en ^{18}O peuvent être soit d'origine météorique, soit d'origine lacustre. Dans ce dernier cas, elles se seraient infiltrées à une période où le lac plus étendu qu'actuellement, aurait eu de telles compositions isotopiques. D'après les résultats obtenus sur le lac, il semble difficile que les eaux superficielles aient pu conserver des valeurs aussi faibles car actuellement les teneurs isotopiques y croissent rapidement en s'éloignant du delta du Chari. Pour une conductivité de l'ordre de 150 par exemple, elles atteignent en moyenne + 5‰. Il serait également difficile d'expliquer la répartition des eaux dans l'aquifère. Au contraire, les teneurs les plus faibles des eaux souterraines s'inscrivent dans la gamme de celles des pluies susceptibles de s'infiltrer.

A Tao, dans la partie supérieure de la nappe, les eaux du lac se mélangent à des proportions croissantes d'eaux météoriques infiltrées à travers la dune, d'où la diminution régulière des teneurs en ^{18}O en fonction de la distance au rivage. En bordure du polder adjacent de No-Maïga, pour la même raison, les eaux de pluies se mélangent en profondeur à des eaux lacustres qui ont tendance à être repoussées vers le bas. Les eaux lacustres représenteraient ainsi une proportion de 35% à la base de l'aquifère, en considérant les teneurs isotopiques extrêmes observées dans le lac et la nappe. Il est vraisemblable ici que le mélange se soit produit progressivement au cours du temps avec une ancienne nappe essentiellement lacustre dès le début de l'infiltration des pluies. Celles-ci, en s'infiltrant dans la dune de Tao, constituaient probablement une nappe en équilibre dynamique avec le lac avant la création récente du polder. Cette hypothèse serait mieux en accord avec la répartition des salures. Le gradient isotopique inverse, observé sous la dune de Tao (I et II), bien que très faible, semble indiquer qu'à cet endroit les eaux du lac ne s'infiltrent pas préférentiellement vers le bas. Enfin il apparaît sur la coupe (fig. 3) que les faibles gradients hydrauliques observés ne doivent engendrer des écoulements que dans la partie supérieure de la nappe.

Sous le polder de No-Madirom, les eaux sont essentiellement d'origine lacustre, car les valeurs isotopiques dénotent qu'elles ont subi une forte évaporation avant d'alimenter la nappe. Il est à remarquer que ces eaux occupent toute l'épaisseur de l'aquifère. Elles ont dû s'infiltrer dans le bras anciennement inondé puis sous le barrage. Elles n'ont pas pu en effet s'infiltrer par dessous la masse d'eau météorique qui existe à No-Maïga. Après leur infiltration, les eaux du lac se déplacent donc ou se sont déplacées dans le sens longitudinal des bras repoussant alors d'autres

masses hydriques. C. CHEVERRY [8] attribuait les variations de salure dans certaines zones des polders de Bol à des changements du mode d'alimentation qui peuvent correspondre à de tels déplacements. Ces mouvements seraient liés essentiellement aux variations de niveau du lac.

La dune de Maïga, comparée à celle de Tao, ne semble pas contenir de fortes proportions d'eau météorique.

Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'enrichissement isotopique est provoqué par l'évaporation des eaux, lors de leur circulation vers le centre du polder.

Quelle que soit l'origine des eaux, météorique ou lacustre, les salures augmentent en fonction de l'éloignement des zones d'infiltration. L'évaporation, excepté dans les argiles craquelées et sur une frange réduite en bordure du lac, ne peut jouer

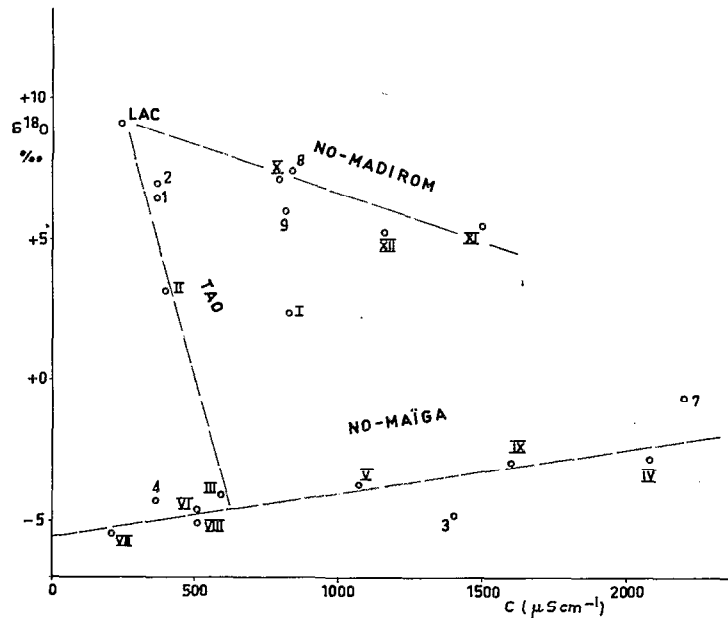


Fig. 9. — Corrélations entre la conductivité et la teneur en ^{18}O des eaux souterraines en bordure du lac Tchad à No.

aucun rôle dans l'accroissement de la minéralisation de la partie supérieure de la nappe car l'épaisseur de plusieurs mètres de sables au-dessus de la surface piézométrique constitue une protection efficace. Ceci est en accord avec les compositions isotopiques observées.

L'évolution des conductivités et des compositions isotopiques est sensiblement différente. Diverses corrélations apparaissent suivant les secteurs (fig. 9). Les points représentatifs des eaux de No-Maïga définissent une droite: la salure globale du mélange entre les eaux lacustres et météoriques décroît quand la proportion d'eau

de pluie faiblement minéralisée et appauvrie en ^{18}O croît. Il a été démontré [3] que l'échange isotopique entre les sels et l'eau n'avait qu'un effet négligeable sur la composition isotopique de cette dernière pour des concentrations inférieures à quelques g/l. Pour une minéralisation presque nulle, la composition isotopique serait de $-5,5$, cette valeur est voisine de celle du total de pluie annuel à Bol en 1967 ($-5,3$) qui était lui-même proche de la moyenne interannuelle (320 mm). Sous la dune de Tao, bien que la proportion des eaux météoriques augmente en direction du polder, les eaux de la partie supérieure de la nappe s'enrichissent en sels en circulant dans l'aquifère. A No-Madirom la teneur en ^{18}O décroît quand la salure croît. Cette dernière évolution ne semble pas avoir d'explication simple.

La minéralisation croissante des eaux depuis le lac et la partie supérieure de la nappe se réalise au contact de l'aquifère lors de la circulation des eaux. Il peut y avoir dissolution progressive de sels peu solubles tels par exemple les granulés calcaires observés dans les sondages ou du gypse. Cependant, il est probable que ces sels correspondent en grande partie à d'anciens dépôts évaporitiques, datant en particulier des épisodes lacustres dont les lentilles argileuses de la série des Soulias représentent les témoins. Nous rejoignons ici l'hypothèse de DIELEMAN et DE RIDDER [2] qui, dans la région de Bol, concluaient à une dissolution de sels fossiles par les eaux du lac. En fait, ils auraient été redissous, suivant les zones, par les eaux de pluies ou du lac, après avoir été à nouveau ensevelis sous les dunes. Les compositions ioniques indiquent que les espèces minérales dissoutes pouvaient être analogues à celles observées dans les cuvettes évaporitiques actuelles du Kanem: calcite CO_3Ca , gaylussite $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$, natron $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ [13], — ordre de cristallisation. La présence de gypse ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) a également été observée [8], sous forme d'accumulation saline actuelle dans le profil de certains sols des polders de Bol.

A No-Maïga, le gradient de salure vertical s'expliquerait par la disponibilité en sels de plus en plus faible dans la partie supérieure de l'aquifère à la suite d'un « lessivage » par les eaux météoriques infiltrées. L'évolution des caractéristiques chimiques sur toute l'épaisseur aurait alors été provoquée par les différences de solubilité entre les divers sels présents à l'origine (gypse et sels carbonatés sodiques). La répartition saline correspond également à une stratification par densité qui limite les mélanges de grande ampleur. Il est aussi probable que la répartition des dépôts originels ait déterminé certaines zones de la nappe à caractéristiques chimiques particulières. Des réactions chimiques entre les sels dissous dans l'eau et ceux éventuellement cristallisés dans l'aquifère (calcaire et gypse) sont également susceptibles de modifier les caractéristiques chimiques de la nappe.

La phase colloïdale et argileuse, contenue dans les pores de l'aquifère (observée dans la partie supérieure de la nappe), et les lentilles argileuses éventuellement présentes, doivent jouer un rôle important dans les échanges ioniques avec la nappe. Les ions pourraient être fixés par adsorption, phénomène plus intense pour les alcalino-terreux que pour les alcalins car il croît avec la charge des ions. L'enrichissement relatif en sodium des eaux dans certaines zones pourrait s'expliquer partiellement.

Toutefois, plusieurs autres phénomènes, susceptibles d'expliquer les faciès chimiques de la nappe des sables, doivent interférer: les mélanges d'eau, mis en

évidence par les compositions isotopiques, sont importants. Une diffusion ionique pourrait se réaliser dans des zones restreintes. Des réactions entre les sels dissous et cristallisés, la réduction des sulfates et une précipitation de calcite (observée localement) sont également susceptibles d'intervenir.

4.2. Tchingam 4.2.1. RÉSULTATS

Composition isotopique

Sous la dune de Lia, dans la partie supérieure de la nappe, les teneurs en ^{18}O décroissent latéralement depuis la rive (+ 5,3) vers le polder (— 5,2) (fig. 4b et 10a). En bordure de celui-ci les teneurs en ^{18}O augmentent de — 4,8 à la partie supérieure à — 2,7 à la base de la nappe (fig. 4b et 10b). Dans la nappe phréatique des argiles craquelées l'enrichissement en ^{18}O est notable vers le centre du polder (— 4,8 à + 1,9) mais n'atteint pas de très fortes valeurs.

Salure globale

Dans la zone supérieure de la nappe, sous la dune, les conductivités vont en croissant du lac (110) vers le polder (780) (fig. 4b). Cet enrichissement en sels est conforme au gradient hydraulique. L'augmentation est rapide dans les argiles en bordure du polder (370 à 780) bien que celles-ci puissent être recouvertes par plusieurs mètres de sables.

Dans l'ensemble de la nappe des sables, la conductivité augmente avec la profondeur (300 à 1 100). Ceci a été observé partout où les eaux ont été prélevées sur une même verticale. Il existe donc une stratification saline conforme à la densité des eaux.

Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'augmentation de la minéralisation est rapide. Les conductivités croissent ainsi de 300 sur les bords, à 11 000 au centre de la cuvette.

Teneurs ioniques

Dans le bras de Lia, les eaux du lac sont bicarbonatées calciques (fig. 11). Les teneurs en Cl et SO_4 sont inférieures aux limites de sensibilité des méthodes d'analyses (0,05 me/l). Le faciès chimique est $Ca > Mg > Na > K$. Ces eaux sont « natroniques » et entrent dans la zone d'alcalinité primaire.

4 types d'eaux correspondant aux zones suivantes se différencient dans la nappe :

- Partie supérieure des sables (1, 3, 4).
- Partie inférieure des sables (I, II, III, VIII).
- Argiles craquelées en bordure du polder (8, VII, IV, 7).
- Argiles craquelées au centre du polder (V, VI, 10, 11, 12).

La nappe des sables se distingue par ses teneurs en sulfates comprises entre 9 et 30%.

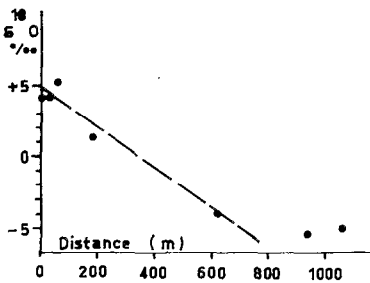


Fig. 10 a. — Evolution de la composition isotopique en fonction de la distance au rivage à Tchingam.

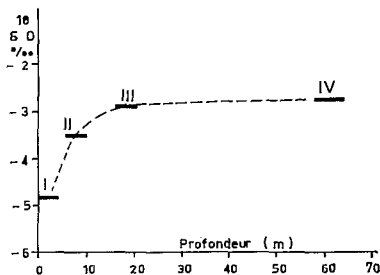


Fig. 10 b. — Evolution de la composition isotopique en fonction de la profondeur à Tchingam.

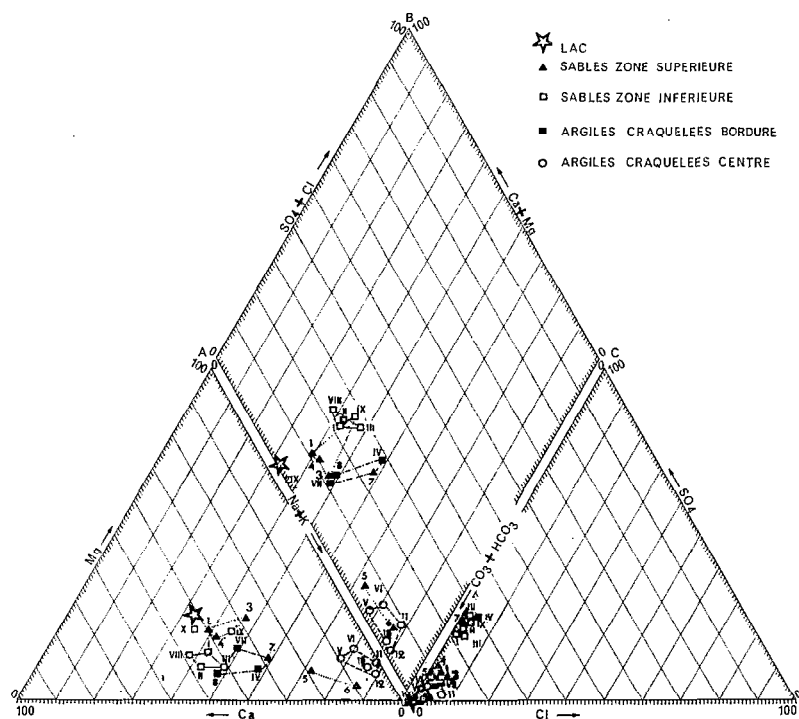


Fig. 11. — Diagramme d'analyse d'eau de la nappe à Tchingam.

La partie inférieure de la nappe (I, II, III, VIII, IX) présente quelques différences par rapport à la partie superficielle (1, 3, 4). Les teneurs relatives en SO_4 (20 à 30%) et Ca y sont plus élevées, celles en Mg et K plus faibles, celles en Na restent du même ordre de grandeur. Les valeurs médianes respectives sont ainsi Ca = 45,5%, Mg = 12,5 et 21,5%, Na = 35,5 et 34,0%, K = 5,0 et 8,5%. Le faciès chimique est Ca > Na > Mg > K mais au sommet de la nappe il peut devenir Na > Ca > Mg > K. On observe toujours Ca + Mg > Na + K. Ces eaux sont également « natroniques » et entrent dans la zone d'alcalinité primaire. Il est à remarquer que l'augmentation de la salure globale avec la profondeur ne s'accompagne pas ici d'une évolution marquée des teneurs ioniques relatives.

Les eaux (1, 3, 4) de la partie supérieure présentent par rapport à celles du lac des teneurs relatives plus élevées en SO_4 et Na et plus faibles en Ca et Mg.

Dans les argiles craquelées en bordure du polder, les teneurs en SO_4 se maintiennent entre 10 et 20%. Par rapport aux eaux sous-jacentes, on note une augmentation en Na (43,0%) et une diminution en Ca (31,5%). Les eaux situées au centre du polder, avec l'augmentation de la salure globale, se distinguent par des teneurs très faibles en Ca (4%) et très fortes en Na (78%).

4.2.2. INTERPRÉTATION

Il existe une grande analogie dans le mode de répartition des eaux de la nappe à Tchingam et dans la bordure sud-ouest de No (Tao et No-Maïga) car les teneurs

en ^{18}O et les salures globales y subissent la même évolution depuis les rives et en profondeur. On retrouve en particulier à la base, et sur 42 m d'épaisseur, des eaux de composition isotopique analogue (2, 9 et 2,7) qui pourraient correspondre essentiellement à la nappe ancienne.

Les eaux du IV, dans les argiles craquelées, sont plus douces (300) que celles des VIII et IX (330-410). Ces eaux de faible minéralisation doivent provenir principalement d'en dessous, bien que celles du III aient une conductivité plus élevée (480).

La crépine, longue de 6 m, capte en effet un échantillon moyen mais à sa partie supérieure, la conductivité pourrait être de l'ordre de celle mesurée au IV. Une observation a été faite en faveur de cette hypothèse lors du sondage: après un arrêt de 12 heures à 37 m de profondeur, la nappe artésienne débitait légèrement à la surface du sol, malgré la boue de forage, sans que l'on puisse préciser quelle partie de la nappe contribuait à l'alimentation. Un prélèvement a alors été effectué, sa conductivité de 256 laisse penser que seule la partie supérieure du forage débitait et que la minéralisation des eaux y est effectivement plus faible que l'échantillon moyen du III.

Les compositions ioniques relatives, assez voisines sur toute l'épaisseur de l'aquifère, amènent à penser que la dilution progressive de la nappe par les eaux météoriques est le phénomène ayant prédominé dans l'établissement du gradient de salure. Cette dilution apparaît aussi dans la corrélation entre la conductivité et la teneur en ^{18}O (fig. 12). Les phénomènes amenant la modification du faciès chimique des eaux dans les argiles craquelées ont été étudiés en détail dans les polders de Bol par C. CHEVERRY [8]. Ils semblent être responsables de l'évolution des teneurs ioniques observées dans cette même nappe phréatique à Tchingam: l'évaporation dans les argiles provoque une circulation des eaux et une accumulation saline vers le centre du polder. Il se produit une précipitation de CO_3Ca dans le profil pédologique, une accumulation de CaSO_4 et Na_2SO_4 et une fixation de sodium sur le complexe absorbant du sol. La réduction bactérienne peut également amener une diminution des teneurs en sulfates. Les résultats isotopiques indiquent cependant que l'eau météorique qui provient de la dune subit une évaporation modérée et se minéralise donc essentiellement par dissolution de sels.

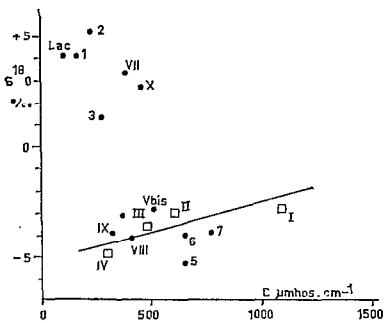


Fig. 12. — Corrélation entre la conductivité et la teneur en ^{18}O des eaux souterraines en bordure du lac Tchad à Tchingam.

4.3. Soro 4.3.1. RÉSULTATS

Composition isotopique

A l'extrémité de la presqu'île de Fatou, les teneurs isotopiques croissent vers la base de la nappe (fig. 5b et 13). De -2,1 à 6 m en dessous du niveau piézométrique, les valeurs atteignent +6,3 à 25 m. La composition des eaux du lac y est de +8,2. Au barrage, les teneurs décroissent de +9,8 dans la partie supérieure de la nappe à +5,5 à 60 m de profondeur, avec un gradient moyen de l'ordre de $0,076\text{‰ m}^{-1}$. A cette époque, les eaux du lac sont plus riches en ^{18}O (+10,6). A la case SODELAC,

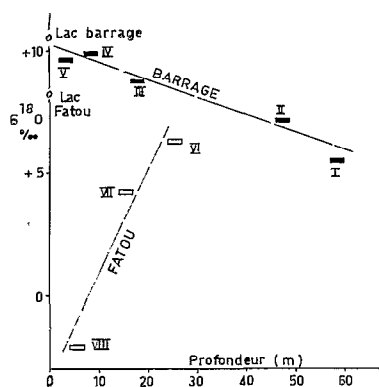


Fig. 13. — Evolution de la composition isotopique en fonction de la profondeur à Soro.

en bordure du polder, la nappe a des valeurs comprises entre + 6,1 et + 6,3. Les eaux légèrement plus riches en ^{18}O se situent à une cote inférieure. A l'extrémité du polder, jusqu'à 15 m de profondeur, les valeurs sont négatives (— 4,7 à — 4,2)..

Salure globale

Dans la presqu'île dunaire, les conductivités varient de 820 à 940 (fig. 5b), les eaux les plus minéralisées étant à la base. Au barrage, les valeurs les plus élevées (1 770 et 1 630) sont au sommet et à la base de la nappe. Les eaux les moins chargées en sels (400) se rencontrent à l'extrémité de la cuvette.

Teneurs ioniques relatives

Les eaux superficielles et souterraines présentent des faciès chimiques bicarbonatés sodiques ou calciques (fig. 14). Elles sont « natroniques » et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire.

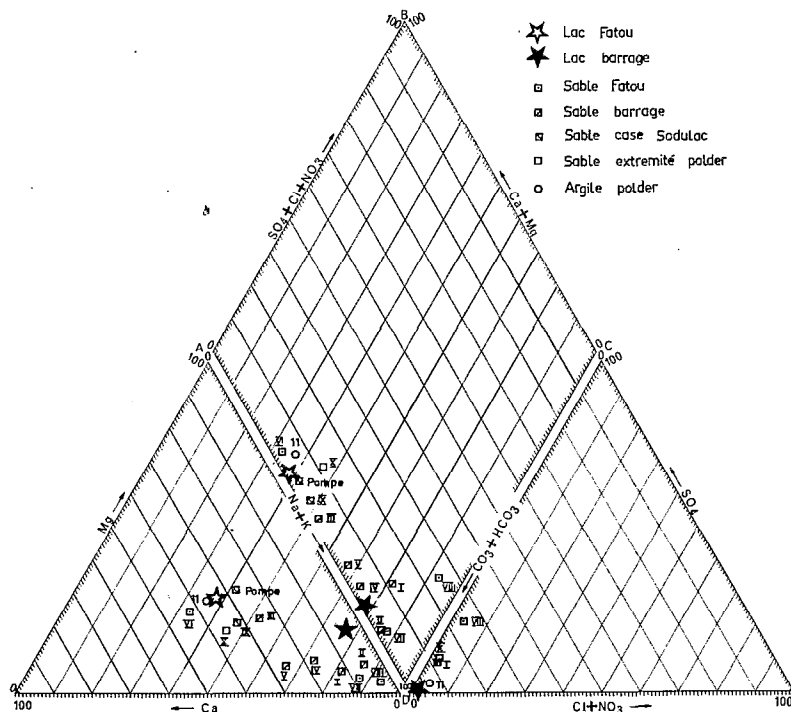


Fig. 14. — Diagramme d'analyse d'eau de la nappe à Soro.

Les eaux du lac ont des caractéristiques chimiques différentes aux deux points de prélèvement. A Fatou, le faciès chimique est $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$, avec de faibles prédominances pour les trois premiers ions, tandis qu'au barrage il est devenu $\text{Na} > \text{Mg} = \text{K} > \text{Ca}$ avec l'augmentation de la salure globale.

Dans la dune de Fatou, les eaux situées au-dessus de la formation argileuse présentent des teneurs relatives très différentes de celles situées en dessous. Les deux premières sont très riches en Na (87-90%) alors que la troisième se distingue par une teneur élevée en Ca (42%). Dans la partie supérieure, la teneur en sulfates est particulièrement élevée (21%).

Sous le barrage, les eaux sont bicarbonatées sodiques. Elles se distinguent de celles du lac par des teneurs plus fortes en calcium et généralement plus faibles en magnésium. La plus profonde contient des sulfates (10%).

Les eaux de la pompe et du sondage voisin (IX) ont des teneurs relatives assez proches de celles prélevées à l'extrémité du polder (11 et X), bien que ces dernières présentent des concentrations notables en sulfates (3 à 9%).

4.3.2. INTERPRÉTATION.

Dans la presqu'île de Fatou, les eaux d'origine météorique reposent sur des eaux lacustres. L'évolution progressive des valeurs tend à montrer l'importance des mélanges entre les deux types d'eau. Il est probable que cette répartition s'explique de la même façon qu'à No-Maïga et soit assez représentative de celle existant dans les îles et presqu'îles du lac.

Dans le sens longitudinal du polder, les eaux du lac s'infiltrent sous le barrage et alimentent la nappe. Les teneurs en ^{18}O diminuent en profondeur (sous le barrage) et sur les bords du polder (case SODELAC) à la suite d'un mélange des eaux lacustres à des eaux météoriques provenant des dunes bordières.

À l'extrémité du polder on ne retrouve plus d'eaux lacustres. Les eaux météoriques occupent la partie supérieure de l'aquifère jusqu'à la profondeur atteinte de 15 m.

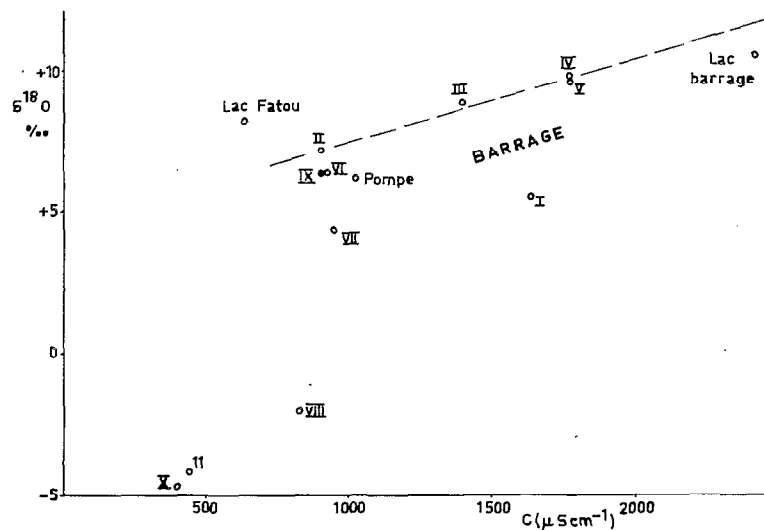


Fig. 15. — Corrélation entre la conductivité et la teneur en ^{18}O des eaux souterraines en bordure du lac Tchad à Soro.

D'après les observations faites à No, l'interface entre les deux types d'eau doit être en fait une zone de mélange progressif. Les eaux prélevées dans le puits à la partie supérieure de l'aquifère sont un peu enrichies en ^{18}O , comparativement à celles situées entre 12 et 15 m de profondeur. Cela doit tenir à une légère évaporation dans les argiles.

Une seule corrélation apparaît vraiment bonne entre la conductivité et la teneur isotopique (fig. 15). Elle est définie par les points représentatifs des eaux du lac et des crépines II à V sous-jacentes (droite d'équation $\delta^{18}\text{O} = 2,68 \cdot 10^{-3} C + 5$). Ces eaux tendent à s'enrichir en ^{18}O en même temps qu'en sels, ce qui peut dénoter une histoire commune. Par contre l'eau I, la plus profonde, pourrait avoir eu une histoire sensiblement différente car son point représentatif s'écarte de la droite.

Les eaux prélevées sous le barrage présentent des teneurs ioniques relatives assez proches de celles du lac. Elles n'ont subi dans l'aquifère que des changements de faciès mineurs. Cependant les eaux météoriques et lacustres peuvent avoir des caractéristiques chimiques assez voisines.

Conclusion

La nappe de la zone supérieure des formations du Tchad, qualifiée de phréatique à l'échelle de la cuvette tchadienne, a été étudiée sur toute son épaisseur en trois sites des côtes nord et est de la partie méridionale du lac Tchad. Ses rapports avec les eaux de surface ont pu ainsi être précisés.

L'aquifère (quaternaire supérieur et récent, peut-être plus ancien à la base) repose sur un mur imperméable (probablement plio-quaternaire) situé entre 208 et 217 m — altitude absolue — de Tchingam à No et probablement inférieur à 207 m à Soro. La nappe circule dans des sables de granulométrie moyenne, passant à des sables plus fins vers 233 à 226 m. Ces derniers constituent l'erg du Kanem. Au moins deux ou trois couches lenticulaires d'argile imperméable (principalement de la série des Soulias), d'une épaisseur de 1 à 7 m, peuvent exister à différents niveaux entre 225 et 270 m. L'épaisseur des sables aquifères est au minimum de 54 à 63 m. Une partie de l'eau des sables s'écoule dans les argiles craquelées, à perméabilité en grand, qui comblent les fonds des polders entre 278 et 281 m environ (série de Labdé). Cet aquifère est isolé des sables sous-jacents par une couche de limons argileux de très faible perméabilité et son alimentation se réalise essentiellement par ses bordures.

Le lac, dont le niveau moyen était à 282 m au moment de l'étude, s'étend sur cet ensemble.

Pour un tel niveau des eaux de surface, les gradients piézométriques moyens entre le lac et la nappe phréatique des argiles craquelées sont de l'ordre de 3‰ et orientés vers les cuvettes. Compte tenu de l'épaisseur importante de la nappe, on peut penser que les mouvements d'eau ainsi engendrés s'effectuent surtout dans la partie supérieure. La nappe des sables est mise en charge sous les limons argileux et localement artésienne de plusieurs dizaines de centimètres. Le niveau piézométrique

de la nappe phréatique des polders subit des oscillations, de 2 à 3 cm d'amplitude et de période journalière, provoquées par la marée barométrique.

Seules les compositions isotopiques permettent de mettre en évidence des masses hydriques d'origines différentes et de préciser les rapports entre le lac et cette nappe côtière.

En bordure des côtes du lac, où le gradient piézométrique est orienté vers l'intérieur des terres, on observe en s'éloignant du rivage une diminution régulière des proportions d'eaux lacustres au profit des eaux météoriques infiltrées à travers la dune. Les conclusions préliminaires, relatives à l'origine essentiellement météorique de la partie supérieure de la nappe phréatique [3], se trouvent alors confirmées. Dans l'épaisseur, comme en témoignaient les quelques observations relatives à Bol Guini, la répartition des eaux est plus complexe. Suivant le même processus, sur le bord des polders adjacents à de telles dunes, les eaux de pluies se mélangent en proportions décroissantes vers le bas à des eaux lacustres. Il est probable que le mélange se soit produit progressivement jusqu'à nos jours avec une nappe d'origine essentiellement lacustre.

Des masses hydriques à fortes proportions d'eaux lacustres ont été mises en évidence dans certaines zones des polders étudiés sur toute l'épaisseur de l'aquifère. L'infiltration de ces eaux se réalise ou s'est réalisée dans le sens axial des bras. Les eaux lacustres s'infiltrent notamment sous les barrages tout en se mélangeant aux apports d'origine météorique en provenance des dunes bordières. Ces eaux lacustres peuvent repousser en s'infiltrant des masses hydriques météoriques qui prennent longitudinalement le relais, probablement après une zone de mélange progressif. Dans cette région, les pertes du lac Tchad par infiltration, bien que complexes et semble-t-il limitées, sont réelles et peuvent ainsi contribuer à sa régulation saline.

Les eaux souterraines sont bicarbonatées calciques ou, le plus souvent, sodiques. Elles sont « natroniques ». Les conductivités mesurées sont comprises entre 200 et 2 080 $\mu\text{mhos} \cdot \text{cm}^{-1}$. En relation avec la répartition des eaux d'origine météorique ou lacustre, il existe une stratification saline par densité dans certaines zones de la nappe. La salure des eaux d'origine essentiellement météorique est généralement plus faible et peut dans ce cas contribuer à les mettre en évidence. Celle des eaux d'origine lacustre peut être partiellement originelle, c'est-à-dire acquise par évaporation avant l'infiltration. Cependant, à l'exception des valeurs faibles, les salures ne sont pas représentatives de l'état d'évaporation des eaux car quelle que soit leur origine, elles se chargent en sels dans l'aquifère. La croissance de cette minéralisation peut être provoquée par une dissolution encore actuelle de sels peu solubles. Toutefois les compositions ioniques conduisent à conclure que les sels en solutions correspondent en grande partie à d'anciens dépôts évaporitiques qui devaient être associés aux lentilles argileuses disséminées dans les sables. Ils auraient été redissous par les eaux météoriques ou lacustres suivant les zones. La répartition des dépôts fossiles aurait déterminé dans une certaine mesure des zones à caractères chimiques particuliers. La stratification saline s'explique principalement par la disponibilité en sels de plus en plus faible dans la partie supérieure de l'aquifère par suite d'un « lessivage » par les eaux d'infiltration. La solubilité différente des minéraux présents à l'origine peut expliquer l'évolution des teneurs ioniques, notamment une richesse

inhabituelle en sulfate et en calcium de la partie supérieure de la nappe. On peut observer également par endroit une simple dilution de la nappe par les eaux de pluie, phénomène progressif et plus marqué vers la partie supérieure. Des modifications de ces caractéristiques peuvent être provoquées par des réactions entre les sels dissous et cristallisés. La phase colloïdale et argileuse, contenue dans les pores de l'aquifère et les lentilles argileuses, doivent jouer aussi un rôle important dans ces modifications, principalement en échangeant progressivement des ions avec l'eau.

Les caractéristiques et la répartition des sels dissous tendent à étayer l'hypothèse de mouvements d'eaux très lents.

A l'issue de ces études, il apparaît maintenant nécessaire de tenter la datation de ces divers types d'eaux afin de préciser leur dynamique tout en reliant leur histoire à celle du bassin tchadien.

Bibliographie

- [1] SCHNEIDER (J. L.) – 1967 – Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique (République du Tchad). Extrait de la publication n° 70 de l'A.I.H.S., *Symposium de Garde*, p. 122-131, 3 fig.
- [2] DIELEMAN (P. J.) et DE RIDDER (N. A.) – 1963 – Expertise sur les mouvements des eaux et du sel dans le polder de Bol-Guini. Inst. Internat. pour l'amélioration et la mise en valeur des terres, Wageningen, Hollande, juillet 1963.
- [3] FONTES (J. C.), MAGLIONE (G.) et ROCHE (M. A.) – 1969 – Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol, vol. VI, n° 1, p. 17-34, 6 fig.
- [4] FONTES (J. C.), MAGLIONE (G.) et ROCHE (M. A.) – 1969 – Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. Coll. *Util. énergie atom. fins pacif. en Afrique (Kinshasa)*, I.A.E.A., Vienne, p. 209-219, 4 fig.
- [5] ROCHE (M. A.) – 1970 – La nappe phréatique des côtes orientales du lac Tchad. A paraître.
- [6] GUICHARD (E.), BOUTEYRE (G.) et LÉPOUTRE (B.) – 1959 – Etude pédologique des polders de Bol et de Bol-Guini. O.R.S.T.O.M., Centre de Fort-Lamy, 72 p.
- [7] PIAS (J.) et BARBERY (J.) – 1961 – Evolution de la salinité dans le polder de Bol-Guini. O.R.S.T.O.M., Centre de Fort-Lamy, 106 p.
- [8] CHEVERRY (C.) – 1969 – Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquence sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. O.R.S.T.O.M., Centre de Fort-Lamy, 110 p.
- [9] DUPONT (B.) – 1967 – Etude des formations sédimentaires du Kanem. Premiers résultats. O.R.S.T.O.M., Centre de Fort-Lamy, 150 p.
- [10] SERVANT (M.) et SERVANT (S.) – 1970 – Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. A paraître, *Rev. de Géogr. physique et Géol. dynamique*.

- [11] FONTES (J. C.), GONFIANTINI (R.) et ROCHE (M. A.) – 1970 – Deutérium et oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad. A paraître dans les comptes rendus du Colloque de Vienne sur l'utilisation des isotopes en hydrologie.
- [12] DELECOURT (J.) – 1946 – Géochimie des océans, des bassins clos et des gites salifères. Mers et lacs contemporains. *Mém. Soc. Belge de Géol. Paléont. et Hydro.*, 1946, n° 1, 177 p.
- [13] MAGLIONE (G.) – 1968 – Présence de gaylussite et de trona dans les natrières du Kanem. *Bull. Soc. Franc. Minéralo. Cristallogr.*, 91, p. 388-395.